



ГЛУБИННЫЙ МАГМАТИЗМ, ЕГО ИСТОЧНИКИ И ПЛЮМЫ

Deep seated magmatism, its sources and plumes



ИРКУТСК
2013

*Российская Академия Наук
Сибирское Отделение
Институт геохимии им. А.П.Виноградова*



Глубинный магматизм, его источники и плюмы

**(Deep-seated magmatism,
its sources and plumes)**

*Труды
XIII Международного семинара
" Глубинный магматизм, его
источники и плюмы"*

Редактор Н.В. Владыкин

**ИРКУТСК
2013**

Глубинный магматизм, его источники и плюмы.

Труды XIII международного семинара. Изд-во Института географии СО РАН, 2013, т.3, 302 стр., ISBN 978-5-94797-154-5.

В сборнике рассмотрены фундаментальные проблемы глубинного магматизма.

Выявлено, что U и Th в Гулинском щелочном комплексе концентрируется в поздних дифференциатах- фоскоритах в редкометальных минералах. Рассмотрен предполагаемый состав нижнемантийных источников алмазов с включениями ферропериклаза и железистых магнезиовюститов. В двух революционных статьях рассмотрены – микроэлементный состав примитивной мантии (нехондритовая модель) и природа слоя «d». Рассмотрены результаты анализа изотопов осмия в зернах платиноидов из различных ультраосновных массивов. Предложены модель формирования этих элементов. Изучена геологическая позиция и магматизм Центрально- Азиатской рифтовой зоны и их связь с плюмами. Проведено комплексного петролого-геофизическое и геохронологическое исследование крупной палеозойской рудно-магматической системы Кольского полуострова, развитие которой датируется в интервале 404 – 347 млн. лет.

Для определения источников и эволюции флюидов при метасоматическом преобразовании мантии Восточной Антарктиды приводится комплексное изотопно-геохимическое и термобарогеохимическое изучение флюидов в уникальном образце гранатового лерцолита из Оазиса Джетти. Обнаружение расплавных включений в минералах флюорит-кальцитовых карбонатитов Большетагинского массива (Вост. Саян) послужило важным свидетельством в пользу магматической природы этих образований.

Рассмотрены особенности состава кимберлитов трубки Заря и Сытыканская и происхождение зеленых гранатов в мантийных ксенолитах.

Книга представляет интерес для петрологов, геохимиков и специалистов по глубинному щелочному и кимберлитовому магматизму, студентов и преподавателей вузов.

*Печатается по решению Ученого Совета
Института геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН*

Ответственный редактор: доктор геол.-мин. наук Н.В. Владыкин

*Рецензент: доктор геол.-мин. наук В.С. Антипин
Оригинал-макет: В.И. Андриевская, Т.А. Радомская*

*Институт географии СО РАН
664033, г. Иркутск, ул. Улан-Баторская 1
Отпечатано в Глазковской типографии. г. Иркутск, ул. Гоголя 53.
Заказ №. 2233 Тираж 75 экз.*

ISBN 978-5-94797-154-5

© Институт геохимии СО РАН, 2013
© Институт географии СО РАН, 2013

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие редактора	4
Когарко Л.Н. Геохимия радиоактивных элементов в породах Гулинского массива (Полярная Сибирь)	5
Рябчиков И.Д., Каминский Ф.В. Состав нижнемантийного источника алмазов с высокобарными минеральными включениями	18
Костицын Ю.А. Микроэлементный состав примитивной мантии – нехондритовая модель	25
Ярмолук В.В., Кузьмин М.И., Козловский А.М. Позднепалеозойский-раннемезозойский внутриплитный магматизм Северной Азии: траппы, рифты, батолиты-гиганты и геодинамика их формирования	54
Пушкарев Ю.Д. Фундаментальные проблемы развития Земли и природа слоя D", как одна из них	95
Арзамасцев А.А., Арзамасцева Л.В., Жирова А.М., Глазнев В.Н. Глубинное строение и длительность формирования палеозойской магматической системы в центральной части Кольской щелочной провинции	121
Костоянов А.И., Пушкарев Ю.Д. Осмиевая изотопная систематика платинометаллических месторождений: источники рудного вещества и хронология их формирования	150
Соловова И.П., Буйкин А.И., Когарко Л.Н., Грибоедова И.Г., Аверин А.А., Верховский А.Б. H ₂ S-N ₂ - содержащие углекислотные флюиды и сульфидно-силикатная несмесимость в верхней мантии: микровключения в минералах мантийных ксенолитов, оазис Джетти, Восточная Антарктида	189
Андреева И.А. Солевые (карбонатитовые) расплавы Большетагнинского массива, Восточный Саян: данные изучения включений минералообразующих сред	223
Саблуков С.М., Саблукова Л.И., Стегницкий Ю.Б., Карпенко М.А. Происхождение мантийных ксенолитов с зелёным гранатом из кимберлитов (дайка Ньюлендс, Южная Африка и трубка Нюрбинская, Якутия)	230
Специус З.В., Поляничко В.В., Харламова Е.И., Тарских О.В., Иванов А.С. Особенности вещественного состава кимберлитов трубки Заря	257
Ащепков И.В., Владыкин Н.В., и др. Глубинные ксенолиты и ксенокристы кимберлитовой трубки Сытыканская: свидетельство эволюции мантийной колонны	277

ПРЕДИСЛОВИЕ РЕДАКТОРА

В последние годы в связи с интенсивным развитием гипотезы плюмовой тектоники в мире и России появился повышенный интерес исследователей к изучению петрологии и геохимии внутриконтинентального магматизма повышенной щелочности. К ним относятся породы щелочных комплексов, кимберлиты, щелочные базальты. Щелочные породы - уникальные образования Земли. С ними связаны крупнейшие месторождения Nb, Ta, Zr, Y, TR, Cu, P и других рудных элементов, а также и уникальные месторождения самоцветов: чароита, Cr-диоксида, дианита. В лампроитах Австралии добываются алмазы. Сложности процессов образования щелочных пород вызывали многолетние научные споры, которые не утихают и до сих пор. Развитие новых методов исследований постоянно расширяют и углубляют знания об особенностях их вещественного состава, а данные изотопно-геохимических исследований подтверждают мантийную природу источников вещества щелочных комплексов. По особенностям минеральных парагенезисов и происхождения мантийных пород можно расшифровывать глубинную геодинамику Земли.

Проблемам петрологии глубинного магматизма (щелочных пород, кимберлитов, и их мантийных ксенолитов) и связи их источников с плюмовыми процессами были посвящены 12 международных семинаров, проведенные Институтом Геохимии СО РАН в городах Сибири, Урала и Дальнего Востока с 2001 по 2012 годы. Очередной 13 семинар должен был проходить в Египте, но из-за революции мы его перенесли в г. Москву. Материалы этого семинара напечатаны в предлагаемом сборнике.

В сборнике рассмотрены фундаментальные проблемы глубинного магматизма. Выявлено, что U и Th в Гулинском щелочном комплексе концентрируются в поздних дифференциатах - фоскоритах в редкометалльных минералах. Рассмотрен предполагаемый состав нижнемантийных источников алмазов с включениями ферропериклаза и железистых магнезиовюститов. В двух революционных статьях рассмотрены - микроэлементный состав примитивной мантии (нехондритовая модель) и природа слоя «d». Рассмотрены результаты анализа изотопов осмия в зернах платиноидов из различных ультраосновных массивов. Предложены модель формирования этих элементов. Изучена геологическая позиция и магматизм Центрально-Азиатской рифтовой зоны и их связь с плюмами. Проведено комплексного петролого-геофизического и геохронологического исследования крупной палеозойской рудно-магматической системы Кольского полуострова, развитие которой датируется в интервале 404 – 347 млн. лет.

Для определения источников и эволюции флюидов при метасоматическом преобразовании мантии Восточной Антарктиды приводится комплексное изотопно-геохимическое и термобарогеохимическое изучение флюидов в уникальном образце гранатового лерцолита из Оазиса Джетти. Обнаружение расплавных включений в минералах флюорит-кальцитовых карбонатитов Большетагнинского массива (Вост. Саян) послужило важным свидетельством в пользу магматической природы этих образований.

Рассмотрены особенности состава кимберлитов трубки Заря и Сытыканская и происхождение зеленых гранатов в мантийных ксенолитах.

Книга представляет интерес для петрологов, геохимиков и специалистов по глубинному щелочному и кимберлитовому магматизму, студентов и преподавателей вузов.

Доктор геол.-мин. наук

Н.В. Владыкин

ГЕОХИМИЯ РАДИОАКТИВНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В ПОРОДАХ ГУЛИНСКОГО МАССИВА (ПОЛЯРНАЯ СИБИРЬ)

Когарко Л.Н.

*Институт геохимии и аналитической химии
им. В.И. Вернадского РАН, Москва,*

Исследование распределения радиоактивных элементов в породах Гулинского комплекса показало увеличение концентраций урана и тория в конечных продуктах магматической дифференциации-карбонатитовом комплексе и агпаитовых нефелиновых сиенитах. В породах карбонатитового комплекса радиоактивные элементы значительно концентрируются в ранних породах-фоскоритах. В поздних – доломитовых карбонатитах содержания радиоактивных элементов падают. Отношение Th/U возрастает от близко к хондритовой величине в малодифференцированных, высокомагнезиальных первичных магмах к поздним породам-фоскоритам, кальцитовым карбонатитам и доломитовым карбонатитам. Основное количество радиоактивных элементов заключено в редкометальных акцессорных минералах-перовските, пирохлоре, кальцитрите и апатите. Породообразующие минералы содержат очень низкие концентрации радиоактивных элементов.

УРАН, ТОРИЙ, ГУЛИНСКИЙ МАССИВ, ГЕОХИМИЯ ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД

В связи с распадом Советского Союза Россия потеряла ценнейшие источники радиоактивного сырья. Вследствие этого исследования геохимия урана и тория в горных породах приобретает повышенный интерес. Из всех магматических формаций щелочной и карбонатитовый магматизм обладает самым высоким потенциалом в отношении радиоактивных элементов. Большое число эндогенных месторождений урана и тория связано с породами повышенной щелочности. Целью настоящей работы является исследование геохимии радиоактивных элементов в породах крупнейшего в мире ультраосновного-щелочного Гулинского комплекса Маймеча-Котуйской провинции (Полярная Сибирь). Гулинский массив занимает территорию между реками Котуй и Маймеча и расположен на границе Сибирской платформы и Хатангского прогиба. Массив имеет овальную форму 35×45 км и включает породы массива, перекрытые четвертичными отложениями, занимает площадь – 1500 - 1600 км² [2]. Согласно геофизическим данным массив имеет практически вертикальные контакты и, по-видимому, трубообразную форму [2]. Вмещающими породами массива являются щелочные эффузивы, включающие потоки меймечитов. Гулинский массив также как и другие ультраосновные – щелочные массивы провинции формировался в несколько фаз (табл. 1).

Наиболее распространенными породами массива являются дуниты, которые занимают около 60 % площади и ультраосновные щелочные породы – около 30 % массива. Все остальные разновидности, включая мелелитолиты, ийолиты, щелочные сиениты и карбонатиты составляют только 10 % площади массива.

Таблица 1.

Интрузивные фазы Гулинского комплекса

Фаза интрузии	Субфаза	Порода
7	4	Доломитовые карбонатиты
	3	Мелкозернистые кальцитовые карбонатиты
	2	Крупнозернистые кальцитовые карбонатиты
	1	Фоскориты и рудные фоскориты
6		Граниты
5	2	Микрошонкиниты
	1	Агпаитовые сиениты, кварцевые сиениты
4		Ийолиты и ийолит-пегматиты
3	3	Якупирангиты и мельтейгиты
	2	Нефелиниты и оливиновые нефелиниты, нефелиновые пикриты, слюдяные пироксеновые пикриты
	1	Мельтегиты, малиньиты, шонкиниты
2		Мелелитовые породы
1	2	Рудные пироксениты(косьвиты),оливиновые пироксениты,перидотиты
	1	Дуниты

Анализы урана и тория были выполнены методом ICPMS, масс-спектрометр – Finnigan Element, использовались международные стандарты BE-N, IF-G. Распределение радиоактивных элементов в минералах было исследовано с помощью микрозонда SAMESA 100 и лазерной абляции in situ. Всего было проанализировано около 90 образцов пород Гулинского массива и около 120 минералов. Результаты представлены в таблицах 2 и 3.

ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ РАДИОАКТИВНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В ПОРОДАХ

Уран и торий являются несовместимыми литофильными элементами, обладают чрезвычайно низкими коэффициентами распределения в главных породообразующих минералах и вследствие этого накапливаются в остаточных продуктах кристаллизационной дифференциации. Вследствие сильных литофильных свойств, радиоактивные элементы (U, Th) образуют соединения в природе только с кислородом с преобладающим ионным типом связи. Ионный радиус тория, который в эндогенных процессах является четырехвалентным ($\text{Th}^{4+} - 0,95 \text{ \AA}$) близок к редким землям ($0,8 - 0,97 \text{ \AA}$), урану ($\text{U}^{4+} - 0,89 \text{ \AA}$), цирконию ($\text{Zr}^{4+} - 0,82 \text{ \AA}$), кальцию ($\text{Ca}^{2+} - 1,04 \text{ \AA}$). Уран в эндогенных условиях может быть четырехвалентным и шестивалентным в

зависимости от окислительно-восстановительного потенциала минералообразующей среды и легко образует кислородные комплексы типа уранил – иона $(\text{UO}_2)^{2+}$.

Исследования геохимии урана и тория в горных породах различных регионов показали, что эти элементы значительно накапливаются в процессах магматической дифференциации [1]. Высокие содержания радиоактивных элементов в щелочных породах отмечались Ферсманом [4], Ведеполем [9] и во многих других работах. Аналогичная закономерность установлена нами для глубоко дифференцированных пород Гулинского массива. Результаты анализов представлены в таблице 2.

Средние содержания радиоактивных элементов для различных типов пород принимались как среднеарифметические величины. Характерной особенностью распределения радиоактивных элементов в породах Гулинского массива является значительная вариация концентраций. В особенности это характерно для урана, содержания которого в дунитах и косьвитах колеблются иногда более чем на 2 порядка. Следует отметить, что высокомагнезиальные магмы, приближающиеся к первичным составам – меймечиты, пикриты и оливиновые меланефелиниты обладают более постоянными содержаниями радиоактивных элементов. От более ранних пород – дунитов и косьвитов к наиболее поздним карбонатитам отмечается значительный рост концентраций урана и тория (от $0,04 \times 10^{-4} \%$ U и $0,12 \times 10^{-4} \%$ Th в дунитах до $39 \times 10^{-4} \%$ U и $209 \times 10^{-4} \%$ Th в фоскоритах). Интересно, что в самых поздних породах массива – доломитовых карбонатитах содержания урана и тория падают до $0,84 \times 10^{-4} \%$ U и $10,39 \times 10^{-4} \%$ Th. Относительно низкие содержания радиоактивных элементов в доломитовых карбонатитах связаны с активным фракционированием этих элементов в перовскитах, пироклорах и кальцитритах. Эти минералы в больших количествах выделяются в наиболее ранних карбонатитах фоскоритового ряда. Сиениты, кварцевые сиениты и граниты Гулинского массива согласно нашим данным по изотопии Sr, Nd, Pb представляют собой мобилизованный коровой материал [Kogarko, Zartman, 2002], вследствие этого концентрации радиоактивных элементов в этих породах не связаны с процессами эволюции Гулинской магматической системы а отражают процессы коровой дифференциации. В отличие от сиенитов и кварцевых сиенитов агпайтовые нефелиновые сиениты Гулинского массива согласно нашим изотопным материалам имеют мантийные источники аналогичные меймечитам, пикритам, оливиновым меланефелинитам, их производным и карбонатитам. Агпайтовые нефелиновые сиениты характеризуются очень высокими концентрациями радиоактивных элементов, близких к экономически важным U – $36,07 \times 10^{-4} \%$, Th – $134,9 \times 10^{-4} \%$). Концентрации урана и тория в этих породах более чем в два раза превышают содержания радиоактивных элементов в агпайтовых нефелиновых сиенитах суперкрупного

Продолжение таблицы 2 в

Доломитовые карбонаты						Карбонаты II фазы				
Доломитовый карбонат	1117	0,6	14,1	23,5	Севит	1109	0,7	0,6	0,86	
Доломитовый карбонат	1123	0,6	9,2	15,33	Севит	1162	0,2	0,3	1,5	
Доломитовый карбонат	1126	1,6	34,1	21,31	Севит	1160	0,2	0,3	1,5	
Доломитовый карбонат	1113	1,5	1,1	0,73	Севит	171a	2,94	0,42	0,14	
Доломитовый карбонат	1103	0,5	3,8	7,6						
Доломитовый карбонат	1119	0,5	7,3	14,6						
Доломитовый карбонат	1121	0,6	3,1	5,17						
среднее		0,84	10,39	12,61	среднее		25,98	82,55	8,01	

Таблица 2 а
Распределение радиоактивных элементов в породах Гулинского массива $\text{px}10^{-4} \%$

№	Дуниты			Перидотиты			Косьвиты				
	U	Th	Th/U	№	U	Th	Th/U	№	U	Th	Th/U
8513	0,05	0,13	2,79	160	0,52	1,98	3,81	863	0,20	0,30	1,50
1153	0,00	0,02	0,00	163	0,15	0,94	6,27	868	0,20	0,70	3,50
182	0,02	0,05	2,67	177	0,00	0,04	0,00	8510/1	1,00	5,50	5,50
184	0,01	0,02	2,55	Среднее	0,22	0,99	3,36	8514	0,20	0,30	1,50
187	0,02	0,06	3,44					1148	0,20	2,10	10,50
158	0,33	0,80	2,42	Оливиниты			1149	0,20	0,30	1,50	
240	0,01	0,05	3,42				1151	0,20	0,50	2,50	
175	0,002	0,03	11,27	№	U	Th	Th/U	176	1,30	6,00	4,62
164	0,022	0,11	4,84	235	1,57	5,06	3,22	180	0,05	0,19	4,23
1153а	0,000	0,04	0,00	159	0,10	0,41	4,14	181	0,06	0,21	3,43
1146	0,000	0,03	0,00	Среднее	0,83	2,73	3,68	Среднее	0,36	1,61	3,88
Среднее	0,04	0,12	3,04								

Таблица 2 б

Порода	Меймечиты			Пикриты					
	№	U	Th	Th/U	Порода	№	U	Th	Th/U
Меймечит	Е-1	0,20	1,00	5,00	Пикрит	122	1,30	3,80	2,92
Меймечит	117	0,40	1,10	2,75	Пикрит	119	1,10	4,90	4,45
Меймечит	130	0,50	1,40	2,80	Пикрит	125	1,10	4,80	4,36
Меймечит	50С	0,50	3,00	6,00	Пикрит	147	1,60	6,00	3,75
Меймечит	131	0,60	2,70	4,50	Пикрит	143	1,80	6,30	3,50
Меймечит	116	0,50	2,00	4,00	Пикрит	129	1,40	5,60	4,00
Меймечит	133	0,70	1,80	2,57	Пикрит	229	1,90	8,20	4,32
Меймечит	1139	0,80	2,20	2,75	Пикрит	230	0,60	3,60	6,00

Окончание таблицы 2 б

Меймечит	121	0,70	3,20	4,57	Пикрит	232	1,20	5,40	4,50
Меймечит	134	0,60	2,20	3,67	Пикрит	238	1,50	6,60	4,40
Меймечит	144	0,92	3,20	3,48	Пикрит	169А	1,80	6,40	3,56
Меймечит	118	0,44	1,40	3,18	Не-пикрит	861	1,40	5,10	3,64
Меймечит	132	0,50	2,80	5,60	Не-пикрит	166	0,87	4,50	5,15
Меймечит	8313	0,80	3,10	3,88	Не-пикрит	168	1,80	8,30	4,61
Меймечит	231	0,50	2,20	4,40	Ол-меланефелинит	858	2,70	12,00	4,44
Меймечит	233	0,40	1,60	4,00	Ол-меланефелинит	8510	1,60	6,20	3,88
Меймечит	146	0,83	3,65	4,37	Ол-меланефелинит	1136	1,20	4,90	4,08
Среднее		0,58	2,27	3,97	Ол-меланефелинит	1137	1,20	5,00	4,17
Агпайтовые нефелиновые сиениты									
Порода	№	U	Th	Th/U					
Агпайт. нефелин сиенит	1	36,07	134,9	3,74	Ол-меланефелинит	1143	0,90	4,80	5,33
Среднее		36,07	134,9	3,74	Ол-меланефелинит	165	0,90	4,70	5,22
					Ол-меланефелинит	167	2,00	7,70	3,85
					Ол-меланефелинит	167а	2,00	7,70	-
					Мельтейгит	192	2,26	7,34	3,25
					Мельтейгит	195	1,66	6,63	3,99
					Мельтейгит	193	2,20	2,10	0,95
					Мельтейгит	169Б	1,60	6,70	4,19
					Ол-меланефелинит	123	1,00	4,01	4,02
Порода	№	U	Th	Th/U	Ол-меланефелинит	1132	0,40	0,50	1,25
Гранит	97	3,8	6,5	1,71	Ол-меланефелинит	118	0,66	2,41	3,66
Ортоклазит	89	0,20	0,30	1,50	Ол-меланефелинит	9Б	3,80	6,70	1,76
Среднее		2	3,40	1,61	Среднее		1,50	5,58	3,90

Таблица 2 в

Мелелигтовые породы					Малиньиты				
Порода	№	U	Th	Th/U	Порода	№	U	Th	Th/U
Кугдит	248	0,4	5,08	12,81	Малиньит	859	2,7	14,9	5,52
Кугдит	1118	1,9	4,22	2,22	Малиньит	170	3,3	16	4,85
Кугдит	1114	2,03	12,34	6,08	Малиньит	171	3,2	21,7	6,78
Кугдит	2	1,27	1,05	0,83	Малиньит	174	3,7	15,8	4,27
Кугдит	238	1,04	5,3	5,11	Малиньит	113	9,48	20,9	2,2
Кугдит	242	1,44	3,83	2,66					
Среднее		1,35	5,3	4,95	Среднее		4,48	17,86	4,72
Ийолиты					Сиениты				
Ийолит	1116	0,11	0,8	5,72	Сиенит	140	1,5	4,2	2,8
Ийолит	247	1,83	0,8	3,86	Сиенит	141	0,8	3,3	4,13
Ийолит	1131	12,9	1,3	0,64	Сиенит	90	0,8	0,5	0,63
Среднее		4,95	1,1	3,41	Среднее	91	1,3	3,1	2,38
							1,1	2,78	2,48
Фоскориты					Карбонатиты II фазы				
Фоскорит	1106	42,39	446,64	10,54	Севит	1124a	0,5	16	32
Фоскорит	1102	4,86	325,13	66,9	Севит	1100	0,2	1,9	9,5
Фоскорит	1157	2,72	2,02	0,74	Севит	1104	1,4	2,9	2,07
Фоскорит	1158	123,53	477,72	3,87	Севит	1125	294	916	3,12
Карбонатит I фазы	1107	0,7	2,7	3,86	Севит	11246	0,5	13,7	27,4
Карбонатит I фазы	1161	0,3	0,6	2	Севит	1112	0,4	0,7	1,75
Среднее		29,08	209,1	14,6	Севит	1105	1,2	16,9	14,08

(редкометального Ловозерского месторождения (Кольский полуостров). Таким образом наиболее богатыми радиоактивными элементами породами Гулинского комплекса являются поздние дифференциаты – фоскориты и пересыщенные щелочами нефелиновые сиениты. Накопление радиоактивных элементов в процессе магматической дифференциации Гулинского комплекса хорошо иллюстрируется зависимостью концентраций урана и тория от магнезиальности пород (рис. 1). Содержание магния, как правило, характеризует степень дифференцированности магматической системы, которая контролируется фракционированием оливина и пироксена.

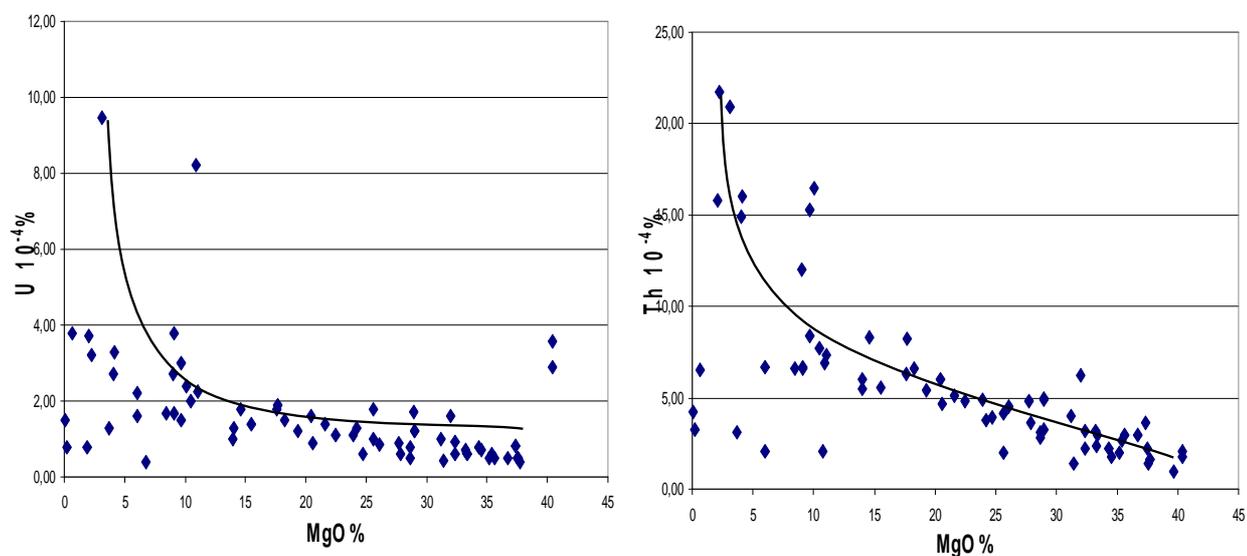


Рис. 1. А-Зависимость содержаний урана от магнезиальности силикатных пород Гулинского массива. Б-зависимость содержаний тория в силикатных породах Гулинского массива.

Породы карбонатитового комплекса не включены, так как их генезис отличается от силикатных пород. Концентрация радиоактивных элементов слишком высока в агпайтовых нефелиновых сиенитах и не показана на графике (содержание MgO в этих породах 1,8 %).

Несмотря на близость химических свойств урана и тория, отмечается разделение этих элементов в эндогенных процессах в особенности при переходе урана в шестивалентное состояние. Отношение Th/U представляет собой меру совместимости этих элементов. В процессах частичного плавления мантии это отношение обычно соответствует хондритовому (3,82) как в выплавленных расплавах так и в реститах. Высокомагнезиальные недифференцированные магмы Гулинского комплекса – меймечиты, пикриты, оливиновые меланефелиниты также имеют отношения Th/U близкие к хондритовому, несмотря на определенные вариации (табл. 2). В процессе магматической дифференциации отношение Th/U увеличивается, в особенности эта тенденция проявлена в мелелитовых породах (Th/U=4,95) и

особенно в карбонатитах – в фоскоритах оно возрастает до 14,65 и в самых поздних – доломитовых карбонатитах до 12,61. Несомненно, рост отношения Th/U отражает фракционную кристаллизацию минералов, характеризующихся различными величинами коэффициентов распределения для урана и тория, причем эти минералы должны концентрировать заметные количества радиоактивных элементов, чтобы заметно повлиять на отношение Th/U. К таким минеральным фазам, по-видимому, можно отнести апатит, который концентрирует радиоактивные элементы в количествах до сотен грамм на тонну и согласно большой базе данным [5] некоторые апатиты концентрируют уран в значительно большей степени по сравнению с торием. Надо заметить, что до сих пор данные по коэффициентам распределения урана и тория в апатитах весьма противоречивы [7].

Отношение Th/U в сиенитах и гранитах, представляющих коровой материал, заметно ниже хондритового и величин, характерных для пород Гулинского массива (Th/U = 2,48 в сиенитах и 1,61 в гранитах). Содержания тория в коровых породах Гулинского комплекса близки к величинам, выведенным Рудник и др. [8] для земной коры в целом (Th = $5,6 \times 10^{-4}$ %), однако концентрации урана в гранитах заметно выше. По данным Рудник и др. [8] содержание урана в усредненной земной коре составляет $1,3 \times 10^{-4}$ %. Можно предположить, что несколько повышенные содержания урана в сиенитах и гранитах Гулинского массива связаны с привнесением легкоподвижного урана из Гулинской магматической системы.

Установленная нами закономерность роста отношения Th/U в процессе магматической дифференциации Гулинского комплекса возможно связана с потерей урана в процессах дегазации летучих компонентов – прежде всего углекислоты и воды, так как уран образует подвижные комплексы типа $UO_2CO_3 \cdot nH_2O$, которые легко мигрируют во вмещающие коровые породы.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ РАДИОАКТИВНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В МИНЕРАЛАХ ГУЛИНСКОГО МАССИВА

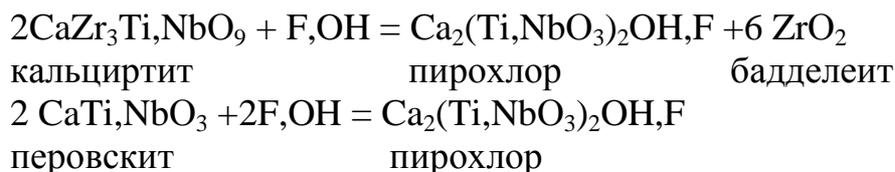
Использование лазерной абляции *in situ* дало возможность оценить концентрации радиоактивных элементов в главных породообразующих и ряде акцессорных минералов. Содержания радиоактивных элементов в породообразующих минералах – оливинах, пироксенах, слюдах, мелелитах, шпинелях, титаномагнетитах и карбонатах очень низкие – десятые и сотые грамм на тону. В эгиринах из агпаитовых нефелиновых сиенитов содержания урана и тория заметно выше: Th – 1,7 - $1,23 \times 10^{-4}$ %, U – 1,5 - $0,73 \times 10^{-4}$ %. По всей вероятности радиоактивные элементы в породообразующие минералы входят на место кальция и титана. Необходимость компенсировать заряды значительно ограничивают подобные изоморфные замещения. Существенно более высокие концентрации радиоактивных элементов установлены в апатитах из карбонатитов. В щелочных породах в апатитах радиоактивные

элементы, по-видимому, замещают редкие земли с одновременным замещением кальция на натрий. Например, в одном апатите из фоскорита концентрация урана составляет $377 \times 10^{-4} \%$ и тория $537 \times 10^{-4} \%$. Необходимо отметить, что содержания радиоактивных элементов в апатитах значительно варьируют даже в пределах одной и той же породы. В ряде зерен апатита из фоскорита концентрации радиоактивных элементов резко падают до $0,88 \times 10^{-4} \%$ Th и $1,01 \times 10^{-4} \%$ U. Все исследованные апатиты карбонатитового комплекса Гулинского массива характеризуются очень низкими отношениями Th/U, варьирующими от 0,08 до 1,42. Преобладающее фракционирование урана апатитом по всей вероятности также способствовало повышению отношения Th/U в конечных продуктах магматической дифференциации Гулинского комплекса. В ранних карбонатитах Гулинского комплекса появляется кальцитрит, концентрирующий радиоактивные элементы в большей степени по сравнению с пороодообразующими минералами и апатитом. В кальцитрите радиоактивные элементы могут занимать место титана или циркония. Согласно нашим данным содержания тория в кальцитрите из фоскорита Гулинского массива составляют 0,11 %, а урана 0,28 %, в работе [11] для кальцитрита из карбонатитов даются следующие концентрации: для U – 389 грамм на тонну, для Th – 0,26 грамм на тонну. Довольно высокие содержания радиоактивных элементов отмечаются в бадделеитах из карбонатитов: Th – сотни грамм на тонну и U – тысячи грамм на тонну. В бадделеите уран и торий замещают цирконий. Одним из основных минералов-концентраторов радиоактивных элементов в породах Гулинского массива является перовскит, который появляется на ранних этапах эволюции в высокомагнезиальных первичных магмах Гулинского комплекса – оливиновых меланефелинитах и продолжал кристаллизоваться вплоть до самых поздних стадий магматической дифференциации в карбонатитах. В перовскитах радиоактивные элементы замещают титан, в этой позиции находятся также редкие земли, ниобий, тантал и цирконий. Содержание тория в перовскитах некоторых нефелинитов достигает 1,36 %, а урана 0,03 %. По нашим данным в перовскитах из карбонатитов содержания урана составляют первые сотни грамм на тонну, а тория несколько сотен грамм на тонну. Очень высокие концентрации радиоактивных элементов отмечаются в пироклорах карбонатитов Гулинского массива. Эти элементы входят в структуру пироклора на место титана. Ниобий, тантал и цирконий занимают ту же позицию. По нашим данным [10] пироклор содержит 11,93 % ThO₂ и 0,32 % UO₂, в другом зерне этого же карбонатита концентрация окиси тория возрастает до 16,42 %, а урана до 2,59 %. Учитывая такие высокие содержания радиоактивных элементов и повышенные отношения Th/U в пироклорах, можно заключить, что именно пироклор является главным минералом, определившим значительное возрастание Th/U отношения в карбонатитовом комплексе Гулинского массива. Th/U отношение заметно

Содержание радиоактивных элементов в минералах Гулинского массива $n \times 10^{-4} \%$

Оливин	min	max	Апатит	min	max
Дунит			Фоскорит		
Th	0,194	0,253	Th	0,966	537
U	0,169	0,173	U	1,01	377
Косьвит			Карбонатит		
Th	0,002	0,005	Th	0,015	1,56
U	0,002	0,004	U	0,003	13,4
Мельтейгит			Мелелит	min	max
Th	0,004	0,005	Мелелитолит		
U	0,003	0,004	Th	0,003	0,004
Карбонатит			U	0,001	0,002
Th	0,002	0,006	Карбонатит		
U	0,003	0,23	Th	0,001	0,005
Пироксен	min	max	U	0,001	0,004
Дунит			Слюда	min	max
Th	0,078	0,131	Дунит		
U	0,013	0,034	Th	0,006	
Косьвит			U	0,004	
Th	0,028	0,071	Мельтейгит		
U	0,005	0,017	Th	0,005	76,7
Мельтейгит			U	0,003	33,1
Th	0,024	0,338	Кальцит	min	max
U	0,002	0,075	Карбонатит		
Карбонатит			Th	2,64	15,9
Th	0,076	0,179	U	0,031	0,198
U	0,017	0,609	Монтчеллит	min	max
Мелелитолит			Карбонатит		
Th	0,002	0,005	Th	0,001	0,005
U	0,002	0,003	U	0,001	0,004
Малиньит			Перовскит	min	max
Th	0,01	1,14	Нефелиниты и карбонатиты		
U	0,01	0,12	Th	557	13600
Ийолит			U	118	300
Th	1,35	1,65	Пирохлор	min	max
U	0,35	0,599	Карбонатиты		
Сиенит			Th	119300	164200
Th	0,005	0,226	U	3200	29600
U	0,003	0,509			
Агпаит. нефелин. сиенит					
Th	0,016	1,7			
U	0,019	1,55			

падает от ранних пироксидов к поздним (от 37,3 до 6,3). Подобные вариации Th/U отношения отмечались в карбонатитах других регионов [3]. В процессе магматической дифференциации карбонатитового комплекса Гулинского массива отмечается определенная эволюция редкометальной минерализации: с ростом активности фтора на поздних стадиях более ранний кальцитрит замещается пироксидом и бадделитом, а ранний перовскит также замещается пироксидом.



В процессе этих реакций радиоактивные элементы аккумулируются в пироксиде вследствие очень высоких коэффициентов распределения урана и тория. Описанный тип реакций редкометальных минералов в Гулинских карбонатитах широко развит в аналогичных породах других регионов, например в Ковдоре – крупном карбонатитовом комплексе Кольского полуострова [3]. Согласно экспериментальным данным [6] реакция замещения перовскита пироксидом происходит при температуре порядка 800°C и концентрации фтора в минералообразующей среде – около 1,5 %. В апатитовых нефелиновых сиенитах главным минералом – концентратом тория и урана является торит. Несколько повышенные содержания радиоактивных элементов отмечаются в минерале группы эвдиалита - акваците: Th – 31 - 77×10⁻⁴ %, U – 74 - 177×10⁻⁴ %.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Исследование распределения радиоактивных элементов в породах Гулинского комплекса показало увеличение концентраций урана и тория в конечных продуктах магматической дифференциации – карбонатитовом комплексе и апатитовых нефелиновых сиенитах.

В породах карбонатитового комплекса радиоактивные элементы значительно концентрируются в ранних породах – фоскоритах. В поздних – доломитовых карбонатитах содержания радиоактивных элементов падают.

Отношение Th/U возрастает от близко к хондритовой величине в малодифференцированных, высокомагнезиальных первичных магмах к поздним породам-фоскоритам, кальцитовым карбонатитам и доломитовым карбонатитам.

Основное количество радиоактивных элементов заключено в редкометальных акцессорных минералах – перовските, пироксиде, кальцитрите и апатите. Породообразующие минералы содержат очень низкие концентрации радиоактивных элементов.

Работа поддержана грантом РФФИ 11-05-12004-офи-М.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Герасимовский В. И., Волков В. П., Когарко Л. Н., Поляков А. И., Саприкина Т. В., Балашов Ю. А. Геохимия Ловозерского щелочного массива. М.: Наука, 1966. 369с.
2. Егоров Л.С. Ийолит-карбонатитовый плутонизм. Л.: Недра. 1991. 260с.
3. Капустин Ю. Л. Минералогия карбонатитов. М.: Наука, 1971.
4. Ферсман А. Е. // Геохимия, т.4 Л.: Госхимиздат. 1939.
5. Chu M., Wang K., Griffin W., Chung S., O' Reilly S., Pearson N., Iizuka Y. Apatite composition :tracing petrogenetic processes in Transhimalayan granitoids. // J.Petrology. 2009. V. 50, N 10. P. 1829-1855.
6. Jago B. C. & Gittins J. Pyrochlore crystallization in carbonatites: the role of fluorine. S. Afr. J. Geol. 1993. Vol. 96 (3). P.149-159.
7. Klemme S., Dalpu C. Trace // Element partitioning between apatite and carbonatite melt. // American Mineralogist. 2003. V. 88. P. 639-646.
8. Rudnik R., Gao S. Composition of the continental crust. // Treatise on geochemistry. 2003. V. 3. 3.01. P. 1-56.
9. Wedepohl K. H. Handbook of geochemistry. Springer, Berlin. 1969-1978.
10. Williams T., Kogarko L. New data on rare-metal mineralization in the Guli Massif Carbonatites, Arctic Siberia. // Geochemistry International. 1996. V. 34, P. 433-440
11. Wu F.Y., Yang Y.H., Mitchell R., Bellatreccia F., Li Q.L., Zhao Z.H. In situ U-Pb and Nd-Hf-(Sr) isotopic investigation of zirconolite and calzirtite. // Chemical Geology. 2010. V. 277. P. 178-195.

СОСТАВ НИЖНЕМАНТИЙНОГО ИСТОЧНИКА АЛМАЗОВ С ВЫСОКОБАРНЫМИ МИНЕРАЛЬНЫМИ ВКЛЮЧЕНИЯМИ

Рябчиков И.Д.¹, Каминский Ф.В.²

¹*Институт геологии рудных месторождений, петрографии,
минералогии и геохимии РАН*

²*KM Diamond Exploration Ltd, West Vancouver, Canada*

Находки алмазов с минеральными включениями, которые по данным экспериментальной петрологии могут быть устойчивы только при давлениях, существующих в нижней мантии, дают однозначное доказательство вертикальных движений, обеспечивающих перемещение вещества из глубинных геосфер (возможно с границы мантии с ядром) к поверхности Земли или в верхние горизонты земной коры. Многочисленные источники информации показывают, что в верхней мантии преобладают перидотиты, хотя заметным распространением пользуются эклогиты и присутствуют также другие типы пород. О составе нижнемантийных зон можно судить по составу минералов, включенных в сублитосферные алмазы. Многофазные минеральные включения встречаются в подобных алмазах редко, и поэтому для суждения о типах пород, вмещавших эти алмазы, приходится основываться на особенностях химизма отдельных минералов.

Минеральные включения в нижнемантийных алмазах представлены минеральной ассоциацией MgSi-перовскит (MP_v) + CaSi-перовскит (CP_v) + ферропериклаз (FP). Эти фазы имеют структуры, характерные для типичных оксидов (перовскит – $CaTiO_3$, периклаз – MgO). В этом плане можно сказать, что принципиальным отличием нижней мантии от верхней является не силикатный, а оксидный набор минеральных фаз. В верхних горизонтах нижней мантии должен также присутствовать высокоглиноземистый минерал, представленный в продуктах экспериментов гранатом, а во включениях в алмазах тетрагональной фазой состава граната ($TAPP$). С ростом глубины и давления увеличивается растворимость алюминия в MP_v и гранат исчезает. Кроме того, вследствие диспропорционирования двухвалентного железа на Fe^{3+} , активно захватываемого MP_v , и Fe^0 , здесь может присутствовать железо-никелевая металлическая фаза (обозначенная ниже как Met). FP является наиболее часто встречающимся нижнемантийным минералом, находимым в виде включений в сублитосферных алмазах. По составам ферропериклазовых включений в алмазах имеется весьма обширная база данных [10].

Полагая, что валовый состав нижнемантийных пород идентичен пиролиту [14], мы рассчитали магнезиальность FP (значения атомных отношений $Mg/(Mg+Fe)$), используя метод, предложенный в работах [2, 3].

Для этих расчетов были использованы уравнения коэффициентов распределения Ni/Fe и Mg/Fe между металлической фазой, FP и MPv :

$$K_d^{FP/MPv}(Ni/Fe) = (Ni/Fe)^{FP}/(Ni/Fe)^{MPv}, \quad (1)$$

$$K_d^{FP/MPv}(Mg/Fe) = (Mg/Fe)^{FP}/(Mg/Fe)^{MPv}, \quad (2)$$

$$K_d^{FeNi/FP}(Ni/Fe) = (Ni/Fe)^{FeNi}/(Ni/Fe)^{FP}. \quad (3)$$

Для $K_d^{FP/MPv}(Ni/Fe)$ была принята величина, равная 5 (среднее значение из экспериментальных данных [5]). Значения $K_d^{FeNi/FP}(Ni/Fe)$ были рассчитаны нами ранее для различных температур и давлений [2, 3].

Кроме того, были использованы уравнения баланса масс типа:

$$\sum_i C_i \cdot F_i = C_i^0 \quad (4)$$

где C_i – концентрации данного компонента в i -той фазе, C_i^0 – концентрация компонента в системе в целом, а F_i доля i -той фазы в системе. Допущение о том, что алюминий входит целиком в MPv , а кальций в CPv , позволяет сократить число уравнений типа (4) до двух. Система уравнений решалась с помощью алгоритмов, доступных в пакете программ “MATLAB®”.

При фиксированном валовом составе системы магнезиальности FP и MPv контролируются значениями величины $K_d^{FP/MPv}(Mg/Fe)$. Этот параметр измерялся экспериментально рядом исследователей ([9] и библиография в этой работе). Было показано, что для пиролита эта величина варьирует в пределах 0,4 – 0,85 в зависимости от давления и, следовательно, от глубины в пределах нижней мантии, что отчасти объясняется изменением содержания алюминия в MPv [9]. При таких значениях параметра $K_d^{FP/MPv}(Mg/Fe)$ рассчитанная вариация магнезиальности для валового пиролитового состава дает интервал 0,82 – 0,88 (рис 1). Из данных, представленных на рис. 2, вытекает, что если исключить данные для бразильских алмазов, которые содержат необычно высокую пропорцию богатых железом ферропериклазов или магнезиовюститов, 92 % значений магнезиальностей включений FP попадает в этот интервал. Это в целом согласуется с предположением, что в отношении петрогенных компонентов состав нижней мантии близок к пиролиту.

Следует, однако, обсудить возможное влияние других факторов на вариации состава нижнемантийных фаз. Выделение металлической фазы в результате диспропорционирования FeO должно привести к повышению магнезиальностей FP и MPv . В работе [6] количество железоникелевого сплава в нижнемантийных условиях оценивается близким к 1%.

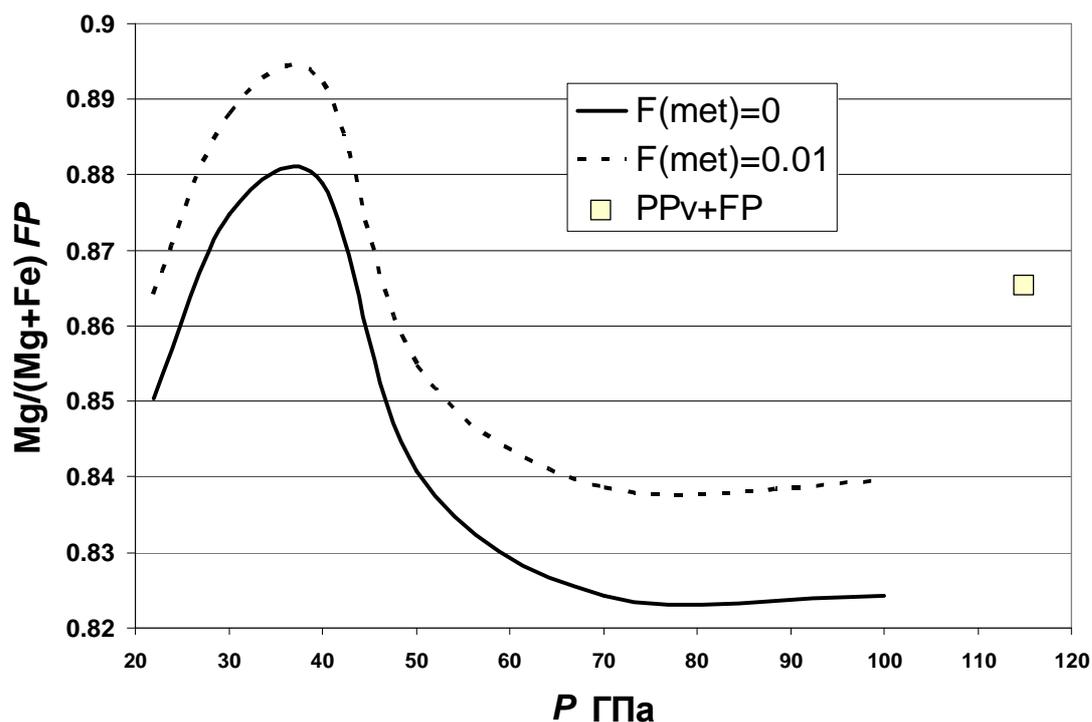


Рис. 1. Рассчитанные значения магниальности ферропериклаза для валового состава пиролита в зависимости от давления в пределах нижней мантии.

Коэффициенты обмена Mg и Fe между FP и MPv взяты из работы [9]. $F(met)$ - массовая доля металлической фазы в системе. PPv - постперовскитовая фаза со структурой $CaIrO_3$, для которой коэффициент обмена с FP взят из работы [5].

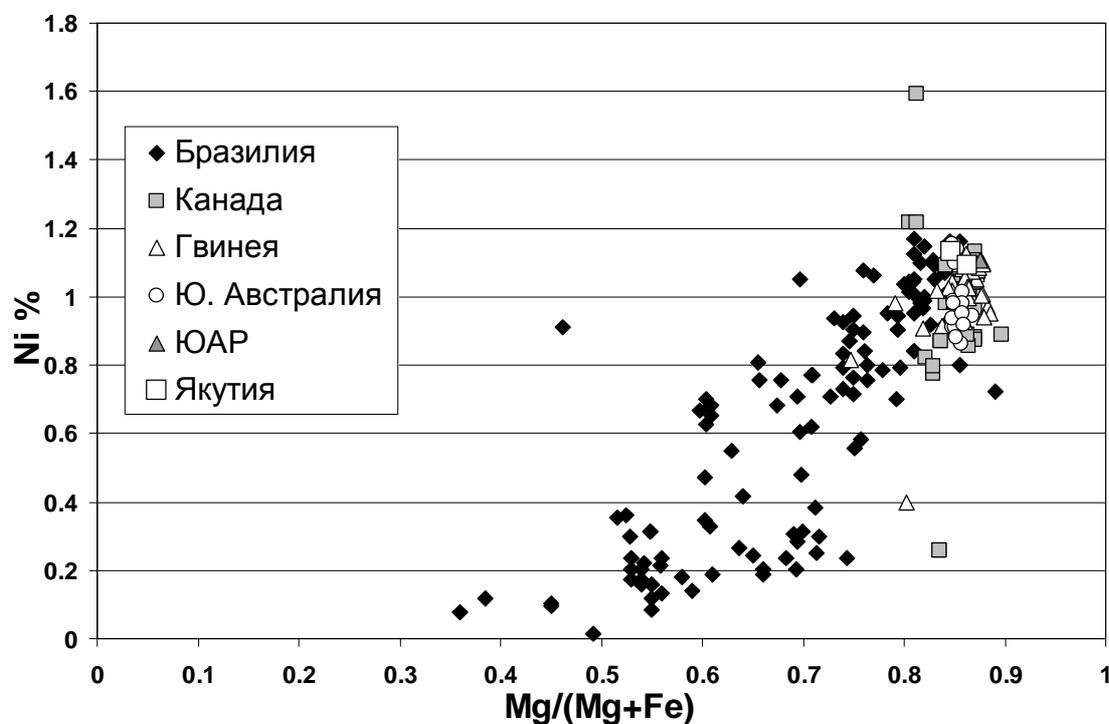


Рис. 2. Зависимости содержания никеля от магниальности для включений ферропериклаза в алмазах из различных регионов земного шара.

Библиография из работы [10]. Данные для Якутии из работы [1].

Из рис. 1 следует, что величина $Mg/(Mg+Fe)$ возрастет при этом по сравнению с системой без металлической фазы приблизительно на 0.02 и будет варьировать от 0,87 до 0,9. При этом, однако, содержание никеля в ферропериклазе должно заметно уменьшиться вследствие перехода этого элемента в металлическую фазу, как было показано в работах [2, 3] и иллюстрируется на рис. 3.

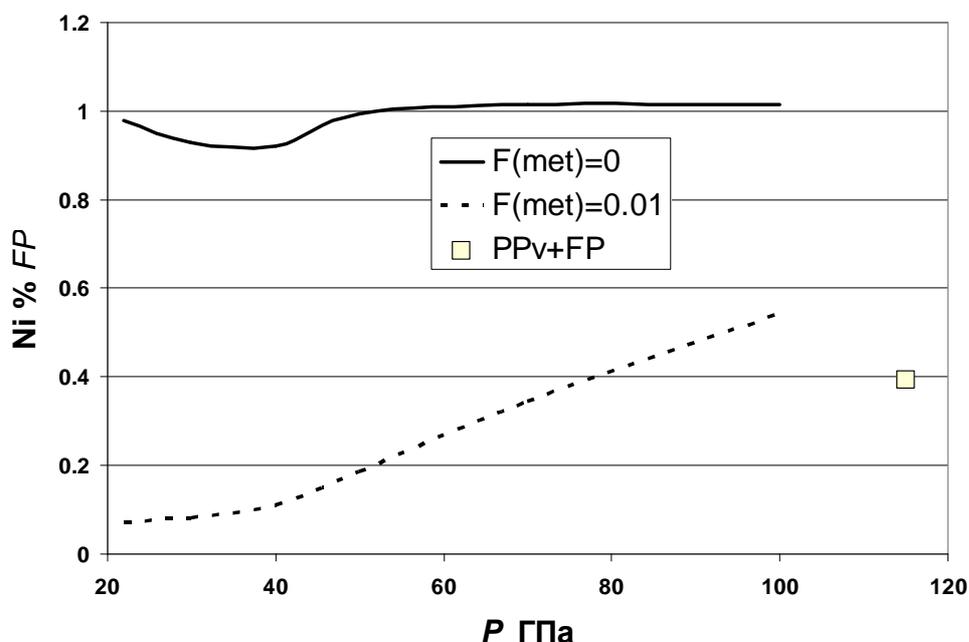


Рис. 3. Рассчитанные содержания никеля в FP в зависимости от давления для пиролитового валового состава.

Константы обмена Ni/Fe и Mg/Fe из работ [3, 9].

На самом деле содержания Ni в FP с магнезиальностями выше 0,8 близки к 1 % (рис. 2), что значительно выше оценок для лерцолита с 1 % металлического сплава. Отсюда следует, что диспропорционирование FeO не является фактором, существенно влияющим на состав ферропериклазов, захваченных нижнемантийными алмазами.

Другим фактором, который может контролировать вариации составов сублитосферных FP , является различный валовой состав пород. Частота встречаемости нижнемантийных минералов-включений в алмазе (56 % ферропериклаза, 8 % $MgSi$ -перовскита, 12 % $CaSi$ -перовскита и 24 % других минералов) существенно отличается от модельного состава пиролитового типа (18 % ферропериклаза, 77 % $MgSi$ -перовскита и 5 % $CaSi$ -перовскита), что рассматривалось в качестве различия составов нижней и верхней мантии [10]. В частности, присутствие в нижней мантии наряду с примитивными лерцолитами более тугоплавких пород вплоть до гарцбургитов может привести к появлению ферропериклазов несколько отличного состава по сравнению с минералами нижнемантийных пород пиролитового состава. При

этом с одной стороны, повышается магнезиальность валового состава мантийного субстрата, а с другой, изменяются значения констант реакций обмена компонентами между FP и MPv .

Сравнение данных работ [5, 9] показывает, что при низких содержаниях Al_2O_3 , характерных для пород гарцбургитового состава, значения величин $K_d^{FP/MPv}(Mg/Fe)$ должны заметно уменьшаться при давлениях выше 70 ГПа в связи с переходом железа в ферропериклазе в низко-спиновое состояние. Расчеты для типичного состава мантийного гарцбургита (образец 125-780С-6R-1,61-62, работа [15]) с использованием величин $K_d^{FP/MPv}(Mg/Fe)$, приведенных в работе [5], показали, что при давлениях вплоть до 100 ГПа магнезиальности ферропериклазов для пород гарцбургитового состава не выходят за пределы значений, оцененных для пиrolитовой нижней мантии

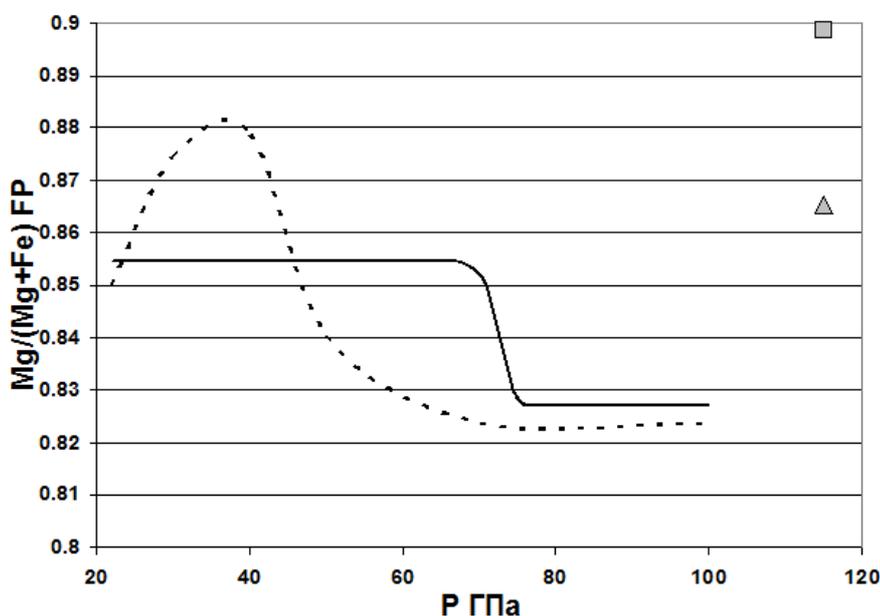


Рис. 4. Рассчитанные значения магнезиальности ферропериклаза для валового состава пиrolита (пунктирная линия) и гарцбургита (сплошная линия) в зависимости от давления в пределах нижней мантии.

Коэффициенты обмена Mg и Fe между FP и MPv для лерцолита взяты из работы [9], а для гарцбургита из работы [5]. Треугольник (для лерцолита) и квадрат (для гарцбургита) – результаты расчетов для равновесия FP с постперовскитовой фазой (структура $CaIrO_3$), для которой коэффициент обмена с FP взят из работы [5].

(рис. 4). При более высоких давлениях, отвечающих зоне D'' на границе мантии и металлического ядра, когда метасиликат магния представлен постперовскитовой фазой со структурой $CaIrO_3$, сродство сидерофильных элементов (Fe и Ni) к этой фазе, согласно данным работы [5], оказывается более высоким, чем для MPv , и магнезиальность FP увеличивается до 0,9, что заметно выше, чем для пиrolитового валового состава, и приближается к величинам, близким к максимальным, наблюдаемым для FP , захваченных алмазами.

Алмазы из бразильских месторождений содержат заметное число включений ферропериклаза и магнезиовюститита, магнезиальность которых значительно ниже магнезиальности минералов, которые могут входить в парагенезисы нижнемантийных пород перидотитового состава (рис. 2) [7, 11, 12]. Естественно предположить, что этот материал пониженной магнезиальности может быть связан с погружением в нижнюю мантию субдуцированной океанической коры. Однако, необходимо учесть, что средний состав базальтов срединных океанических хребтов имеет заметно более высокую магнезиальность ($Mg/(Mg+Fe) = 0,61$ для NMORB) по сравнению с наименее магнезиальными ферропериклазами из включений в бразильских алмазах ($Mg/(Mg+Fe) < 0,5$) (рис. 2). Кроме того, при температурах и давлениях нижней мантии *FP* отсутствует в минеральных ассоциациях валового состава NMORB. Вместо него в равновесии с “перовскитами” (*MPv* и *CPv*) присутствуют высокобарные модификации кремнезема (стишовит, а при более высоких давлениях фазы со структурой сначала $CaCl_2$, а затем $\alpha-PbO_2$ (зайфертит) - [8]).

Можно предположить, что формирование железистых ферропериклазов происходило в породах, являющихся смесью перидотитового и базальтового составов. Наши расчеты показали, что смесь 50 % пиролита + 50 % NMORB дает в условиях нижней мантии при 70 ГПа ферропериклаз с величиной отношения $Mg/(Mg+Fe) = 0,66$, что все еще гораздо выше значений для наиболее железистых магнезиовюститов из алмазов бразильских месторождений. Кроме того, следует отметить, что смесь такого состава будет содержать всего около 1 % *FP*, а при дальнейшем увеличении пропорции NMORB ферропериклаз исчезнет и появятся фазы кремнезема.

В принципе, источником нижнемантийных пород с железистым магнезиовюститом могли бы быть погруженные в нижнюю мантию расслоенные интрузии ультраосновного-основного состава (типа Скэргаарда), включающие сильножелезистые поздние дифференциаты. Такой сценарий представляется, однако, маловероятным.

Скорее можно предположить, что высокожелезистые *FP* могут появляться в результате фракционной кристаллизации магм непосредственно в нижней мантии. Такая возможность подтверждается экспериментальными данными [4, 13], показывающими, что константы обмена Mg и Fe между расплавом и нижнемантийными фазами ($K_d = (Mg/Fe)_{расплав}/(Mg/Fe)_{кристаллы}$) во всех случаях меньше единицы, как и для оливина и пироксенов в коровых условиях, и, следовательно, отношение Fe/Mg в ходе фракционной кристаллизации увеличивается.

Можно также отметить, что ряд исследователей предполагает наличие кумулатов железистого магнезиовюститита вблизи границы ядра и нижней мантии, происхождение которых связывается с затвердеванием базального магматического океана на ранних стадиях истории Земли [13].

В целом, сопоставление результатов модельных расчетов с базой данных по составам включений ферропериклазов в алмазах показывает, что нижняя мантия сложена преимущественно породами перидотитового состава, среди которых встречаются, по-видимому, как фертильные разновидности, близкие к пиролиту, так и более тугоплавкие породы гарцбургитового состава. Исследование состава и условий формирования минералов нижнемантийного происхождения, транспортируемых в виде включений в алмазах в поверхностные зоны Земли, представляется весьма важным, так как оно дает информацию, необходимую для понимания механизма зарождения мантийных плюмов и природы материала, участвующего в восходящих потоках вещества в глубинных геосферах. Важно также, что этот материал является одним из компонентов, входящих в состав кимберлитовых магм.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (гранты 11-05-00247 а, 13-05-12021 офи м), программы № 2 Отделения наук о Земле РАН и программы № 2 Президиума РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Зедгенизов Д.А., Ефимова Э.С., Логвинова А.М. и др. // Докл. АН 2001. Т. 377. С. 381-384.
2. Рябчиков И.Д. // Докл. АН 2011. Т. 438. С. 528-531.
3. Рябчиков И.Д., Каминский Ф.В. // Геол. рудн. Месторождений. 2013. Т. 55. С. 3-15.
4. Andrault D., Petitgirard S., Lo Nigro G. et al. // Nature. 2012. V. 487 P. 354-357.
5. Auzende A.-L., Badro J., Ryerson F.J. et al. // Earth Planet. Sci. Lett. 2008. V. 269. P. 164-174.
6. Frost D.J., McCammon C.A. // Annu. Rev. Earth Planet. Sci. 2008. V. 36. P. 389-420.
7. Hayman P.C., Kopylova M.G., Kaminsky F.V. // Contrib. Mineral. Petrol. 2005. V. 149. P. 430-445.
8. Hirose K., Takafuji N., Sata N., Ohishi Y. // Earth Planet. Sci. Lett. 2005. V. 237. P. 239-251.
9. Irifune T., Shinmei T., McCammon C.A. et al. // Science 2010. V. 327. P. 193-195.
10. Kaminsky F.V. // Earth-Science Reviews. 2012. V. 110. P. 127-147.
11. Kaminsky F.V., Khachatryan G.K., Andrezza P. et al. // Lithos. 2009. V. 112. P. 833-842.
12. Kaminsky F.V., Zakharchenko O.D., Davies R., Griffin W.L., Khachatryan-Blinova G.K., Shiryayev A.A., Superdeep diamonds from the Juina area, Mato Grosso State, Brazil, Contributions to Mineralogy and Petrology. 2001. V. 140. P. 734-753.
13. Nomura R., Ozawa H., Tateno S. et al. // Nature. 2011. V. 473. P. 199-203.
14. Palme H., O'Neill H.S.C., Cosmochemical estimates of mantle composition, in: R.W. Carlson, (Ed), Treatise on Geochemistry V 2 (The Mantle and Core), Elsevier, Amsterdam, 2003, P 1-38.
15. Pearce J.A., Van der Laan S.R., Arculus R.J. et al. // Proc. Ocean Drill. Program. Scient. Results. 1992. V. 125 P. 623-659.

МИКРОЭЛЕМЕНТНЫЙ СОСТАВ ПРИМИТИВНОЙ МАНТИИ – НЕХОНДРИТОВАЯ МОДЕЛЬ

Костицын Ю.А.

Институт геохимии и аналитической химии им. В.И.Вернадского РАН Москва

Анализ накопленных к настоящему времени изотопных данных для земных пород различного генезиса позволяет оценить величины отношений $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и Sm/Nd , Lu/Hf , Rb/Sr , $\text{U}/\text{Th}/\text{Pb}$ в примитивной мантии Земли. Модель хондритового однородного резервуара (CHUR) для состава примитивной мантии [1], принятая поначалу за основу, вызывает целый ряд неразрешимых противоречий: (1) высокая магматическая продуктивность обеднённой, деплетированной мантии (DM) при отсутствии устойчивого изотопного сигнала из примитивной мантии (PM); (2) наличие большого количества геохимически обогащённых пород, в частности щелочных базальтов, с изотопными характеристиками DM; (3) обеднённость источника базальтов HIMU в Nd-Sr-Hf изотопной системе при его обогащённости в U-Pb системе; (4) масс-балансовые расчёты для Sm-Nd изотопной системы коры и мантии заставляют ограничивать массу DM, которая послужила источником для коры, до 1/4 – 1/5 от общей массы мантии, однако в этом случае не сходится баланс для Rb-Sr и U-Pb систем, для ряда других элементов; (5) прямые выплавки из PM при высоких степенях плавления должны иметь изотопный состав неодима и Sm/Nd отношение близкие к составу источника, однако до сих пор не обнаружены породы, близкие по составу к CHUR одновременно по обоим этим параметрам.

Перечисленные противоречия удаётся разрешить лишь при допущении, что Sm/Nd отношение примитивной мантии отличается от состава CHUR на 8 %. Корреляция изотопных отношений в мантийных породах позволяет найти остальные параметры примитивного мантийного источника, а от изотопных отношений перейти к элементным отношениям в нём:

$$\epsilon_{\text{Nd}} = +9; \quad ^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,51309; \quad \text{Sm}/\text{Nd} = 0,350;$$

$$\epsilon_{\text{Hf}} = +14; \quad ^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0,28318; \quad \text{Lu}/\text{Hf} = 0,268;$$

$$\epsilon_{\text{Sr}} = -22; \quad ^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7029; \quad \text{Rb}/\text{Sr} = 0,0206;$$

$$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18,37; \quad ^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15,49; \quad ^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 37,97;$$

$$^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb} = 8,82; \quad \text{т.е. } \text{U}/\text{Pb} = 0,1405; \quad ^{232}\text{Th}/^{238}\text{U} = 3,81, \quad \text{т.е. } \text{Th}/\text{U} = 3,68.$$

Возможная неопределённость оценки изотопного состава неодима при этом вряд ли превышает $\pm 1 \epsilon_{\text{Nd}}$.

Наиболее популярные, практически общепринятые изотопно-геохимические модели строения и эволюции мантии [2 - 4] вслед за моделью ДеПаоло и Вассербурга [1, 5] предполагают, что Sm-Nd система примитивной мантии Земли отвечает хондритовому однородному резервуару (CHUR). Однородным он был назван потому, что хондриты разных групп оказались весьма гомогенными по величине Sm/Nd отношения [6, 7]. В Lu-Hf изотопной системе также в качестве оценки для примитивной мантии принимаются данные Тацумото с коллегами [8] уточнённые позднее Бувье с коллегами [9], полученные ими для коллекции хондритов.

В Rb-Sr и U-Pb изотопных системах такого соответствия между составом мантии и хондритами не наблюдается: в хондритах Rb/Sr отношения выше примерно на порядок, чем в земной мантии, а U/Pb отношение – на порядок ниже [10], что обусловлено высокой летучестью свинца и рублидия и их потерей в ходе аккреции Земли. Таким образом, долгое время оставалось общепринятым допущение, что Sm/Nd и Lu/Hf отношения для земной мантии в точности равны хондритовым.

Проверить это допущение прямым сравнением состава хондритов и земных пород невозможно. В редких нодулях лерцолитов, которые могли бы характеризовать примитивную мантию Земли [11-14], разброс содержаний Sm, Nd, Lu, Hf и их отношений слишком велик, чтобы делать на этой основе достоверные оценки.

Однако к настоящему времени накоплено большое количество анализов изотопного состава неодима и гафния в различных породах мантийного происхождения, на основе которых возможна оценка величин Sm/Nd и Lu/Hf отношений не только для их непосредственного источника, но и для всей мантии, принимавшей участие в петрогенезисе на протяжении истории Земли. Решению этой задачи и посвящена настоящая статья.

Знание реального состава примитивной, недифференцированной мантии имеет фундаментальное значение не только для геохимии, но и для других ветвей наук о Земле, для правильного понимания процессов, происходящих в её недрах. В частности, только установив состав примитивной мантии, можно далее рассуждать о составе и путях формирования мантии обогащённой и обеднённой, о природе изотопных и химических неоднородностей в ней, о масштабах вещественного взаимодействия коры и мантии.

ХОНДРИТОВАЯ МОДЕЛЬ ЗЕМНОЙ МАНТИИ В ND-SR ИЗОТОПНОЙ СИСТЕМЕ

Открытие ДеПаоло и Вассербургом [1, 5] отрицательной корреляции между изотопными отношениями неодима и стронция для мантийных пород (рис. 1 а) позволило им сформулировать новую для своего времени модель развития мантии Земли. Согласно этой модели исходная, примитивная

мантия в Sm-Nd системе отвечала CHUR, с современными значениями¹

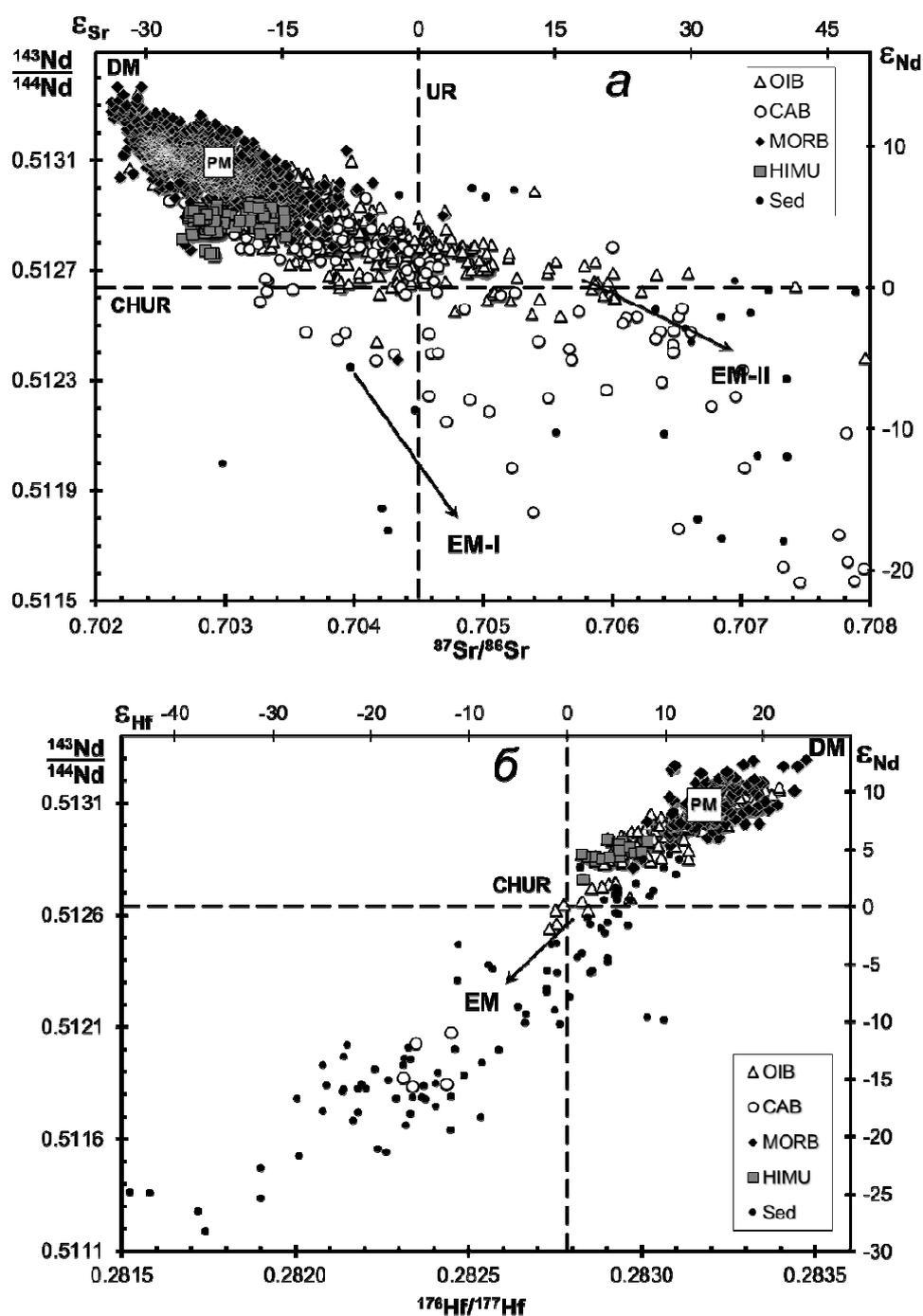


Рис. 1. Изотопные отношения неода, стронция и гафния в базальтах

срединно-океанических хребтов (MORB), океанических (OAB) и континентальных (CAB) щелочных базальтах, в базальтах с повышенными U/Pb отношениями в источнике (HIMU), а также в различных осадочных породах (Sed). Состав примитивной мантии (PM) показан по оценкам настоящей работы (см. ниже) и не отвечает хондритовой модели ДеПаоло и Вассербурга [1, 5].

¹ Все приводимые в этой статье изотопные отношения неода ренормализованы по $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0,7219$.

$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}} = 0,512638$ и $(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}} = 0,1967$; т.е. $\text{Sm}/\text{Nd} = 0,325$ [15]. Относительные отклонения от этой величины широко используют как ещё один способ представления изотопных данных:

$$\varepsilon_{\text{Nd}}^T = \left[\frac{\left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{\text{Sample}}^T}{\left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{\text{CHUR}}^T} - 1 \right] \cdot 10^4$$

где: (1)

$$\left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{\text{Sample}}^T = \left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{\text{Sample}}^0 - \left(\frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{\text{Sample}} \cdot [\exp(\lambda \cdot T) - 1]$$

$$\left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{\text{CHUR}}^T = 0,512638 - 0,1967 \cdot [\exp(\lambda \cdot T) - 1]$$

Со временем в результате экстракции коры с более низким значением Sm/Nd возникла обеднённая мантия (DM) с более высоким Sm/Nd отношением. Так как радиогенный ^{143}Nd образуется из ^{147}Sm , то с течением времени изотопное отношение $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ становится более высоким там, где выше Sm/Nd отношение, т.е. в обеднённой мантии.

Отрицательная корреляция между $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в различных мантийных породах указывала на то, что в их источнике (источниках) имеет место глобальная отрицательная корреляция между Sm/Nd и Rb/Sr отношениями. Это предположение вполне согласуется с практическими данными геохимии: геохимически обеднённые породы характеризуются повышенными Sm/Nd и пониженными Rb/Sr отношениями. Обогащённые – наоборот.

Из-за отличия примитивной мантии от хондритов в $\text{Rb}-\text{Sr}$ системе она была названа просто однородным резервуаром (UR), и изотопный состав стронция в нём был определён как точка пересечения тренда обратной корреляции изотопных отношений неодима и стронция с линией CHUR или $\varepsilon_{\text{Nd}} = 0$ на рис. 1 а. Из найденного таким образом $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{UR}} = 0,7045$ легко рассчитать величину $(\text{Rb}/\text{Sr})_{\text{UR}}$, если принять возраст Земли $T = 4,56$ млрд. лет, первичное изотопное отношение стронция $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{BABI}} = 0,69897$ [16]:

$$\left(\frac{^{87}\text{Rb}}{^{87}\text{Sr}} \right)_{\text{UR}} = \frac{\left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}} \right)_{\text{UR}} - \left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}} \right)_{\text{BABI}}}{\exp(\lambda_{87}T) - 1} \quad (2)$$

Отсюда находим $(\text{Rb}/\text{Sr})_{\text{UR}} = 0,0286$.

Так же как и ε_{Nd} (формулы 1), величина ε_{Sr} для любого времени T вычисляется относительно состава UR.

Как видно на рис. 1 а, с ростом количества данных для базальтов срединно-океанических хребтов (MORB) [17 - 45], океанических

внутриплитных базальтов и базальтов островов (ОИВ) [46 - 73], континентальных базальтов [12, 74 - 82] и силикатно-обломочных осадков и осадочных пород [83 - 97] мантийный тренд стал несколько более размытым, чем выглядел первоначально [1], но в целом картина не изменилась. Левый верхний квадрант на рис 1 а, с низкими изотопными отношениями стронция и высокими изотопными отношениями неодима, отвечает обеднённой мантии. Правый нижний квадрант отвечает обогащённым источникам, причём формирование обогащённой мантии обычно связывается с процессами субдукции и частичным вовлечением вещества коры вглубь мантии [2 - 4].

Аналогично в Lu-Hf системе состав примитивной мантии принят хондритовым [8, 9], с современными значениями $\text{Lu/Hf} = 0,235$ и $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0,282785$. Относительно этой величины изотопного отношения вычисляется ϵ_{Hf} . Хотя данных по изотопному составу гафния опубликовано заметно меньше, чем для неодима и стронция, на рис. 1 б отчётливо видна прямая корреляция между изотопными отношениями неодима и гафния в различных породах Земли [35, 38, 39, 43, 44, 98 - 102], что указывает напрямую корреляцию Sm/Nd и Lu/Hf отношений в источниках этих пород.

На обоих графиках (рис. 1 а и б) изотопные составы предполагаемой примитивной мантии ($\epsilon_{\text{Nd}} = 0$, $\epsilon_{\text{Hf}} = 0$, $\epsilon_{\text{Sr}} = 0$) [6 - 8] лежат в пределах трендов, образуемых мантийными породами, что вот уже более тридцати лет свидетельствует о вроде бы правильном выборе этих значений в качестве начала изотопных координат. Однако, как мы увидим ниже, имеются причины на основе накопленных данных вновь проанализировать стройность модели, созданной ДеПаоло и Вассербургом [1, 5] и их развитой последователями.

ПРОТИВОРЕЧИЯ ХОНДРИТОВОЙ МОДЕЛИ

Предположение о соответствии примитивной мантии хондритам в Sm-Nd изотопной системе [1, 5], при всей его заманчивости для использования в моделях, никогда не было строго доказано. Накопление изотопных данных для земных пород мантийного происхождения также порождает нарастающее количество противоречий в рамках хондритовой модели. Рассмотрим наиболее существенные из них [103].

ПРОДУКТИВНОСТЬ ОБЕДНЁННОЙ И НЕОБЕДНЁННОЙ МАНТИИ

Если следовать модели ДеПаоло и Вассербурга, то самым продуктивным источником расплавов на Земле оказывается обеднённая мантия с $\epsilon_{\text{Nd}} > 0$, $\epsilon_{\text{Hf}} > 0$, $\epsilon_{\text{Sr}} < 0$. Это положение довольно странно, поскольку логично было бы ожидать, что предшествовавшие процессы плавления мантийных источников привели бы к удалению наиболее легкоплавкой, подвижной составляющей, и

при прочих равных условиях обеднённые источники должны бы быть менее продуктивными, чем необеднённые.

Примитивная, не истощённая мантия с $\epsilon_{Nd} = 0$, $\epsilon_{Hf} = 0$, $\epsilon_{Sr} = 0$, напротив, не проявляет себя систематически какими-либо породами гомогенного изотопного состава. Если примитивная мантия существует и доля её по разным оценкам составляет от половины до $\frac{3}{4}$ массы всей мантии [2 - 4], то логично было бы ожидать частую встречаемость пород с её изотопными метками. Мы наблюдали бы устойчивый кластер в изотопных координатах для пород, источником которых в относительно недавнем прошлом была необеднённая мантия. Однако это не так. Геологическое сообщество давно уже молчаливо признаёт это обстоятельство, используя для оценок модельного возраста субстрата пород T_{DM}^{Nd} [104], а не T_{CHUR}^{Nd} , как это предложили изначально ДеПаоло и Вассербург [1, 5].

ИСТОЧНИКИ ЩЕЛОЧНЫХ БАЗАЛЬТОВ

Щелочные базальты континентов и океанов, обогащённые некогерентными элементами, оказываются в большинстве своём продуктами обеднённой мантии (рис. 1). Это противоречие традиционно объясняется мантийным метасоматозом источника непосредственно перед его плавлением [105]. Возможно, метасоматоз играет определённую роль в формировании щелочных базальтоидов, однако остаётся непонятным, по какой причине происходит эффективный перенос литофильных элементов из обеднённой мантии и а примитивная мантия остаётся нетронутой.

ИЗОТОПНАЯ СИСТЕМАТИКА БАЗАЛЬТОВ НІМУ

В рамках геохимических моделей, основанных на хондритовом составе земли, крайне противоречивым оказывается происхождение базальтов НІМУ. Эти базальты встречены как в океанической так и в континентальной обстановке: на нескольких островах цепи Французской Полинезии в Тихом океане [39, 50, 64, 65, 106 - 109], в цепи островов в Атлантике, протянувшейся от о-ва Св. Елены до побережья Камеруна с продолжением на континенте [39, 110 - 112], на Коморском архипелаге [63, 111], в пределах Восточно-Африканской рифтовой системы [113], а также на тихоокеанском побережье Антарктики, Берег Хоббса [81]. В континентальных обстановках – это исключительно щелочные базальты рифтов, в океанических – в подавляющем большинстве щелочные базальты цепочек островов, интерпретируемых как следы "горячих точек".

Как всякие щелочные базальты, базальты НІМУ обогащены многими литофильными элементами, в том числе U, Pb, Rb, Sr, лёгкими редкими землями. В особую группу они выделены по повышенным изотопным отношениям свинца, прежде всего $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, что свидетельствует о высоком отношении U/Pb в их источнике, т.е. высоком $\mu = ^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$. Таким образом,

их источники являются отчётливо обогащёнными в U-Pb изотопной системе: как видно на рис. 2, величина μ в них может достигать 22, тогда как в целом в мантии она значительно ниже, около 8 - 9 [114, 115].

Этот феномен обычно объясняется преимущественным выносом свинца с островодужными магмами из погружающихся океанических плит в зонах субдукции [4, 37], в результате чего в мантии местами могли бы возникнуть породы с повышенным U/Pb отношением за счёт потери свинца. В качестве главного аргумента в пользу этого предположения Хоффманн с коллегами [37,

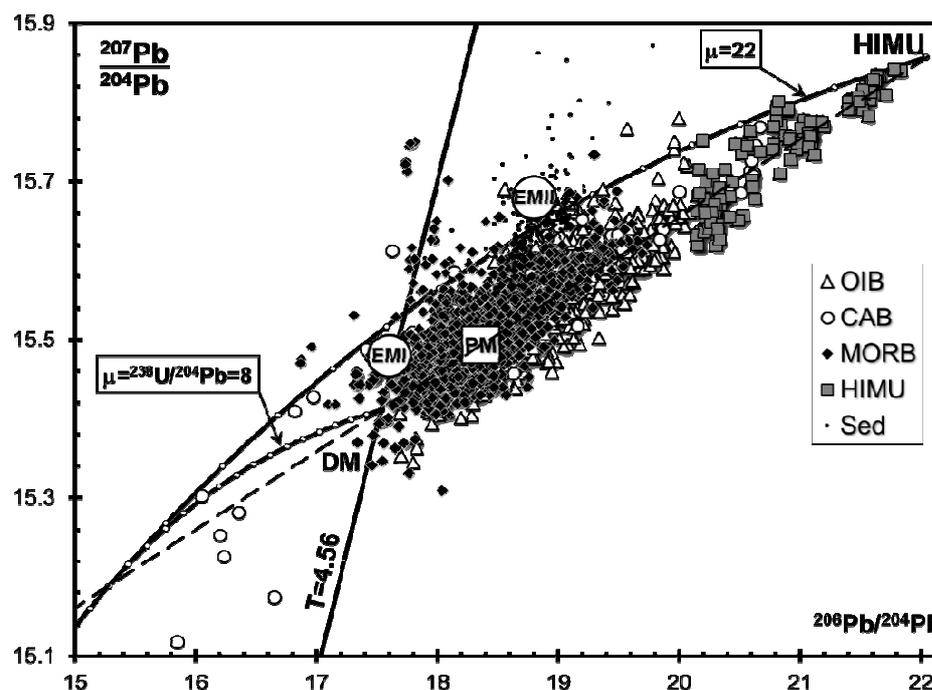


Рис. 2. Изотопные отношения свинца в тех же породах, что показаны на Рис. 1. Базальты HIMU выделены произвольно по границе $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} > 20$.

116] и их последователи [117] указывают на пониженные Ce/Pb отношения в островодужных базальтах в сравнении с другими океаническими породами. На рис. 3 а, построенном по данным из приведённых выше источников, а также по [118 - 125], видно, что действительно в островодужных базальтах отношение Ce/Pb систематически ниже, чем в базальтах срединно-океанических хребтов, щелочных базальтах океанов и континентов, в том числе и в HIMU базальтах. Тем не менее, из рис. 3 б видно, что формирование островодужных базальтов не может приводить к повышению U/Pb отношения в мантии потому, что в них μ в среднем около 8,8, т.е. близко к оценке валового состава мантии (см. рис. 8 д). Очевидно, что удаление любого количества островодужных расплавов из пород, в которых изначально было такое же U/Pb отношение, не может привести к его систематическому изменению.

На рис. 3 б видно, что U/Pb отношение в толеитах MORB и щелочных

базитах океанов и континентов повышается с ростом концентраций урана и свинца в них, т.е. с ростом степени их обогащённости литофильными элементами.

В частности, в HIMU базальтах отношение $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ по данным, приведённым на рис. 3 б, в среднем составляет 34 ($n = 69$), что вполне

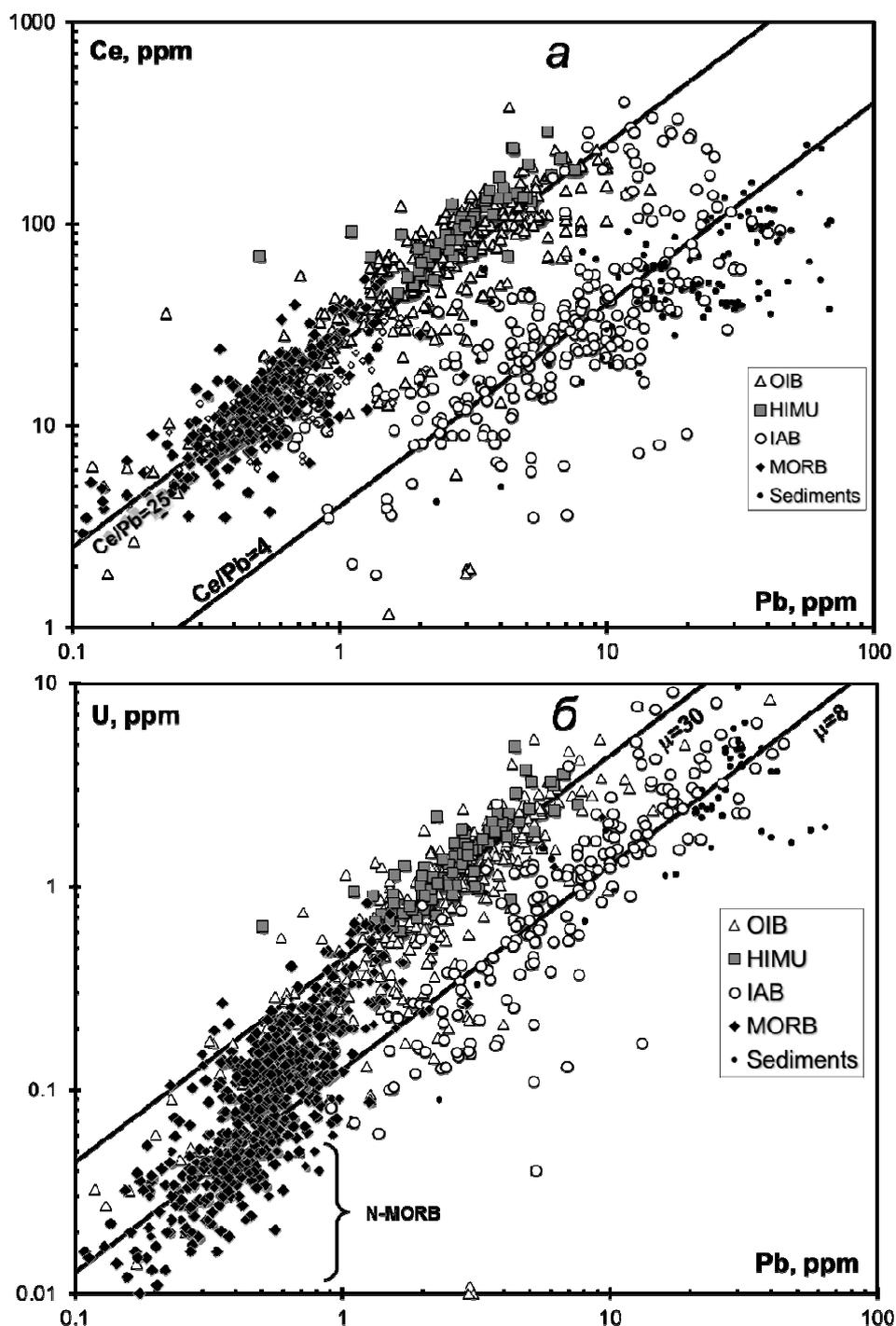


Рис. 3. Соотношения между церием, свинцом и ураном в тех же породах, что показаны на Рис. 1, а также в островодужных базальтах (IAB).

согласуется с повышенной величиной μ и в их источнике (рис. 2). Однако

обогащённость источников HIMU базальтов в U-Pb системе противоречит их Sr-Nd изотопной систематике Де Паоло и Вассербурга (рис. 1 а), согласно которой они происходят из обеднённого источника ($\epsilon_{Nd} = +5,1 \pm 0,9$; $\epsilon_{Sr} = -22 \pm 6$).

В этом заключается ещё одно существенное противоречие современной изотопной геодинамики.

ДИСБАЛАНС СИСТЕМЫ КОРА – ВЕРХНЯЯ МАНТИЯ

Масс-балансовые модельные расчёты для Sm-Nd изотопной системы коры и мантии заставляют ограничивать долю обеднённой мантии до 1/4 –

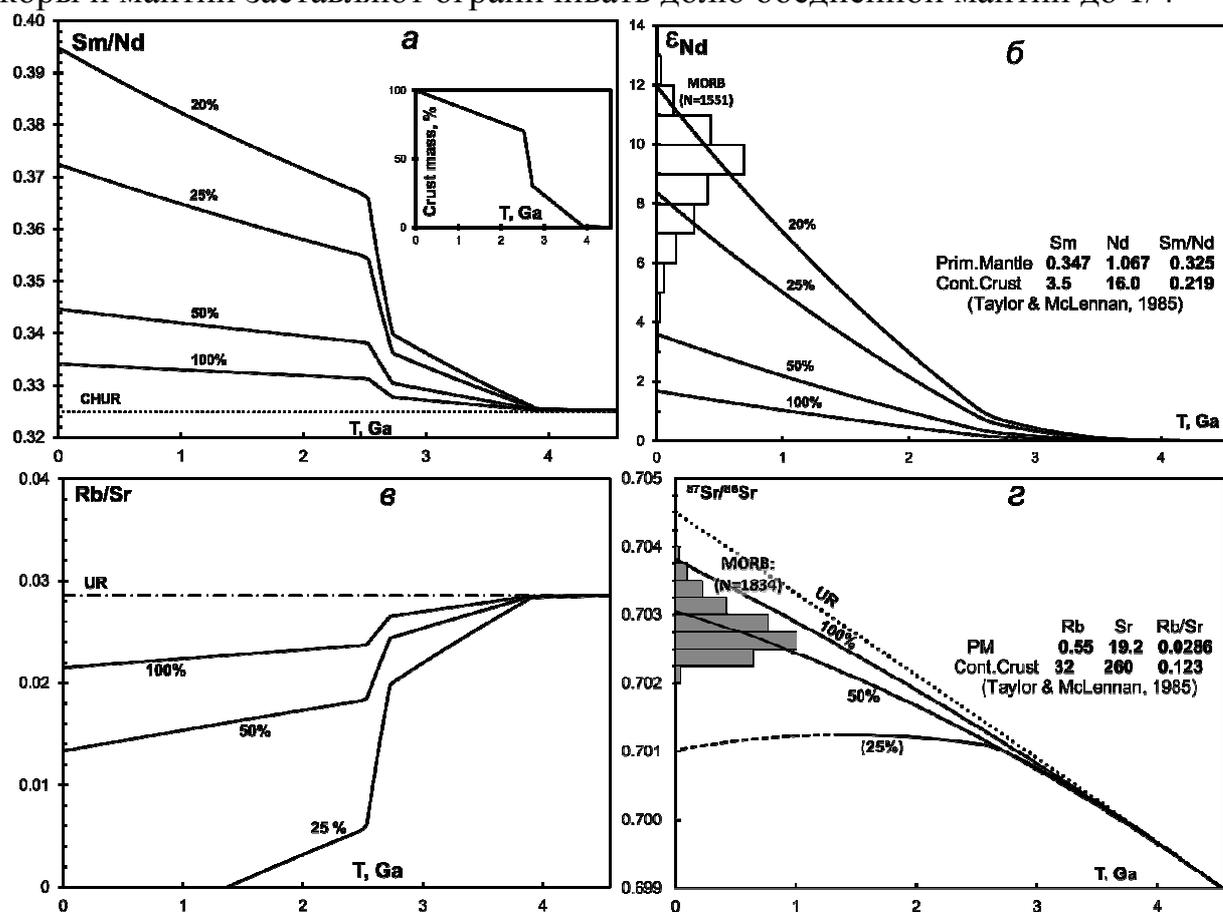


Рис. 4. Примеры численного моделирования изменения Sm/Nd (а) и Rb/Sr (в) отношений изотопного состава неодима (б) и стронция (г) в деплетированной мантии в результате экстракции континентальной коры.

Траектория роста относительной массы коры показана на врезе на диаграмме а в соответствии с [126]. На графиках а и б приведены четыре варианта расчётов: при экстракции коры из всего объёма мантии (кривая "100 %"), из половины ("50 %") и из четверти ("25 %") и одной пятой ("20 %") части мантии. Для Rb-Sr системы показаны три варианта – 100 %, 50 % и 25 %. В последнем случае рубидия не хватает для формирования коры, и модельная кривая "25 %" на диаграмме б обрывается около 1,3 млрд. лет. Для сравнения с модельными кривыми на графиках б и г приведены данные для базальтов MORB в виде гистограммы.

1/5 от её общей массы [2 - 4]. Только в этом случае Sm/Nd отношение в обеднённой мантии смогло бы измениться за счёт экстракции коры достаточно, чтобы обеспечить наблюдаемую сегодня разницу изотопных отношений неодима между DM и CHUR в 8 – 12 единиц ϵ_{Nd} .

Для иллюстрации этого положения на рис. 4 показаны результаты численного моделирования экстракции континентальной коры из мантии. Данные для расчётов приведены на графиках рис. 4 б и рис. 4 г. Скорость роста коры бралась переменная, как показано на врезке рис. 4 а, в соответствии с выводами Тейлора и Мак Леннана [126], однако динамика роста коры на результирующие изотопные отношения Nd и Sr в деплетированной мантии заметного влияния не оказывает, в частности, при линейном росте коры кривые изменения изотопных отношений на рис. 4 б и рис. 4 г практически совпадают. Когда из мантийного вещества с исходным Sm/Nd = 0,325 экстрагируется вещество коры с более низким Sm/Nd = 0,219 рис. 4 а, то в остаточном, обеднённом веществе Sm/Nd отношение повышается в той или иной мере в зависимости от количества удалённого корового компонента. Поэтому современное отношение $^{143}Nd/^{144}Nd$ в DM зависит от её объёма, от того, происходила экстракция коры из всей мантии или из небольшой её части.

Как видно на рис. 4 б, если источником для коры служила вся мантия, то результирующий сдвиг в изотопном отношении неодима составляет $\sim 1,7 \epsilon_{Nd}$. Для половины мантии эффект составил бы около $\sim 3,6 \epsilon_{Nd}$. Если 25 % мантии состава CHUR послужили источником для земной коры, то деплетированная мантия должна сегодня отличаться от примитивной в среднем на $\sim 8,4 \epsilon_{Nd}$. Эта величина уже близка к обычным изотопным отношениям в базальтах MORB, хотя и несколько ниже (рис. 4 б) и, в соответствии с расчётами, наблюдаемый изотопный состав неодима в источнике MORB предполагает, что деплетированная мантия составляет 20 - 25 % от всего объёма мантии хондритового состава. Поскольку массовая доля верхней мантии (до сейсмической границы 660 км) составляет 27 % от всей массы мантии, это совпадение позволило отождествить геофизическую верхнюю мантию с геохимической деплетированной мантией, что сейчас стало общепринятым.

Строго говоря, чтобы изотопный состав неодима в модельной DM отвечал наблюдаемым 9 - 10 ϵ_{Nd} , её долю следует ограничивать 22 - 23 % от массы всей мантии. Однако баланс между корой, примитивной и деплетированной мантией в Sm-Nd системе никак не согласуется с другими изотопными системами, в частности с Rb-Sr. На рис. 4 в видно, что в случае, когда кора образуется лишь из четверти мантии, рубидия в ней не хватает даже при абсолютно полном его выносе, а изотопный состав стронция (рис. 4 г) в такой деплетированной мантии оказывается гораздо ниже, чем наблюдается в MORB. Проблема этого дисбаланса известна уже давно [126] и затрагивает не только рубидий: на формирование континентальной коры не хватило бы в верхней мантии также и свинца с ураном. Чтобы согласовать

концентрации Rb, Pb, U и ряда других элементов, а также изотопный состав стронция (рис. 4 г) между корой, примитивной мантией и обеднённой мантией, необходимо предполагать, что вещество для формирования коры поставлялось из не менее половины объёма мантии.

Sm-Nd изотопная система океанических базальтов и перидотитов

Химические свойства самария и неодима во многом близки. Вследствие этого валовые коэффициенты распределения Sm и Nd при частичном плавлении перидотитов различаются не сильно, по-видимому, не более чем на 10 - 20 % [127]. Отсюда следует, что при малых порциях частичного плавления Sm/Nd отношение расплава может отличаться максимально на эти же 10 – 20 % от Sm/Nd отношения источника [128]. При больших степенях плавления, порядка первых десятков процентов, что, вероятно, отвечает условиям формирования толеитовых или ультраосновных расплавов, выплавки должны лишь незначительно отличаться от пород источника по Sm/Nd отношению. Таким образом, при исходно хондритовом составе Земли современные и недавние дериваты из примитивной мантии при высоких степенях плавления должны иметь состав близкий к CHUR:

$$\begin{cases} Sm / Nd \approx 0.325 \\ {}^{143}Nd / {}^{144}Nd = 0.512638 \rightarrow (\epsilon_{Nd} \approx 0) \end{cases}$$

Дифференциация вещества лишь несколько осложняет эту картину, но не спасает от противоречий.

Линия 1 показывает модель образования из источника РМ обогащённых пород Е (с пониженным отношением Sm/Nd) и комплементарных обеднённых пород D при различных степенях плавления когда-то в древности. Со временем все изотопные отношения изменятся в результате распада ${}^{147}\text{Sm}$, и сегодня эти породы будут представлены прямой 2. Для большей строгости по оси абсцисс следовало бы отложить ${}^{147}\text{Sm}/{}^{144}\text{Nd}$, но это отношение отличается от Sm/Nd на почти постоянную величину 0,6046. Любые смеси Е и D также образуют линии, проходящие через точку РМ. Линия 3 моделирует современный процесс дифференциации источника РМ. Заметим, что обе линии 2 и 3, а также любые другие, отвечающие процессам дифференциации источника РМ в разное время, представляют собой прямые, проходящие через точку РМ, и, чем выше степень плавления, тем ближе точки Е и D располагаются к точке РМ.

Схематично поведение Sm-Nd изотопной системы при частичном плавлении приведено на рис. 5. Точки вдоль линии 1 схематично показывают результат дифференциации первичного источника РМ на обогащённые (Е) и обеднённые (D) составы в некоторый момент в прошлом. В результате распада ${}^{147}\text{Sm}$ эти породы к сегодняшнему дню пришли в состояние 2. Все точки, отвечающие обогащённым и обеднённым породам (Е и D), лежат на

одной прямой (на изохроне), включая точку исходного, примитивного источника РМ. Современный процесс дифференциации источника РМ представлен прямой 3. Любые смеси обеднённых и обогащённых пород в этих координатах должны лежать в пределах пучка прямых, проходящих через точку РМ [129].

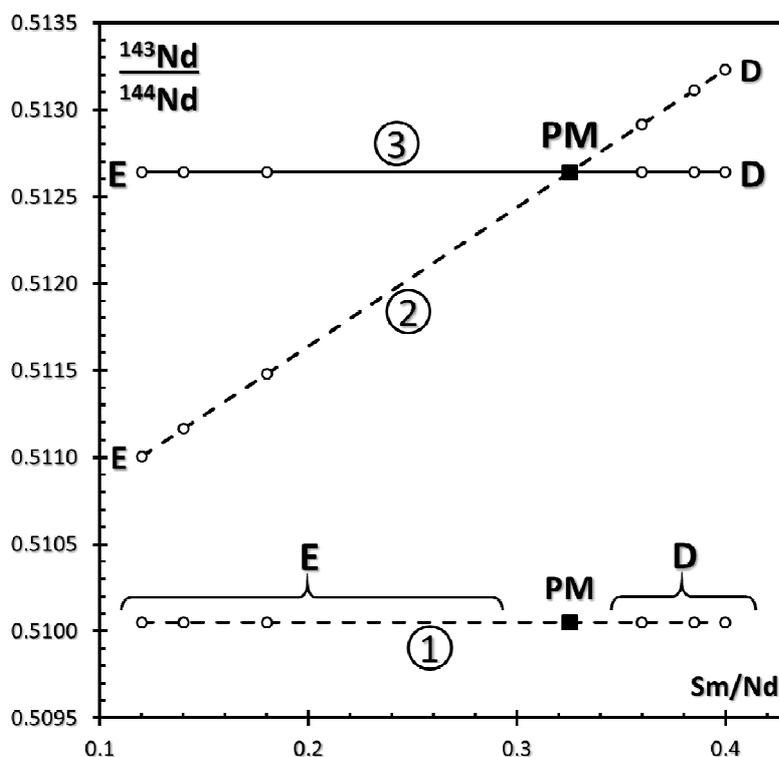


Рис. 5. Соотношение между примитивным (РМ) источником и возникшими из него обогащёнными (Е) и обеднёнными (D) породами.

Чем выше степень плавления примитивного источника, тем ближе к точке РМ должны находиться точки Е и D. Исходя из модели хондритового состава примитивной мантии, следует ожидать, что многие толеитовые базальты океанических островов (плюм-базальты, базальты "горячих точек"), содержащие значительную составляющую нижней, недеплетированной мантии [2 - 4], на диаграмме на рис. 5 должны быть вблизи точки РМ.

Эти же соображения справедливы и для Lu-Hf системы.

Теперь сравним рассмотренную схему (рис. 5) с реальным распределением данных для пород мантийного происхождения. На рис. 6 а показаны изотопные данные для океанических базальтов и осадков в тех же координатах, что и в рассмотренной только что схеме. Данные для океанических базальтов образуют отчётливый тренд, но, что поразительно, этот тренд проходит в стороне от точки, отвечающей модельному составу примитивной мантии по ДеПаоло и Вассербургу.

Ни одна из более чем 2700 точек, имеющих сегодня в нашей базе для

океанических и континентальных базальтов, не оказалась вблизи точки CHUR.

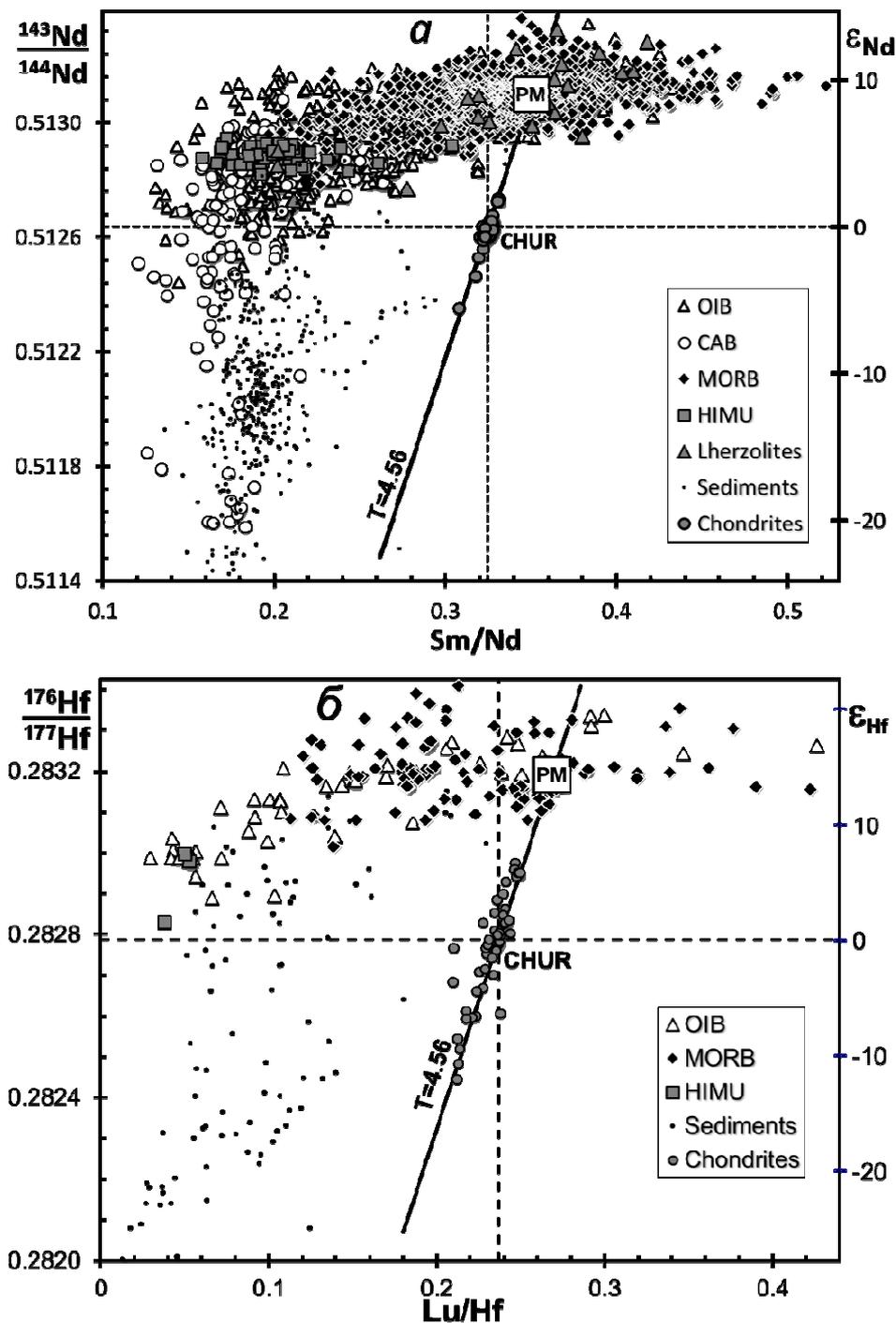


Рис. 6. Зависимости между изотопным составом неодама и Sm/Nd отношением (а) и изотопным составом гафния и Lu/Hf отношением (б) в базальтах.

Срединно-океанических хребтов (MORB), внутриплитных океанических базальтах (OIB), континентальных щелочных базальтах (CAB), базальтах HIMU, силикатно-обломочных осадках (Sed), лерцолитах и хондритах (Chondrites). Сплошной жирной линией показана геохрона (4,56 млрд. лет), проходящая через точку CHUR. Остальные обозначения и источники информации – в тексте.

Это касается и лерцолитов, на рис. 6 а они находятся в пределах поля базальтов и не пересекаются с малой областью, занятой хондритами.

Такая же картина наблюдается и в Lu-Hf системе, данные для которой приведены на рис 6 б. Существенное отличие между рис 6 а и рис 6 б состоит только в количестве точек: Lu-Hf изотопных данных для вулканических пород опубликовано значительно меньше, чем самарий-неодимовых. Тем не менее на рис 6 б столь же отчётливо виден тренд, образованный океаническими базальтами, и этот тренд проходит в стороне от хондритовых данных [9].

Представленные на рис 6 данные могут означать, что (1) все известные мантийные магматические породы происходят только из деплетированной мантии, а примитивная мантия абсолютно мертва как магматический источник либо (2) Sm/Nd и Lu/Hf отношения примитивной мантии не отвечают CHUR.

Хотя согласно принятым сегодня моделям строения мантии [2 - 4] большая часть магматических пород происходит из её обеднённой части, ни одна из этих моделей не предполагает абсолютной изоляции нижней мантии от верхней. А именно к такому выводу приводит рис 6, если принимать хондритовый состав примитивной мантии. Данные сейсмотомографии [130, 131] также указывают на активное участие нижней мантии в геодинамических процессах, проявленных на поверхности. Кроме того, рассмотренные выше масс-балансовые противоречия в системе примитивная мантия – кора – обеднённая мантия (рис. 4) также не позволяют ограничить объём деплетированной мантии только небольшой её частью.

Таким образом, показанные на рис 6 данные свидетельствуют, что в мантии, вероятно, нет источников с составом CHUR, т.е. примитивная мантия в какой-то мере имеет нехондритовое распределение элементов.

ЭЛЕМЕНТНЫЕ ОТНОШЕНИЯ В ПРИМИТИВНОЙ МАНТИИ Sm/Nd, Lu/Hf и Rb/Sr

Перечисленные в предыдущем разделе противоречия, вызванные предположением о строго хондритовых величинах Sm/Nd и Lu/Hf отношений в первичной мантии Земли, вынуждают нас искать более адекватные оценки этих отношений и связанных с ними изотопных составов Nd, Hf и других элементов. Это несложно сделать на основе данных, представленных на рис 6.

Допуская, что первичный изотопный состав неодима и гафния в Солнечной системе был в значительной мере гомогенным, точку, отвечающую примитивной мантии, следует искать на геохроне в обеих изотопных системах (на рис 6 линия T = 4,56 млрд. лет). С другой стороны, при обсуждении рис. 5 мы выяснили, что состав примитивной мантии на рис 6, скорее всего, находится где-то в пределах тренда, образованного океаническими базальтами. Таким образом, искомая точка находится в

области пересечения геохроны с трендом мантийных пород на рис 6, и наиболее вероятное её положение отмечено точкой PM со следующими параметрами:

$$\epsilon_{Nd} = +9; {}^{143}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd} = 0,51309; \text{Sm}/\text{Nd} = 0,350;$$

$$\epsilon_{Hf} = +14; {}^{176}\text{Hf}/{}^{177}\text{Hf} = 0,28319; \text{Lu}/\text{Hf} = 0,268.$$

Неопределённость в ± 1 единицу ϵ_{Nd} или ϵ_{Hf} , которая здесь вполне возможна, приводит к неопределённости $\pm 0,8$ % в Sm/Nd и Lu/Hf отношениях.

Отрицательная корреляция между изотопными отношениями неодима и стронция позволяет найти параметры примитивной мантии в Rb-Sr системе (точка PM на рис. 1 а): $\epsilon_{Sr} = -22$; ${}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr} = 0,7029$, откуда по приведённой выше формуле (2) находим для примитивной мантии $({}^{87}\text{Rb}/{}^{86}\text{Sr})_{PM} = 0,0595$ и $(\text{Rb}/\text{Sr})_{PM} = 0,0206$.

На графиках рис. 7 можно видеть, как в рамках представленной модели изменялись величины Sm/Nd и Rb/Sr отношений (рис. 7 а и в) в деплетированной мантии за счёт экстракции коры и как это отразилось на изотопном составе неодима и стронция (рис. 7 б и г) в примитивной (PM) и обеднённой (DM) мантии. Примечательно, что модельные составы и примитивного и обеднённого вещества попадают в поле MORB, т.е. среди базальтов срединно-океанических хребтов имеются как произошедшие из обеднённых, так и из примитивных и обогащённых источников, что согласуется с вариациями их элементного состава.

Полученные оценки состава примитивной мантии в Sm-Nd, Lu-Hf и Rb-Sr изотопных системах снимают все очерченные в предыдущем разделе противоречия современной изотопной геодинамики. Теперь нет необходимости искать ответ на вопрос, почему примитивная мантия мертва – мы можем определить, какие породы по изотопному составу Nd, Hf, Sr наиболее близки к ней, глядя на рис. 1, рис. 6 и рис. 7.

Теперь можно совершенно логично заключить, что источники щелочных, а также HIMU базальтов в различной степени обогащены некогерентными элементами, имеют повышенные La/Lu (пониженные Sm/Nd) отношения в сравнении с примитивной мантией. Это не исключает возможности метасоматических преобразований источников этих пород, но и не требует его непременно для источников всех щелочных базитов с $\epsilon_{Nd} > 0$.

Если предлагаемая схема верна, то изменение Sm/Nd, Lu/Hf и Rb/Sr отношений в обеднённой мантии за счёт экстракции коры на протяжении всей истории Земли оказало лишь умеренный эффект на вариации изотопного состава Nd, Hf, Sr в современных мантийных породах в сравнении с наблюдаемой их изотопной гетерогенностью. Причины изотопных вариаций в породах мантийного происхождения детально рассмотрены в отдельной публикации [132]. Здесь необходимо отметить лишь самые общие черты.

Так же как предполагалось ранее [1 - 5], обеднённые мантийные источники характеризуются более высокими изотопными отношениями неодима и гафния и более низкими отношениями стронция, чем состав примитивной мантии. На рис. 1 а они расположены выше и левее точки PM, на рис. 1 б, рис. 6 – выше и правее неё. Однако в отличие от CHUR-модели, диапазон изотопных вариаций деплетированной мантии в предлагаемой

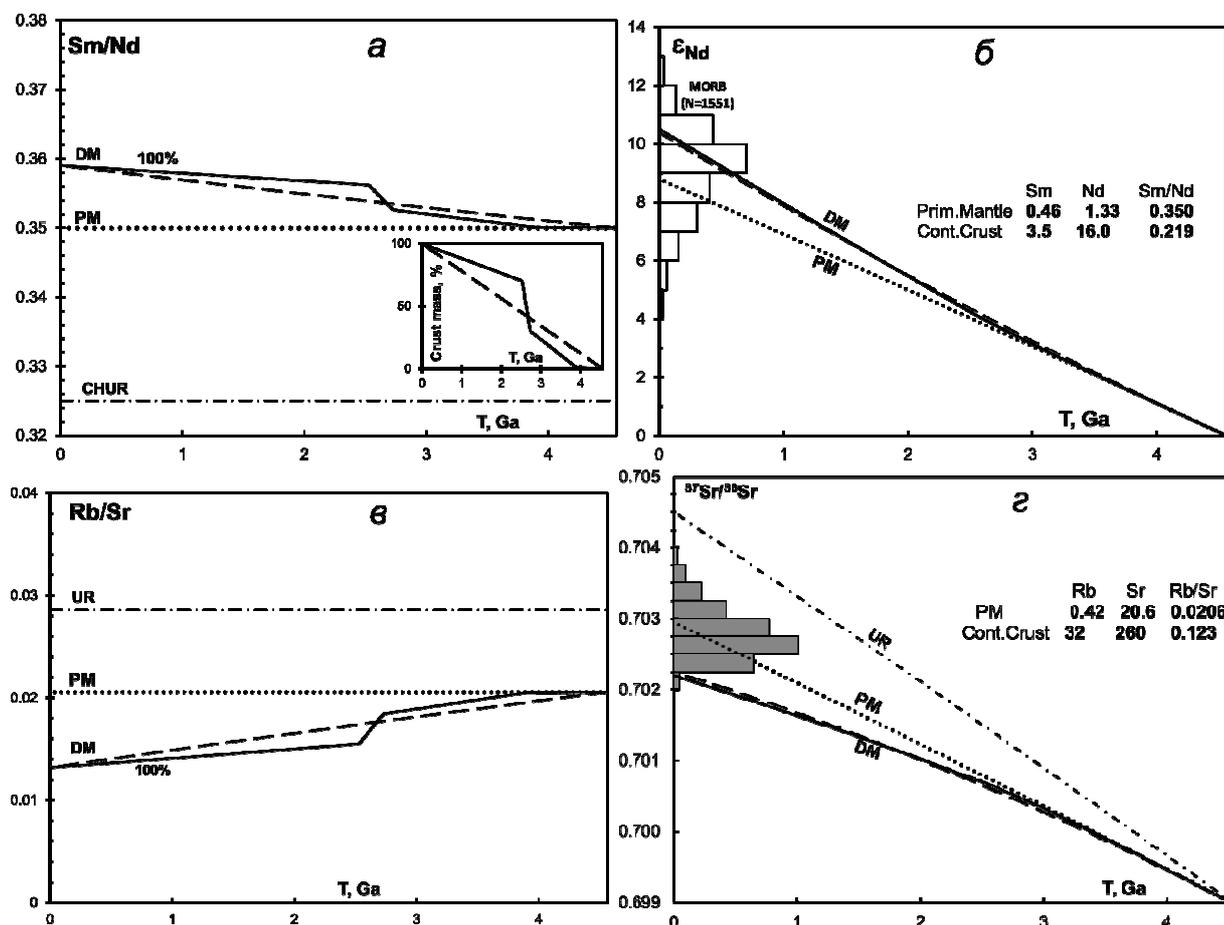


Рис. 7. Балансовые расчёты влияния роста континентальной коры на состав обеднённой мантии в Sm-Nd и Rb-Sr изотопных системах в случае нехондритового состава примитивной мантии.

Принятые отличия Rb/Sr и Sm/Nd отношений от модели ДеПаоло и Вассербурга [1, 5] видны на графиках а и в. Расчёты проведены для двух траекторий динамики роста коры, как показано на врезке графика а: неравномерный рост (сплошная линия) в соответствии с гипотезой Тэйлора и МакЛеннана [126] и линейный рост (пунктирная линия). Предполагается, что материал коры извлекался из всего объёма мантии, или, что то же самое, конвектирующая мантия имела возможность перемешиваться. Как видно на графиках б и г, различия в характере роста континентальной коры слабо влияют на изотопные отношения

модели значительно сужен – его можно оценить по графикам рис. 7 б и г. Реальный разброс изотопных отношений неодима, гафния и стронция шире различий между модельными значениями составов примитивной и

обеднённой мантии, что с одной стороны может указывать на неравномерность обеднения мантийных источников, с другой – на перераспределение элементов и локальное формирование обогащённых составов в мантии [132].

Th/U/Pb отношения

Корреляция изотопного состава свинца и неодима в мантийных породах позволяет найти и отношения $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, отвечающие примитивному мантийному источнику. Эти значения находятся на пересечении каждого из трендов на рис 8 с величиной $\epsilon_{\text{Nd}} = 9,0$ и равны соответственно 18,368; 15,494 и 37,967. Найденный состав показан также и на рис. 2. Полученная оценка, как и прежние [3], лежит правее геохроны, что скорее всего есть результат постепенного повышения U/Pb отношения в мантии [133].

Графики на рис. 8 ещё раз подчёркивают, что в области $\epsilon_{\text{Nd}} = 0$ нет какого-либо устойчивого кластера, отвечающего реально действующему мантийному источнику. Из имеющихся изотопных данных для свинца можно рассчитать величины U/Pb и Th/U отношений в источнике породы. Корреляции этих величин с ϵ_{Nd} также позволяют найти значения, присущие примитивной мантии. Как видно на графиках рис. 8, величина $\mu_{\text{Pb}} = 8,82$, $\kappa_{\text{Pb}} = 3,808$, что отвечает весовым отношениям U/Pb = 0,1405 и Th/U = 3,68.

ЭЛЕМЕНТЫ, НЕ СВЯЗАННЫЕ РАДИОАКТИВНЫМ РАСПАДОМ

Установление соотношений между другими элементами, которые не влияют на какие-либо изотопные отношения, представляет собой задачу с менее определённым решением. Используемый здесь подход наглядно показан на рис. 9: точка пересечения корреляционных трендов для MORB между тестируемыми элементными отношениями и отношением Sm/Nd с величиной Sm/Nd = 0,350 принимается за наиболее близкое значение к составу примитивной мантии. Этот подход даёт вполне разумные результаты, если элементы близки друг другу по степени несовместимости, т.е. находятся по соседству на диаграмме рис. 10. Например, оцененное таким образом U/Pb отношение даёт 0,143, что хорошо совпадает с найденным выше значением 0,1405 на основе изотопных данных – различие менее 2 %. Однако, применять такой подход к парам элементов с сильно различающимися геохимическими свойствами следует осторожно. Так, например, Lu/Hf отношение, найденное таким способом для РМ получается равным 0,207, что на 23 % ниже более надёжной оценки, основанной на изотопных данных.

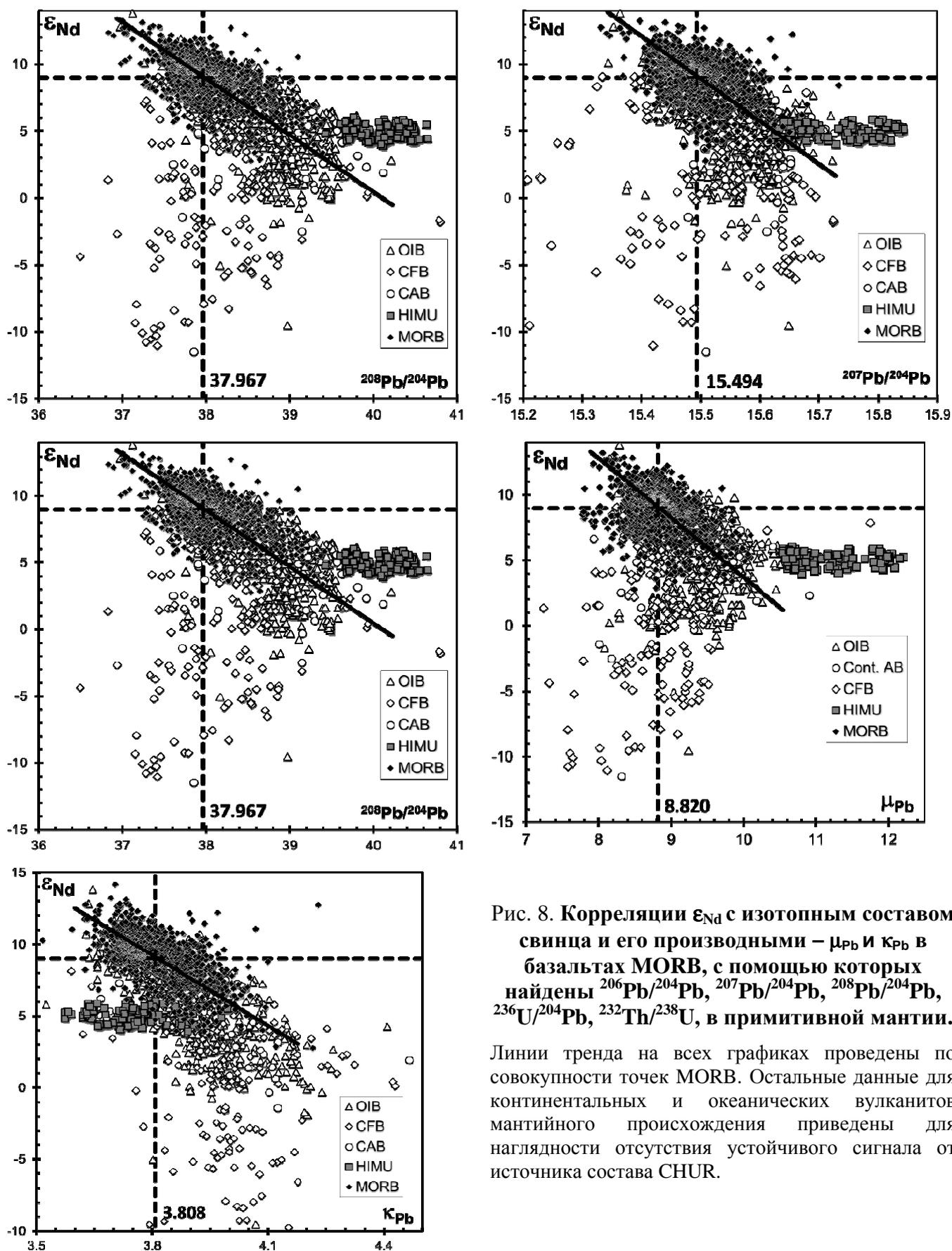


Рис. 8. Корреляции ϵ_{Nd} с изотопным составом свинца и его производными – μ_{Pb} и κ_{Pb} в базальтах MORB, с помощью которых найдены $^{206}Pb/^{204}Pb$, $^{207}Pb/^{204}Pb$, $^{208}Pb/^{204}Pb$, $^{236}U/^{204}Pb$, $^{232}Th/^{238}U$, в примитивной мантии.

Линии тренда на всех графиках проведены по совокупности точек MORB. Остальные данные для континентальных и океанических вулканитов мантийного происхождения приведены для наглядности отсутствия устойчивого сигнала от источника состава CHUR.

Найденные на рис. 9 величины для $Hf/Nd = 0,258$, $Sr/Nd = 14,3$ и $Th/Rb = 0,145$ позволяют связать между собой все обсуждавшиеся выше элементы в единую систему. Поскольку развиваемый подход касается только элементов-примесей и позволяет находить только отношения элементов, а не их абсолютные содержания, то концентрацию хотя бы одного элемента необходимо установить независимым путём. На этом этапе мы принимаем содержание неодима в примитивной мантии по данным Palme, O'Neill [134],

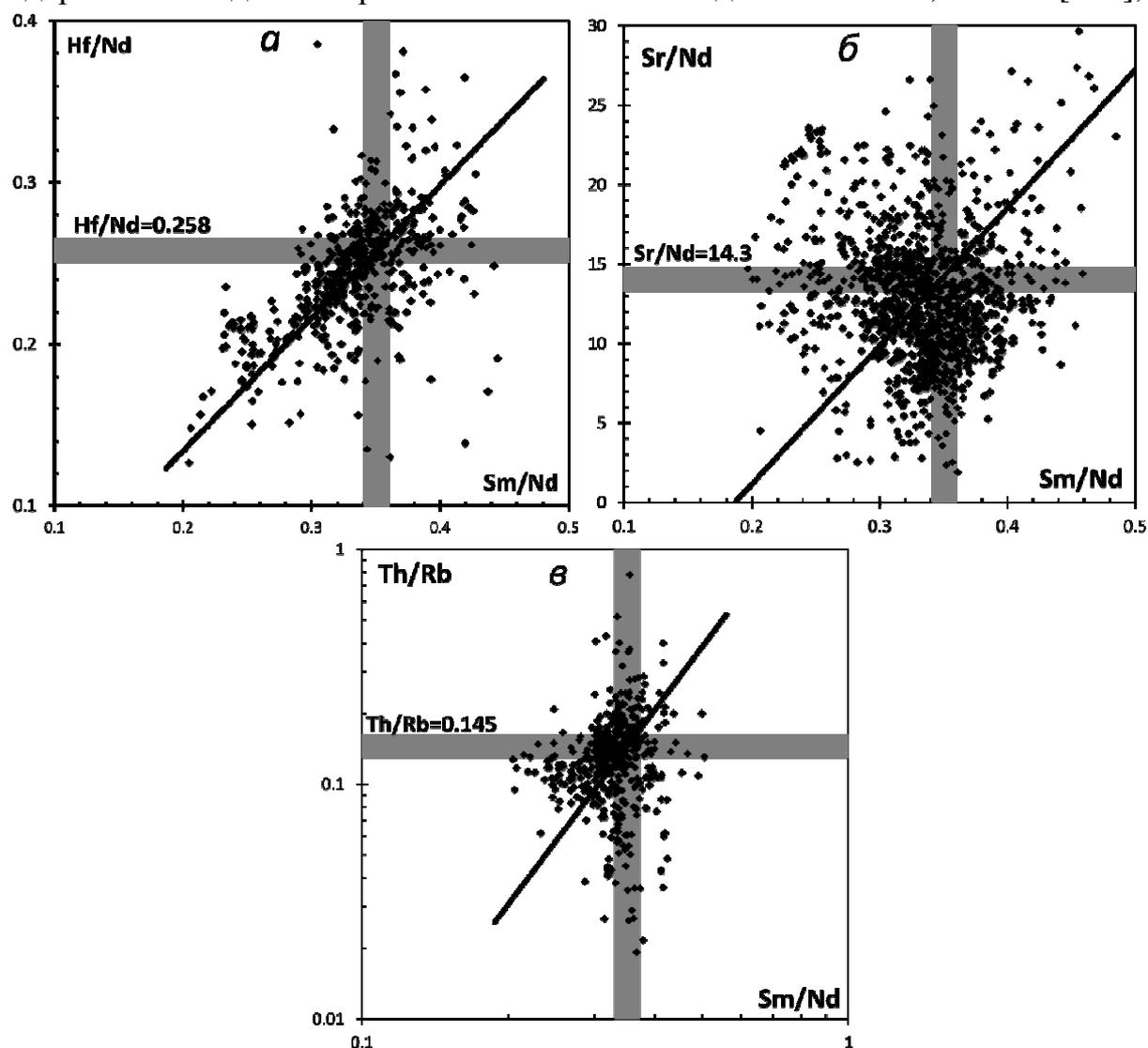


Рис. 9. Определение величин Hf/Nd (а), Sr/Nd (б) и Th/Rb (в) отношений в примитивной мантии (а) через их корреляцию с Sm/Nd отношением в базальтах срединно-океанических хребтов.

равное 1,327 мкг/г. Содержание остальных элементов приведено в таблице 1.

На рис. 10 приводится сравнение полученных в настоящей работе концентраций элементов с ранее опубликованными моделями разных авторов [134 - 136]. Для наглядного сравнения все данные нормированы на состав РМ по Palme, O'Neill [134]. По шкале абсцисс отложены все элементы от Lu до Rb в последовательности возрастания их несовместимости с мантийными

расплавами, т.е. по степени обогащённости континентальной коры в сравнении с примитивной мантией [134]. Но на диаграмму вынесены данные только тех элементов, которые обсуждались выше в настоящей статье

Как видно на рис. 10, найденный состав примитивной мантии отличается от предлагавшихся ранее заметной обеднённостью наиболее несовместимыми элементами и небольшой обогащённостью совместимыми, что естественно следует из повышенных величин Sm/Nd и Lu/Hf отношения

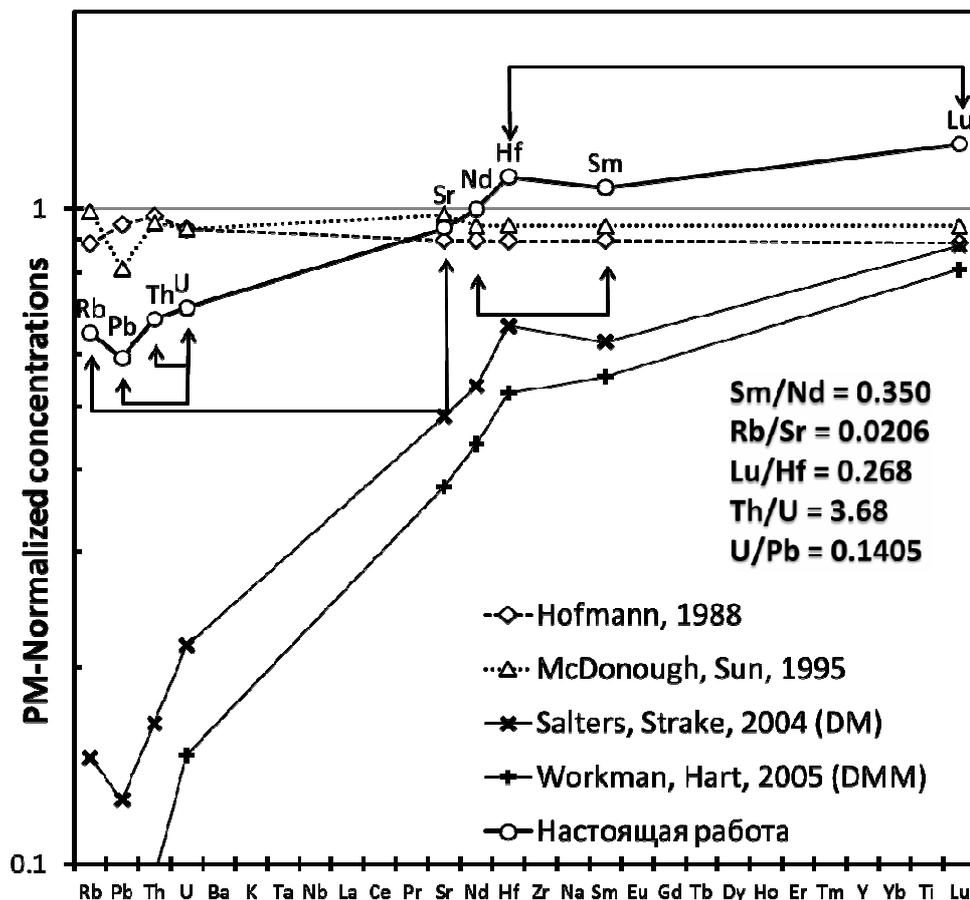


Рис. 10. Оценки состава примитивной мантии по разным авторам [135, 136] а также полученные в настоящей работе, нормированные по Palme, O'Neill [134].

Стрелками связаны пары элементов, для которых отношения установлены исходя из изотопных данных. Порядок элементов справа налево соответствует росту степени их несовместимости в мантии по [134], т.е. по степени обогащения ими континентальной коры относительно примитивной мантии. Для сравнения приведены две модели обеднённого источника по [137, 138].

и пониженной величины Rb/Sr отношения в найденном нами составе примитивной мантии по сравнению с ранее развивавшимися представлениями о хондритовом составе силикатной части Земли. Тем не менее, это обеднение наиболее несовместимыми элементами несопоставимо меньше, чем предполагается в обеднённом мантийном источнике [137, 138].

**Рекомендуемые оценки содержания элементов-примесей
в примитивной мантии (PM)**

Элемент	Содержание в PM, ppm	Источник
Rb	0,391	Rb/Sr = 0,0206; $\epsilon_{Sr} = -22$ ($\epsilon_{Sr} \approx -2.5 \epsilon_{Nd}$), рис. 1 а
Pb	0,1096	U/Pb = 0,1405; Корреляция μ_{Pb} и ϵ_{Nd} (рис. 8)
Th	0,0567	Th/Rb = 0,145; корреляция Th/Rb и Sm/Nd (рис. 9)
U	0,0154	Th/U = 3,68; корреляция κ_{Pb} и ϵ_{Nd} (рис. 8)
Sr	19,0	Sr/Nd = 14,3; корреляция Sr/Nd и Sm/Nd (рис. 9)
Nd	1,327	[134]
Hf	0,336	Hf/Nd = 0,252; корреляция Hf/Nd и Sm/Nd (рис. 9)
Sm	0,464	Sm/Nd = 0,350; $\epsilon_{Nd} = 9$, рис. 9 а
Lu	0,090	Lu/Hf = 0,268; $\epsilon_{Hf} = 14$ ($\epsilon_{Hf} \approx +1.6\epsilon_{Nd}$), рис. 1 б

Выводы

Среди пород мантийного происхождения не обнаружено таких, которые были бы близки к CHUR одновременно и по отношению Sm/Nd, и по $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, что, вероятно, свидетельствует об отсутствии такого вещества на Земле.

Предположение о хондритовых величинах Sm/Nd и Lu/Hf отношений примитивной мантии Земли [1, 5 - 8] приводит к цепи противоречий, которые не удалось разрешить за прошедшие три десятилетия интенсивных изотопных исследований. Эти противоречия могут быть сняты при

$\epsilon_{Nd} = +9$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,51309$	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0,2119$	Sm/Nd = 0,350
$\epsilon_{Hf} = +14$	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0,28318$	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0,0381$	Lu/Hf = 0,268
$\epsilon_{Sr} = -22$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7029$	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} = 0,0595$	Rb/Sr = 0,0206
	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18,368$	$^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb} = 8,82$	U/Pb = 0,1405
	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15,494$		
	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 37,967$	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U} = 3,81$	Th/U = 3,68

допущении небольших различий в составе примитивной мантии и хондритов: на 8 % по величине Sm/Nd отношения и на 12 % – по Lu/Hf. Предполагаемый современный состав примитивной мантии в Sm-Nd, Lu-Hf, Rb-Sr и U-Th-Pb изотопных системах следующий:

Неопределённость изотопного состава неодама при этом может достигать $\pm 1 \epsilon_{Nd}$. Изотопный эффект в Sm-Nd, Lu-Hf и Rb-Sr системах от экстракции земной коры из мантийного вещества значительно меньше наблюдаемых изотопных вариаций в мантийных породах.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, грант 11-05-00062.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. **DePaolo D.J., Wasserburg G.J.** Nd isotopic variations and petrogenetic models. // *Geophysical Research Letters*. 1976. V. 3. P. 249-252.
2. **Zindler A., Hart S.** Chemical Geodynamics. // *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*. 1986. V. 14. P. 493-571.
3. **Allegre C.J., Lewin E.** Chemical Structure and History of the Earth: Evidence from Global Non-Linear Inversion of Isotopic Data in a Three Box Model. // *Earth and Planetary Science Letters*. 1989. V. 96. P. 61-88.
4. **Hofmann A.W.** Mantle Geochemistry - The Message from Oceanic Volcanism. // *Nature*. 1997. V. 385. P. 219-229.
5. **DePaolo D.J., Wasserburg G.J.** Inferences about magma sources and mantle structure from variations of $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$. // *Geophysical Research Letters*. 1976. V. 3. P. 743-746.
6. **Jacobsen S.B., Wasserburg G.J.** Sm-Nd isotopic evolution of chondrites. // *Earth and Planetary Science Letters*. 1980. V. 50. P. 139-155.
7. **Jacobsen S.B., Wasserburg G.J.** Sm-Nd isotopic evolution of chondrites and achondrites, II. // *Earth and Planetary Science Letters*. 1983. V. 67. P. 137-150.
8. **Tatsumoto M., Unruh D.M., Patchett P.J.** U-Pb and Lu-Hf systematics of Antarctic meteorites. // 6th Symp. Antarctic Meteorites. Natl. Inst. Polar Res. 1981. Tokyo. 237-249.
9. **Bouvier A., Vervoort J.D., Patchett P.J.** The Lu-Hf and Sm-Nd isotopic composition of CHUR: constraints from unequilibrated chondrites and implications for the bulk composition of terrestrial planets. // *Earth and Planetary Science Letters*. 2008. V. 273. P. 48-57.
10. **Wasson J.T., Kallemeyen G.W.** Composition of chondrites. // *Philosophical Transactions of the Royal Society of London - A*. 1988. V. 325. P. 535-544.
11. **Griffin W.L., O'Reilly S.Y., Stabel A.** Mantle Metasomatism Beneath Western Victoria, Australia. 2. Isotopic Geochemistry of Cr-Diopside Iherzolites and Al-Augite Pyroxenites. // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1988. V. 52. P. 449-459.
12. **Kramm U., Wedepohl K.H.** Tertiary basalts and peridotite xenoliths from the Hessian Depression (NW Germany) reflecting mantle compositions low in radiogenic Nd and Sr. // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1990. V. 106. P. 1-8.
13. **Alibert C.** Peridotite Xenoliths from Western Grand-Canyon and the Thumb - A Probe into the Subcontinental Mantle of the Colorado Plateau. // *Journal of Geophysical Research, B, Solid Earth and Planets*. 1994. V. 99. P. 21605-21620.
14. **Ionov D.A., Prikhodko V.S., Oreilly S.Y.** Peridotite Xenoliths in Alkali Basalts from the Sikhote-Alin, Southeastern Siberia, Russia - Trace-Element Signatures of Mantle Beneath a Convergent Continental-Margin. // *Chemical Geology*. 1995. V. 120. P. 275-294.
15. **Wasserburg G., Jacobsen S., DePaolo D., McCulloch M., Wen T.** Precise determination of SmNd ratios, Sm and Nd isotopic abundances in standard solutions. // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1981. V. 45. P. 2311-2323.
16. **Papanastassiou D.A., Wasserburg J.G.** Initial strontium isotopic abundances and the resolution of small time differences in the formation of planetary objects. // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1969. V. 5. P. 361-375.
17. **Cohen R.S., Evensen N.M., Hamilton P.J., O'Nions R.K.** U-Pb, Sm-Nd and Rb-Sr systematics of mid-ocean ridge basalt glasses. // *Nature*. 1980. V. 283. P. 149-153.
18. **Cohen R.S., O'Nions R.K.** The lead, neodymium and strontium isotopic structure of ocean ridge basalts. // *Journal of Petrology*. 1982. V. 23. P. 299-324.
19. **O'Nions R.K., Hamilton P.J., Evensen N.M.** Variations in $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios in oceanic basalts. // *Earth and Planetary Science Letters*. 1977. V. 34. P. 13-22.

20. **Zindler A., Staudigel H., Batiza R.** Isotope and trace element geochemistry of young Pacific seamounts: implications for the scale of upper mantle heterogeneity. // *Earth and Planetary Science Letters*. 1984. V. 70. P. 175-195.
21. **Macdougall J.D., Lugmair G.W.** Sr and ND Isotopes in Basalts from the East Pacific Rise - Significance for Mantle Heterogeneity. // *Earth and Planetary Science Letters*. 1986. V. 77. P. 273-284.
22. **Graham D.W., Zindler A., Kurz M.D., Jenkins W.J., Batiza R., Staudigel H.** He, Pb, Sr and Nd Isotope Constraints on Magma Genesis and Mantle Heterogeneity Beneath Young Pacific Seamounts//*Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1988. V. 99. P. 446-463.
23. **Klein E.M., Langmuir C.H., Zindler A., Staudigel H., Hamelin B.** Isotope Evidence of a Mantle Convection Boundary at the Australian-Antarctic Discordance. // *Nature*. 1988. V. 333. P. 623-629.
24. **Hegner E., Tatsumoto M.** Pb, Sr, and Nd Isotopes in Basalts and Sulfides from the Juan-de-Fuca Ridge. // *Journal of Geophysical Research, B, Solid Earth and Planets*. 1987. V. 92. P. 1380-1386.
25. **Dosso L., Hanan B.B., Bougault H., Schilling J.G., Joron J.L.** Sr-Nd-Pb Geochemical Morphology Between 10°N and 17°N on the Mid-Atlantic Ridge - A New MORB Isotope Signature. // *Earth and Planetary Science Letters*. 1991. V. 106. P. 29-43.
26. **Hickeyvargas R.** Isotope Characteristics of Submarine Lavas from the Philippine Sea - Implications for the Origin of Arc and Basin Magmas of the Philippine Tectonic Plate. // *Earth and Planetary Science Letters*. 1991. V. 107. P. 290-304.
27. **Mertz D.F., Devey C.W., Todt W., Stoffers P., Hofmann A.W.** Sr-Nd-Pb Isotope Evidence Against Plume Asthenosphere Mixing North of Iceland. // *Earth and Planetary Science Letters*. 1991. V. 107. P. 243-255.
28. **Muhe R., Devey C.W., Bohrmann H.** Isotope and Trace-Element Geochemistry of MORB from the Nansen-Gakkel Ridge at 86-Degrees North. // *Earth and Planetary Science Letters*. 1993. V. 120. P. 103-109.
29. **Bach W., Hegner E., Erzinger J., Satir M.** Chemical and Isotopic Variations Along the Superfast Spreading East Pacific Rise from 6-Degrees-S to 30- Degrees-S. // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1994. V. 116. P. 365-380.
30. **Cousens B.L., Allan J.F., Leybourne M.I., Chase R.L., Vanwagoner N.** Mixing of Magmas from Enriched and Depleted Mantle Sources the Northeast Pacific - West-Valley Segment, Juan-de-Fuca Ridge. // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1995. V. 120. P. 337-357.
31. **Mahoney J.J., Jones W.B., Frey F.A., Salters V.J.M., Pyle D.G., Davies H.L.** Geochemical Characteristics of Lavas from Broken Ridge, the Naturaliste Plateau and Southernmost Kerguelen Plateau - Cretaceous Plateau Volcanism in the Southeast Indian-Ocean. // *Chemical Geology*. 1995. V. 120. P. 315-345.
32. **Staudigel H., Davies G.R., Hart S.R., Marchant K.M., Smith B.M.** Large-Scale Isotopic Sr, Nd and O Isotopic Anatomy of Altered Oceanic-Crust - DSDP/ODP Sites-417/418. // *Earth and Planetary Science Letters*. 1995. V. 130. P. 169-185.
33. **Bach W., Erzinger J., Dosso L., Bollinger C., Bougault H., Etoubleau J., Sauerwein J.** Unusually Large Nb-Ta Depletions in North Chile Ridge Basalts at 36-Degrees-50' to 38-Degrees-56's - Major- Element, Trace-Element, and Isotopic Data. // *Earth and Planetary Science Letters*. 1996. V. 142. P. 223-240.
34. **Niu Y.L., Wagoner D.G., Sinton J.M., Mahoney J.J.** Mantle Source Heterogeneity and Melting Processes Beneath Sea-Floor Spreading Centers - The East Pacific Rise, 18-Degrees-19S. // *Journal of Geophysical Research, B, Solid Earth and Planets*. 1996. V. 101. P. 27711-27733.

35. **Salters V.J.M.** The Generation of Midocean Ridge Basalts from the Hf and Nd Isotope Perspective. // *Earth and Planetary Science Letters*. 1996. V. 141. P. 109-123.
36. **Muhe R., Bohrmann H., Garbeschonberg D., Kassens H.** E-MORB Glasses from the Gakkel Ridge (Arctic Ocean) at 87-Degrees-N - Evidence for the Earth Most Northerly Volcanic Activity. // *Earth and Planetary Science Letters*. 1997. V. 152. P. 1-9.
37. **Rehkamper M., Hofmann A.W.** Recycled Ocean Crust and Sediment in Indian-Ocean MORB. // *Earth and Planetary Science Letters*. 1997. V. 147. P. 93-106.
38. **Schiano P., Birck J.L., Allegre C.J.** Osmium-Strontium-Neodymium-Lead Isotopic Covariations in Midocean Ridge Basalt Glasses and the Heterogeneity of the Upper-Mantle. // *Earth and Planetary Science Letters*. 1997. V. 150. P. 363-379.
39. **Salters V.J.M., White W.M.** Hf Isotope Constraints on Mantle Evolution. // *Chemical Geology*. 1998. V. 145. P. 447-460.
40. **Smith S.E., Casey J.F., Bryan W.B., Dmitriev L., Silantyev S., Magakyan R.** Geochemistry of Basalts from the Hayes Transform Region of the Mid-Atlantic Ridge. // *Journal of Geophysical Research, B, Solid Earth and Planets*. 1998. V. 103. P. 5305-5329.
41. **Schilling J.G., Kingsley R., Fontignie D., Poreda R., Xue S.** Dispersion of the Jan-Mayen and Iceland Mantle Plumes in the Arctic - A He-Pb-Nd-Sr Isotope Tracer Study of Basalts from the Kolbeinsey, Mohns, and Knipovich Ridges. // *Journal of Geophysical Research, B, Solid Earth and Planets*. 1999. V. 104. P. 10543-10569.
42. **Bourdon E., Hemond C.** Looking for "missing endmember" in South Atlantic Ocean mantle around Ascension Island". // *Mineralogy and Petrology*. 2001. V. 71. P. 127-138.
43. **Chauvel C., Blichert-Toft J.** A hafnium isotope and trace element perspective on melting of the depleted mantle. // *Earth and Planetary Science Letters*. 2001. V. 190. P. 137-151.
44. **Woodhead J.D., Hergt J.M., Davidson J.P., Eggins S.M.** Hafnium isotope evidence for 'conservative' element mobility during subduction zone processes. // *Earth and Planetary Science Letters*. 2001. V. 192. P. 331-346.
45. **Haase K.M.** Geochemical constraints on magma sources and mixing processes in Easter Microplate MORB (SE Pacific): a case study of plum-ridge interaction. // *Chemical Geology*. 2002. V. 182. P. 335-355.
46. **Hofmann A.W., Feigenson M.D., Raczek I.** Case studies on the origin of basalt: III. Petrogenesis of the Mauna Ulu eruption, Kilauea, 1969-1971. // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1984. V. 88. P. 24-35.
47. **Roden M.F., Frey F.A., Clague D.A.** Geochemistry of tholeiitic and alkalic lavas from the Koolau Range, Oahu, Hawaii: implications for Hawaiian volcanism. // *Earth and Planetary Science Letters*. 1984. V. 69. P. 141-158.
48. **Wright E., White W.M.** The Origin of Samoa - New Evidence from Sr, Nd, and Pb Isotopes. // *Earth and Planetary Science Letters*. 1987. V. 81. P. 151-162.
49. **Roden M.F., Irving A.J., Murthy V.R.** Isotopic and Trace-Element Composition of the Upper Mantle Beneath a Young Continental Rift - Results from Kilbourne-Hole, New-Mexico. // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1988. V. 52. P. 461-473.
50. **Nakamura Y., Tatsumoto M.** Pb, Nd, and Sr Isotopic Evidence for a Multicomponent Source for Rocks of Cook-Austral Islands and Heterogeneities of Mantle Plumes. // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1988. V. 52. P. 2909-2924.
51. **Gautier I., Weis D., Mennessier J.P., Vidal P., Giret A., Loubet M.** Petrology and Geochemistry of the Kerguelen Archipelago Basalts (South Indian-Ocean) - Evolution of the Mantle Sources from Ridge to Intraplate Position. // *Earth and Planetary Science Letters*. 1990. V. 100. P. 59-76.
52. **Chen C.Y., Frey F.A., Garcia M.O., Dalrymple G.B., Hart S.R.** The Tholeiite to Alkalic Basalt Transition at Haleakala Volcano, Maui, Hawaii. // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1991. V. 106. P. 183-200.

53. **Tatsumoto M., Nakamura Y.** Dupal Anomaly in the Sea of Japan - Pb, Nd, and Sr Isotopic Variations at the Eastern Eurasian Continental- Margin. // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1991. V. 55. P. 3697-3708.
54. **Halliday A.N., Davies G.R., Lee D.C., Tommasini S., Paslick C.R., Fitton J.G., James D.E.** Lead Isotope Evidence for Young Trace-Element Enrichment in the Oceanic Upper Mantle. // *Nature*. 1992. V. 359. P. 623-627.
55. **Desonie D.L., Duncan R.A., Natland J.H.** Temporal and Geochemical Variability of Volcanic Products of the Marquesas Hotspot. // *Journal of Geophysical Research, B, Solid Earth and Planets*. 1993. V. 98. P. 17649-17665.
56. **Weis D., Frey F.A., Leyrit H., Gautier I.** Kerguelen Archipelago Revisited - Geochemical and Isotopic Study of the Southeast Province Lavas. // *Earth and Planetary Science Letters*. 1993. V. 118. P. 101-119.
57. **Hemond C., Devey C.W., Chauvel C.** Source Compositions and Melting Processes in the Society and Austral Plumes (South-Pacific Ocean) - Element and Isotope (Sr, Nd, Pb, Th) Geochemistry. // *Chemical Geology*. 1994. V. 115. P. 7-45.
58. **Nohara M., Hirose K., Eissen J.P., Urabe T., Joshima M.** The North Fiji Basin Basalts and Their Magma Sources .2. Sr-Nd Isotopic and Trace-Element Constraints. // *Marine Geology*. 1994. V. 116. P. 179-195.
59. **Esperanca S., Crisci G.M.** The Island of Pantelleria - A Case for the Development of DMM-HIMU Isotopic Compositions in a Long-Lived Extensional Setting. // *Earth and Planetary Science Letters*. 1995. V. 136. P. 167-182.
60. **Halliday A.N., Lee D.C., Tommasini S., Davies G.R., Paslick C.R., Fitton J.G., James D.E.** Incompatible Trace-Elements in OIB and MORB and Source Enrichment in the Sub-Oceanic Mantle. // *Earth and Planetary Science Letters*. 1995. V. 133. P. 379-395.
61. **Rocholl A., Stein M., Molzahn M., Hart S.R., Worner G.** Geochemical Evolution of Rift Magmas by Progressive Tapping of a Stratified Mantle Source Beneath the Ross Sea Rift, Northern Victoria-Land, Antarctica. // *Earth and Planetary Science Letters*. 1995. V. 131. P. 207-224.
62. **Mahoney J.J., White W.M., Upton B.G.J., Neal C.R., Scrutton R.A.** Beyond EM-1 - Lavas from Afanasy-Nikitin Rise and the Crozet Archipelago, Indian-Ocean. // *Geology*. 1996. V. 24. P. 615-618.
63. **Spath A., Leroex A.P., Duncan R.A.** The Geochemistry of Lavas from the Comores Archipelago, Western Indian-Ocean - Petrogenesis and Mantle Source Region Characteristics. // *Journal of Petrology*. 1996. V. 37. P. 961-991.
64. **Woodhead J.D.** Extreme HIMU in an Oceanic Setting - The Geochemistry of Mangaia Island (Polynesia), and Temporal Evolution of the Cook-Austral Hotspot. // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 1996. V. 72. P. 1-19.
65. **Chauvel C., Mcdonough W., Guille G., Maury R., Duncan R.** Contrasting Old and Young Volcanism in Rurutu Island, Austral Chain. // *Chemical Geology*. 1997. V. 139. P. 125-143.
66. **Turner S., Hawkesworth C., Rogers N., King P.** U-Th Isotope Disequilibria and Ocean Island Basalt Generation in the Azores. // *Chemical Geology*. 1997. V. 139. P. 145-164.
67. **Volker F., Altherr R., Jochum K.P., Mcculloch M.T.** Quaternary Volcanic Activity of the Southern Red-Sea - New Data and Assessment of Models on Magma Sources and Afar Plume Lithosphere Interaction. // *Tectonophysics*. 1997. V. 278. P. 15-29.
68. **Widom E., Carlson R.W., Gill J.B., Schmincke H.U.** Th-Sr-Nd-Pb Isotope and Trace-Element Evidence for the Origin of the Sao-Miguel, Azores, Enriched Mantle Source. // *Chemical Geology*. 1997. V. 140. P. 49-68.
69. **Dodson A., Depaolo D.J., Kennedy B.M.** Helium-Isotopes in Lithospheric Mantle - Evidence from Tertiary Basalts of the Western USA. // *Geochimica et Cosmochimica*

- Acta. 1998. V. 62. P. 3775-3787.
70. **Deniel C.** Geochemical and Isotopic (Sr, Nd, Pb) Evidence for Plume- Lithosphere Interactions in the Genesis of Grande-Comore Magmas (Indian-Ocean). // *Chemical Geology*. 1998. V. 144. P. 281-303.
 71. **Elburg M., Foden J.** Sources for magmatism in Central Sulawesi: geochemical and Sr-Nd-Pb isotopic constraints. // *Chemical Geology*. 1999. V. 156. P. 67-93.
 72. **Kurz M.D., Geist D.** Dynamics of the Galapagos Hotspot from Helium Isotope Geochemistry. // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1999. V. 63. P. 4139-4156.
 73. **Janney P.E., Macdougall J.D., Natland J.H., Lynch M.A.** Geochemical evidence from the Pukapuka volcanic ridge system for a shallow enriched mantle domain beneath the South Pacific Superswell. // *Earth and Planetary Science Letters*. 2000. V. 181. P. 47-60.
 74. **Hawkesworth C.J., Norry M.J., Roddick J.C., Baker P.E., Francis P.W., Thorpe R.S.** $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, and incompatible element variations in calc-alkaline andesites and plateau lavas from South America. // *Earth and Planetary Science Letters*. 1979. V. 42. P. 45-57.
 75. **Chauvel C., Jahn B.M.** Nd-Sr isotope and REE geochemistry of alkali basalts from the Massif Central, France. // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1984. V. 48. P. 93-110.
 76. **Worner G., Schmincke H.U., Staudigel H., Zindler A.** Sr, Nd, and Pb Isotope Geochemistry of Tertiary and Quaternary Alkaline Volcanics from West Germany. // *Earth and Planetary Science Letters*. 1986. V. 79. P. 107-119.
 77. **Musselwhite D.S., Mccurry M., Depaolo D.J.** The Evolution of a Silicic Magma System - Isotopic and Chemical Evidence from the Woods Mountains Volcanic Center, Eastern California. // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1989. V. 101. P. 19-29.
 78. **Chazot G., Bertrand H.** Mantle Sources and Magma-Continental Crust Interactions During Early Red Sea-Gulf of Aden Rifting in Southern Yemen - Elemental and Sr, Nd, Pb Isotope Evidence. // *Journal of Geophysical Research, B, Solid Earth and Planets*. 1993. V. 98. P. 1819-1835.
 79. **Ionov D.A., Oreilly S.Y., Ashchepkov I.V.** Feldspar-Bearing Iherzolite Xenoliths in Alkali Basalts from Hamar-Daban, Southern Baikal Region, Russia. // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1995. V. 122. P. 174-190.
 80. **O'Brien H.E., Irving A.J., Mccallum S., Thirlwall M.F.** Strontium, Neodymium, and Lead Isotopic Evidence for the Interaction of Postsubduction Asthenospheric Potassic Mafic Magmas of the Highwood Mountains, Montana, USA, with Ancient Wyoming Craton Lithospheric Mantle. // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1995. V. 59. P. 4539-4556.
 81. **Hart S.R., Blusztajn J., Lemasurier W.E., Rex D.C.** Hobbs Coast Cenozoic Volcanism - Implications for the West Antarctic Rift System. // *Chemical Geology*. 1997. V. 139. P. 223-248.
 82. **Marzoli A., Renne P.R., Piccirillo E.M., Francesca C.** Silicic magmas from the continental Cameroon Volcanic Line (Oku, Bambouto and Ngaoundere): Ar-40-Ar-39 dates, petrology, Sr-Nd-O isotopes and their petrogenetic significance. // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1999. V. 135. P. 133-150.
 83. **Taylor S.r., McLennan S.M., McCulloch M.T.** Geochimistry of loess, continental crustal composition and crustal model ages. // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1983. V. 47. P. 1897-1905.
 84. **Briqueu L., Javoy M., Lancelot J.R., Tatsumoto M.** Isotope Geochemistry of Recent Magmatism in the Aegean Arc - Sr, Nd, Hf, and O Isotopic-Ratios in the Lavas of Milos and Santorini - Geodynamic Implications. // *Earth and Planetary Science Letters*. 1986. V. 80. P. 41-54.
 85. **Goldstein S.J., Jacobsen S.B.** The Nd and Sr Isotopic Systematics of River-Water

- Dissolved Material - Implications for the Sources of Nd and Sr in Seawater. // *Chemical Geology*. 1987. V. 66. P. 245-272.
86. **Goldstein S.J., Jacobsen S.B.** Rare-Earth Elements in River Waters. // *Earth and Planetary Science Letters*. 1988. V. 89. P. 35-47.
87. **Nelson B.K., DePaolo D.J.** Comparison of Isotopic and Petrographic Provenance Indicators in Sediments from Tertiary Continental Basins of New-Mexico. // *Journal of Sedimentary Petrology*. 1988. V. 58. P. 348-357.
88. **Asmerom Y., Jacobsen S.B.** The Pb Isotopic Evolution of the Earth - Inferences from River Water Suspended Loads. // *Earth and Planetary Science Letters*. 1993. V. 115. P. 245-256.
89. **Mcdermott F., Defant M.J., Hawkesworth C.J., Maury R.C., Joron J.L.** Isotope and Trace-Element Evidence for Three Component Mixing in the Genesis of the North Luzon Arc Lavas (Philippines). // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1993. V. 113. P. 9-23.
90. **Bosch D., Lancelot J., Boulegue J.** Sr, Nd and Pb Isotope Constraints on the Formation of the Metalliferous Sediments in the Nereus Deep, Red-Sea. // *Earth and Planetary Science Letters*. 1994. V. 123. P. 299-315.
91. **Cousens B.L., Allan J.F., Gorton M.P.** Subduction Modified Pelagic Sediments as the Enriched Component in Back-Arc Basalts from the Japan Sea - Ocean Drilling Program Site-797 and Site-794. // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1994. V. 117. P. 421-434.
92. **German C.R., Barreiro B.A., Higgs N.C., Nelsen T.A., Ludford E.M., Palmer M.R.** Seawater-Metasomatism in Hydrothermal Sediments (Escanaba Trough, Northeast Pacific). // *Chemical Geology*. 1995. V. 119. P. 175-190.
93. **Allegre C.J., Dupre B., Negrel P., Gaillardet J.** Sr-Nd-Pb Isotope Systematics in Amazon and Congo River Systems - Constraints About Erosion Processes. // *Chemical Geology*. 1996. V. 131. P. 93-112.
94. **Dupre B., Gaillardet J., Rousseau D., Allegre C.J.** Major and Trace-Elements of River-Borne Material - The Congo Basin. // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1996. V. 60. P. 1301-1321.
95. **Ling H.F., Burton K.W., Onions R.K., Kamber B.S., Vonblanckenburg F., Gibb A.J., Hein J.R.** Evolution of Nd and Pb Isotopes in Central Pacific Seawater from Ferromanganese Crusts. // *Earth and Planetary Science Letters*. 1997. V. 146. P. 1-12.
96. **Gallet S., Jahn B.M., Lanoe B.V., Dia A., Rossello E.** Loess Geochemistry and Its Implications for Particle Origin and Composition of the Upper Continental-Crust. // *Earth and Planetary Science Letters*. 1998. V. 156. P. 157-172.
97. **Pettke T., Halliday A.N., Hall C.M., Rea D.K.** Dust production and deposition in Asia and the north Pacific Ocean over the past 12 Myr. // *Earth and Planetary Science Letters*. 2000. V. 178. P. 397-413.
98. **Salters V.J.M., Hart S.R.** The Mantle Sources of Ocean Ridges, Islands and Arcs - The Hf-Isotope Connection. // *Earth and Planetary Science Letters*. 1991. V. 104. P. 364-380.
99. **Godfrey L.V., Lee D.C., Sangrey W.F., Halliday A.N., Salters V.J.M., Hein J.R., White W.M.** The Hf Isotopic Composition of Ferromanganese Nodules and Crusts and Hydrothermal Manganese Deposits - Implications for Seawater Hf. // *Earth and Planetary Science Letters*. 1997. V. 151. P. 91-105.
100. **Nowell G.M., Kempton P.D., Noble S.R., Fitton J.G., Saunders A.D., Mahoney J.J., Taylor R.N.** High-Precision Hf Isotope Measurements of MORB and OIB by Thermal Ionization Mass-Spectrometry - Insights into the Depleted Mantle. // *Chemical Geology*. 1998. V. 149. P. 211-233.
101. **Vervoort J.D., Patchett P.J., Blicherttoft J., Albarede F.** Relationships Between Lu-Hf

- and Sm-Nd Isotopic Systems in the Global Sedimentary System. // *Earth and Planetary Science Letters*. 1999. V. 168. P. 79-99.
102. **David K., Frank M., O'Nions R.K., Belshaw N.S., Arden J.W.** The Hf isotope composition of global seawater and the evolution of Hf isotopes in the deep Pacific Ocean from Fe-Mn crusts. // *Chemical Geology*. 2001. V. 178. P. 23-42.
103. **Костицын Ю.А.** Sm-Nd и Lu-Hf изотопные системы Земли: отвечают ли они хондритам? // *Петрология*. 2004. Т. 12. № 5. С. 451-466.
104. **DePaolo D.J.** Neodymium isotopes in the Colorado Front Range and crust-mantle evolution in the Proterozoic. // *Nature*. 1981. V. 291. P. 193-196.
105. **Menzies M., Murthy V.R.** Nd and Sr isotope geochemistry of hydrous mantle nodules and their host alkali basalts: implications for local heterogeneities in metasomatically-veined mantle. // *Earth and Planetary Science Letters*. 1979. V. 46. P. 323-334.
106. **Chauvel C., Hofmann A.W., Vidal P.** HIMU-EM: The French-Polynesian Connection. // *Earth and Planetary Science Letters*. 1992. V. 110. P. 99-119.
107. **Eiler J.M., Farley K.A., Valley J.W., Hauri E., Craig H., Hart S.R., Stolper E.M.** Oxygen-Isotope Variations in Ocean Island Basalt Phenocrysts. // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1997. V. 61. P. 2281-2293.
108. **Hauri E.H., Hart S.R.** Re-Os Isotope Systematics of HIMU and EMII Oceanic Island Basalts from the South-Pacific Ocean. // *Earth and Planetary Science Letters*. 1993. V. 114. P. 353-371.
109. **Schiano P., Burton K.W., Dupre b., Birck J.L., Guille G., Allegré C.J.** Correlated Os-Pb-Nd-Sr isotopies in the Austral-Cook chain basalts: the nature of mantle components in plume sources. // *Earth and Planetary Science Letters*. 2001. V. 186. P. 527-537.
110. **Graham D.W., Humphris S.E., Jenkins W.J., Kurz M.D.** Helium Isotope Geochemistry of Some Volcanic Rocks from Saint-Helena. // *Earth and Planetary Science Letters*. 1992. V. 110. P. 121-131.
111. **Reisberg L., Zindler A., Marcantonio F., White W., Wyman D., Weaver B.** Os Isotope Systematics in Ocean Island Basalts. // *Earth and Planetary Science Letters*. 1993. V. 120. P. 149-167.
112. **Ballentine C.J., Lee D.C., Halliday A.N.** Hafnium Isotopic Studies of the Cameroon Line and New HIMU Paradoxes. // *Chemical Geology*. 1997. V. 139. P. 111-124.
113. **Simonetti A., Bell K.** Nd, Pb and Sr Isotopic Data from the Mount-Elgon Volcano, Eastern Uganda Western Kenya - Implications for the Origin and Evolution of Nephelinite Lavas. // *Lithos*. 1995. V. 36. P. 141-153.
114. **Zartman R.E., Doe B.R.** Plumbotectonics - The model. // *Tectonophysics*. 1981. V. 75. P. 135-162.
115. **Zartman R.E., Haines S.M.** The Plumbotectonic Model for Pb Isotopic Systematics Among Major Terrestrial Reservoirs - A Case for Bi-Directional Transport. // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1988. V. 52. P. 1327-1339.
116. **Hofmann A.W., Jochum K.P., Seufert M., White W.M.** Nb and Pb in oceanic basalts: new constraints on mantle evolution. // *Earth and Planetary Science Letters*. 1986. V. 79. P. 33-45.
117. **Miller D.M., Goldstein S.L., Langmuir C.H.** Cerium/Lead and Lead-Isotope Ratios in Arc Magmas and the Enrichment of Lead in the Continents. // *Nature*. 1994. V. 368. P. 514-520.
118. **Edwards C., Menzies M., Thirlwall M.** Evidence from Muriah, Indonesia, for the Interplay of Supra-Subduction Zone and Intraplate Processes in the Genesis of Potassic Alkaline Magmas. // *Journal of Petrology*. 1991. V. 32. P. 555-592.
119. **Gribble R.F., Stern R.J., Bloomer S.H., Stuben D., Ohearn T., Newman S.** MORB Mantle and Subduction Components Interact to Generate Basalts in the Southern Mariana

- Trough Back-Arc Basin. // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1996. V. 60. P. 2153-2166.
120. **Thirlwall M.F., Graham A.M., Arculus R.J., Harmon R.S., Macpherson C.G.** Resolution of the Effects of Crustal Assimilation, Sediment Subduction, and Fluid Transport in Island-Arc Magmas: Pb-Sr-Nd-O Isotope Geochemistry of Grenada, Lesser Antilles. // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1996. V. 60. P. 4785-4810.
 121. **Hoogewerff J.A., Vanbergen M.J., Vroon P.Z., Hertogen J., Wordel R., Sneyers A., Nasution A., Varekamp J.C., Moens H.L.E., Mouchel D.** U-Series, Sr-Nd-Pb Isotope and Trace-Element Systematics Across an Active Island Arc-Continent Collision Zone - Implications for Element Transfer at the Slab-Wedge Interface. // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1997. V. 61. P. 1057-1072.
 122. **Kepezhinskas P., Mcdermott F., Defant M.J., Hochstaedter A., Drummond M.S., Hawkesworth C.J., Koloskov A., Maury R.C., Bellon H.** Trace-Element and Sr-Nd-Pb Isotopic Constraints on a 3- Component Model of Kamchatka Arc Petrogenesis. // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1997. V. 61. P. 577-600.
 123. **Stracke A., Hegner E.** Rifting-related volcanism in an oceanic post-collisional setting: the Tabar-Lihir-Tanga-Feni (TLTF) island chain, Papua New Guinea//*Lithos*.1998.V.45.P. 545-560.
 124. **Shinjo R.** Geochemistry of high Mg andesites and the tectonic evolution of the Okinawa Trough-Ryukyu arc system. // *Chemical Geology*. 1999. V. 157. P. 69-88.
 125. **Turner S., Foden J.U.** Th and Ra disequilibria, Sr, Nd and Pb isotope and trace element variations in Sunda arc lavas: predominance of a subducted sediment component. // *Contributions to mineralogy and Petrology*. 2001. V. 142. P. 43-57.
 126. **Taylor S.R., McLennan S.M.** The continental crust: its composition and evolution. 1985. Oxford: Blackwell. 312.
 127. **Shimizu H.** Experimental study on rare-earth element partitioning in minerals formed at 20 and 30 kb for basaltic systems. // *Geochemical Journal*. 1980. V. 14. P. 185-202.
 128. **Gast P.W.** Trace element fractionation and the origin of tholeiitic and alkaline magma types. // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1968. V. 32. P. 1057-1086.
 129. **Langmuir C.H., Vocke R.D., Hanson G.N., Hart S.R.** A general mixing equation with applications to icelandic basalts. // *Earth and Planetary Science Letters*. 1978. V. 37. P. 380-392.
 130. **Yung J., Nataf H.-C.** Detection of mantle plumes in the lower mantle by diffraction tomography: Hawaii. // *Earth and Planetary Science Letters*. 1988. V. 159. P. 99-115.
 131. **Rubie D.C., van der Hilst R.D.** Processes and consequences of deep subduction: introduction. // *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. 2001. V. 127. P. 1-7.
 132. **Костицын Ю.А.** Взаимосвязь между химической и изотопной (Sr, Nd, Hf, Pb) гетерогенностью мантии. // *Геохимия*. 2007. Т. 45. № 12. С. 1267-1291.
 133. **Костицын Ю.А.** Возраст земного ядра по изотопным данным: согласование Hf-W и U-Pb систем. // *Геохимия*. 2012. Т. 50. № 6. С. 531-554.
 134. **Palme H., O'Neill H.S.C.** Cosmochemical estimates of mantle composition. // *Treatise on geochemistry*. 2003. V. 2. P. 1-38.
 135. **Hofmann A.W.** Chemical Differentiation of the Earth - The Relationship Between Mantle, Continental-Crust, and Oceanic-Crust. // *Earth and Planetary Science Letters*. 1988. V. 90. P. 297-314.
 136. **McDonough W.F., Sun S.S.** The Composition of the Earth. // *Chemical Geology*. 1995. V. 120. P. 223-253.
 137. **Workman R.K., Hart S.R.** Major and trace element composition of the depleted MORB mantle (DMM). // *Earth and Planetary Science Letters*. 2005. V. 231. P. 53-72.
 138. **Salter V.J., Stracke A.** Composition of the depleted mantle. // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2004. V. 5.

ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЙ-РАННЕМЕЗОЗОЙСКИЙ ВНУТРИПЛИТНЫЙ МАГМАТИЗМ СЕВЕРНОЙ АЗИИ: ТРАППЫ, РИФТЫ, БАТОЛИТЫ-ГИГАНТЫ И ГЕОДИНАМИКА ИХ ФОРМИРОВАНИЯ

Ярмолюк В.В.¹, Кузьмин М.И.², Козловский А.М.¹

¹*Институт геологии рудных месторождений, петрографии,
минералогии и геохимии РАН Москва,*
²*Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН Иркутск,*

В Северной Азии в позднем палеозое и раннем мезозое образовался ряд крупных изверженных областей разного строения и состава, в том числе траппы Сибири и Тарима и гигантские рифтовые системы. Среди них наиболее сложно построенной и длительно развивавшейся была Центрально-Азиатская рифтовая система (ЦАРС), которая представляет крупный (3000 × 600 км) широтно-ориентированный пояс рифтовых зон, протягивающийся от Забайкалья и Монголии до республик Средней Азии и включающий в пределах Северо-Западного Китая траппы Тарима. Формирование ЦАРС началось в позднем карбоне, в ходе ее развития характеризовалось миграцией зон рифтогенеза по площади и завершилось в ранней юре, охватив временной интервал продолжительностью около 110 млн. лет.

ЦАРС возникла в пределах активной окраины Сибирского континента. Ее специфической особенностью стали крупнейшие батолиты, формирование которых происходило одновременно с процессами рифтогенеза. Батолиты обрамляются рифтовыми зонами и совместно с ними образуют концентрически-зональные магматические ареалы, в строении которых проявления корового (гранитоидного) магматизма были сосредоточены в их центральных частях, а мантийный (рифтовый) магматизм преобладал в прогибах и грабенах периферических зон. Для батолитов характерны геологические и изотопно-геохимические свидетельства формирования гранитоидов за счет анатексиса вмещающих пород при активном, в том числе, вещественном участии мантийных магм. Такие зональные ареалы рассматриваются как аналоги крупных изверженных провинций, сформированные в специфических условиях активных континентальных окраин.

Формирование внутриплитных крупных магматических провинций Северной Азии связывается с перекрытием, по меньшей мере, двух мантийных плюмов Сибирским палеоконтинентом в ходе его перемещения над горячим полем мантии. В пределах континентальной литосферы мантийные плюмы инициировали активность внутриплитного типа, способствовали возникновению рифтовых расколов и обеспечивали формирование траппов, щелочнобазитовых и щелочносалических ассоциаций. В условиях стрессовых состояний, возникавших при разных типах коллизии в пределах активной окраины, мантийные расплавы не поднимались выше низов коры. Их тепловое

воздействие на породы коры вызывало анатексис и, в конечном итоге, определяло образование батолитов.

ВВЕДЕНИЕ

В позднем палеозое и раннем мезозое практически вся территория Северной Азии была охвачена процессами магматизма. Были сформированы траппы Сибирской платформы и Тарима, возникли крупные магматические ареалы в пределах складчатого обрамления платформы. В южном обрамлении Сибирской платформы (Монголия, Восточное Забайкалье) в это время сформировались магматические области концентрически-зонального строения, впервые выделенные в процессе работы Советско-Монгольской экспедиции [27]. На примере западного окончания Монголо-Охотского шва было показано [13], что центры подобных областей представляют собой крупные батолитовые "ядра", образованные гранодиорит-гранитными массивами, а их периферию трассируют зоны развития щелочных интрузий (зоны "распыленного" магматизма). Эта зональность в те времена не нашла должного объяснения, что было связано с отсутствием необходимых геологических, геохронологических и изотопно-геохимических данных.

Исследования последнего десятилетия показали, что магматизм рассматриваемой эпохи был связан с воздействием на литосферу Сибирского континента, включавшего Сибирский кратон и его складчатое обрамление, Северо-Азиатского [10, 46, 47, 48] или, как было показано позднее, Африканского [23, 61] суперплюма (горячего поля мантии), над которым Сибирский континент дрейфовал на протяжении всего фанерозоя. Взаимодействие отдельных горячих точек этого суперплюма с континентом привело к образованию ряда магматических областей, различия в строении, составе и истории формирования которых определялись геотектоническими особенностями проявления магматизма. Если образование Таримских и Сибирских траппов в полной мере может быть соотнесено с автономной подлитосферной мантийной активностью, то в пределах южного (в современных координатах) края палеоконтинента, представленного структурами Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП), внутриплитные процессы проявились в обстановке активной континентальной окраины, что отразилось на характере сформировавшихся магматических ассоциаций. Процессам конвергенции здесь соответствует краевой магматический пояс, протянувшийся на расстоянии свыше 3000 км при ширине до 800 км по территории Средней Азии, Северо-Западного Китая, Монголии и Забайкалья. На структуры этого пояса наложена Центрально-Азиатская рифтовая система, отдельные зоны которой формировались на протяжении перми и триаса.

Различным стадиям развития континентальной окраины соответствуют разные группы магматических ассоциаций. Более ранняя из них типична для обстановки конвергентных границ литосферных плит. Эту группу

представляют вулканические ассоциации дифференцированного комплекса, сложенные известково-щелочными и субщелочными породами широкого диапазона составов (базальты, андезиты, дациты, риолиты), а также соответствующие им по составу гранитоиды (гранодиориты, нормальные и субщелочные граниты, граносиениты). Формирование этих ассоциаций протекало в раннем и среднем карбоне в пределах Южной Монголии и вплоть до позднего карбона в Центральной и Северной Монголии – Забайкалье [28, 44]. Возникший краевой магматический пояс характеризуется петрохимической зональностью, связанной, прежде всего, с ростом к внутриконтинентальным его участкам содержания K_2O в однотипных базальтах и андезитах [44]. Подобная зональность типична для магматизма надсубдукционных зон и, наряду с геологическими данными, свидетельствует о формировании рассматриваемой группы ассоциаций в обстановке конвергенции литосферных плит.

Вторая группа ассоциаций формировалась начиная с конца позднего карбона до ранней юры включительно. Для пород этой группы характерна вещественная специфика и особенности структурного контроля, типичные для континентальных рифтов. Среди них преобладают породы бимодального (базальт-комендит-пантеллеритового) вулканического комплекса, выполняющие системы протяженных грабенов. Зоны рифтогенеза трассируются продольными дайковыми поясами, а также многочисленными массивами щелочных гранитов и сиенитов. Совокупность возникших в это время зон бимодального магматизма, выделенных нами как позднепалеозойская-раннемезозойская Центрально-Азиатская рифтовая система (ЦАРС) [45], охватила всю территорию ЦАСП. В последнее десятилетие китайскими геологами выполнен большой объем исследований в Северо-Западном Китае, где на западном окончании ЦАРС были открыты раннепермские траппы Тарима [6, 41, 62, 66, 75]. Это открытие расширило спектр пород и форм проявления внутриплитной активности в пределах южного края Сибирского палеоконтинента и явилось дополнительным подтверждением внутриплитной природы возникшей здесь рифтовой системы.

В то же время ЦАРС характеризуется рядом специфических черт, не свойственных "классическим" рифтам. В ее строении участвуют не только траппы и щелочные бимодальные комплексы, но и нормальные граниты, в том числе образующие крупнейшие батолиты Азии: Ангаро-Витимский, Хангайский и Хентейский. Эти батолиты совместно с обрамляющими их рифтовыми зонами образуют автономно развивавшиеся концентрически-зональные магматические ареалы [23, 46, 50, 61, 72]. Столь необычное сочетание магматических пород, типичных, с одной стороны, для зон рифтогенеза, и, с другой – для конвергентных зон, на наш взгляд, обусловлено сложной геодинамической обстановкой, сложившейся в пределах АКО Сибирского палеоконтинента. Она стала результатом

взаимодействия конвергентной границы палеоконтинента с горячими точками мантии, которые он перекрыл в ходе плейт-тектонических перемещений [23, 48, 61].

Цель настоящей статьи – показать закономерности проявления внутриплитной активности в пределах Сибирского палеоконтинента во времени и пространстве и связать выявленные особенности с процессами взаимодействия континента с горячими точками мантии (мантийными плюмами). Основное внимание будет уделено магматизму ЦАРС, который, как уже отмечалось, обладает рядом характеристик, нетипичных для областей континентального рифтогенеза.

ВНУТРИПЛАТНЫЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ ОБЛАСТИ СЕВЕРНОЙ АЗИИ: ЭТАПЫ ФОРМИРОВАНИЯ И ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ

В табл. 1 систематизированы данные о времени проявления внутриплитных процессов в пределах Сибирского палеоконтинента (Северной Азии), в соответствии с которыми в истории формирования рифтовой системы выделяются три крупных этапа: 1) позднекарбонный-раннепермский, 2) пермский-раннетриасовый, 3) познетриасовый-раннеюрский. Общая схема размещения магматических областей, отвечающих этим этапам, приведена на рис. 1.

Позднекарбонный-раннепермский этап

Этот этап охватил интервал времени между 320 и 275 млн. лет назад. Ему соответствует образование двух пространственно обособленных областей внутриплитного магматизма – Тарим-Южно-Монгольской и Баргузинской.

Тарим-Южно-Монгольский ареал включает на западе *траппы* Тарима и на востоке *рифтовые зоны* – Гоби-Тяньшаньскую и Главного Монгольского линиямента (рис. 2).

Траппы Тарима представлены лавовыми толщами щелочно-базальтовой и толеитовой вулканических серий [41]. Площадь их распространения в пределах Таримского микроконтинента составила около $2,5 \times 10^5$ км. Излияния оцениваются возрастным диапазоном 275 - 290 млн. лет [41, 62, 66, 75]. В северо-восточной части Таримского микроконтинента, помимо траппов, широко проявлены раннепермские бимодальные ассоциации (трахибазальты и кислые туфы) [62, 66]. Далее к востоку такие ассоциации широко распространены в структурах Гоби-Тяньшаньской рифтовой зоны [21, 22, 45].

С востока область траппов обрамляется зонами развития интрузий пикродолеритов и пикритов, нередко с Cu-Ni оруденением. Породы интрузивов характеризуются высокой магнезиальностью, повышенной

Таблица 1. Этапы и области проявления позднелазейского раннемезозойского интрузивного магматизма в пределах Сибирской платформы и ее Центрально-Азиатского складчатого обрамления (цифры в скобках – даты в млн. лет)

Этапы и области интрузивной активности	
позднекарбонный – раннепермский этап	
Баргузинский зональный ареал	Тарым – Южно-Монгольский
<p>Рифтовые зоны:</p> <p><i>Сынтырская</i> – нефелиновые и псевдолейцитовые сиениты, пуласкиты, щелочные граниты, сиениты, кварцевые сиениты, граносиениты (295, 290, 285);</p> <p><i>Удано-Витимская</i> – грабены, впадины, субщелочное габбро, сиениты, граносиениты, щелочные сиениты и граниты, бимодальные базальт-командитовые ассоциации (290, 275);</p> <p><i>Сайженская</i> – ультраосновные щелочные породы, щелочные габброиды, нефелиновые сиениты, карбонатиты (290, 285);</p> <p><i>Восточно-Саянская</i> – апаитовые и плюмазитовые гранитоиды, нефелиновые сиениты, габбро-сиенитовые ассоциации.</p> <p>Ангаро-Витимский батолит:</p> <p>Монцититы, монносиениты, нормальные граниты, кварцевые сиениты, лейкограниты, синшлутонические субщелочные базиты (305, 280)</p>	<p>высокотитанистые базальты щелочно-базальтовой и толлитовой вулканических серий.</p> <p>Бимодальные ассоциации и интрузии пикрогнейсов и пикритов (290, 275).</p> <p>Рифтовые зоны:</p> <p><i>Гоби-Тяньшаньская</i> – грабены, впадины, бимодальные базальт-командитовые ассоциации, дайковые пояса, субщелочные и щелочные граниты, (318–280), Li-F лейкограниты (285);</p> <p>Главного Монгольского лимбамента – субщелочные и щелочные граниты (315–290).</p>
пермь – раннетриасовый этап	
<p>Сибирская изверженная провинция</p> <p>Тунгуская снелкита и Таймыр – базальтовые лавы, долеритовые силлы (252–247), щелочные граниты (240);</p> <p>Кузбасс: траппы (250–246), пикриты, долериты, диориты, монцодиориты, керсантиты, граниты и лейкограниты (269–238);</p> <p>Западно-Сибирская рифтовая система – базальты, трахитбазальты, базальт-трахидиоритовые ассоциации (252–247).</p>	<p>Хангайский зональный ареал</p> <p>Рифтовые зоны:</p> <p><i>Гоби-Алтайская</i> – грабены, впадины, базальты, командиты, пантеллериты, дайковые пояса, массивы щелочных гранитов и сиенитов, интрузии пикрогнейсов и пикритов (290, 270);</p> <p><i>Северо-Монгольская</i> – грабены, впадины, базальты, базальт-трахит-пантеллеритовые ассоциации, щелочные граниты, сиениты, габбро-монцититы (270–250);</p> <p>Хангайский батолит – габбро, габбро-диориты, гранодиориты, граниты, субщелочные лейкогранитовые граниты и граносиениты (270, 240).</p>
триас – раннеюрский этап	
<p>Арктическая провинция (240–190) –</p> <p>магматические комплексы Таймыра, базальты Арктического бассейна, дайковые комплексы о-вов Земли Франца Иосифа.</p>	<p>Монголо-Забайкальский ареал</p> <p>Рифтовые зоны:</p> <p><i>Западно-Забайкальская</i> – грабены, впадины, базальты, трахитбазальты, пантеллериты, щелочные трахидиориты, щелочные граниты, граносиениты, Li-F лейкограниты (230–195);</p> <p><i>Северо-Гобийская зона</i> – грабены, впадины, базальт-трахит-трахидиоритовые, базальт-командитовые ассоциации, моншпатитовые сиениты, граносиениты и аляскиты, апаитовые и Li-F лейкограниты (225–205);</p> <p><i>Хархоринская зона</i> – вулканические впадины, вытолпешные базальт-трахитовыми и базальт-трахидиоритовыми ассоциациями, апаитовые и Li-F граниты, лейкограниты и граносиениты (215–205);</p> <p>Хелтей-Даурский батолит: габбро, диориты, гранодиориты, меланократовые и лейкогранитовые биотитовые граниты, Li-F граниты (230–195)</p>

Примечание. Возрастные данные заимствованы из работ, ссылки на которые даны в соответствующих разделах статьи.

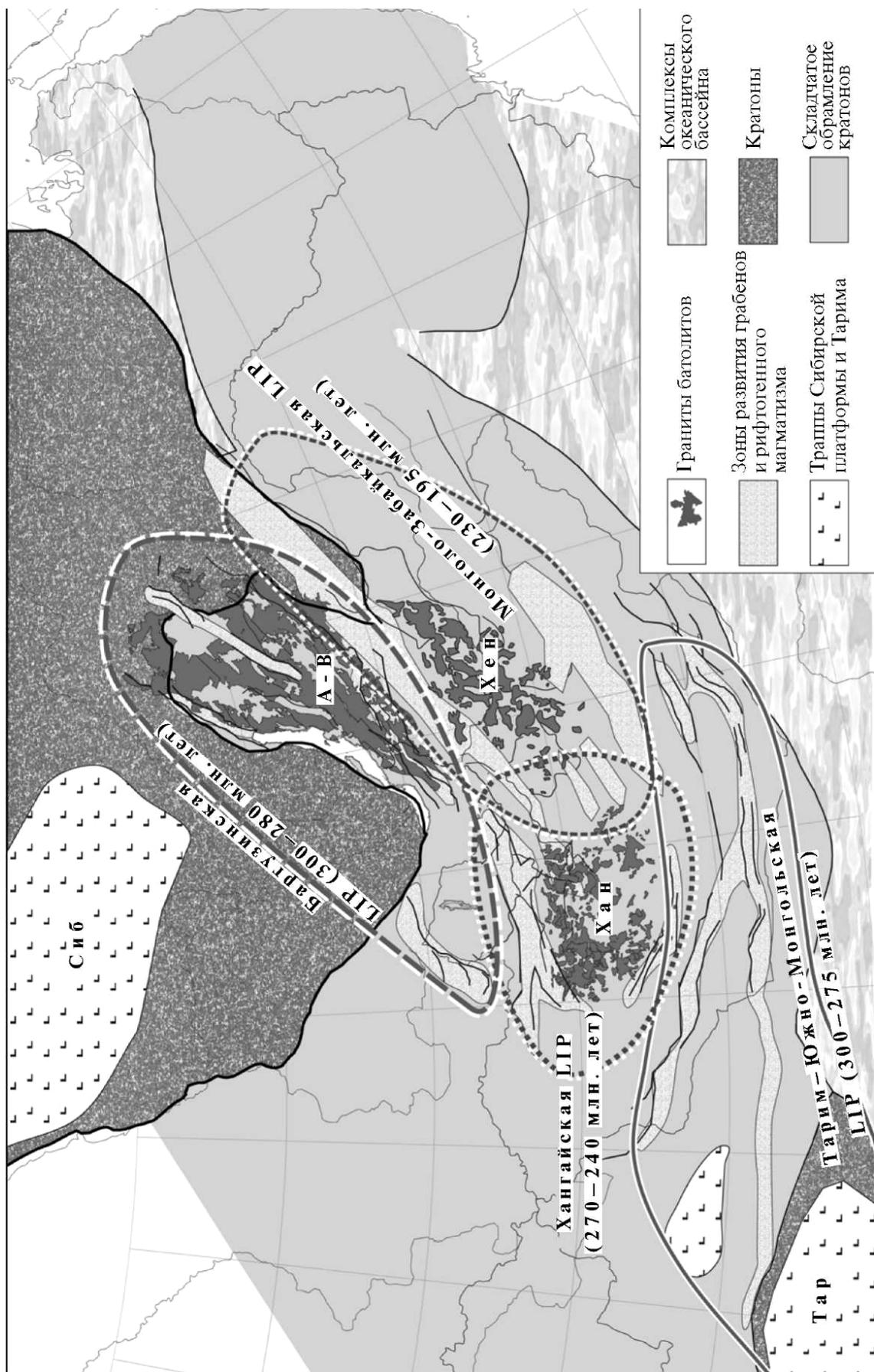


Рис. 1. Схема размещения позднепалеозойских – раннемезозойских крупных изверженных областей (ЛПР) в Северной Азии. Трапшювые провинции: Сиб – Сибирская, Тар – Таримская, Тар – Таримская, батолиты: А-В – Ангаро-Витимский, Хан – Хангайский, Хен – Хенгайский.

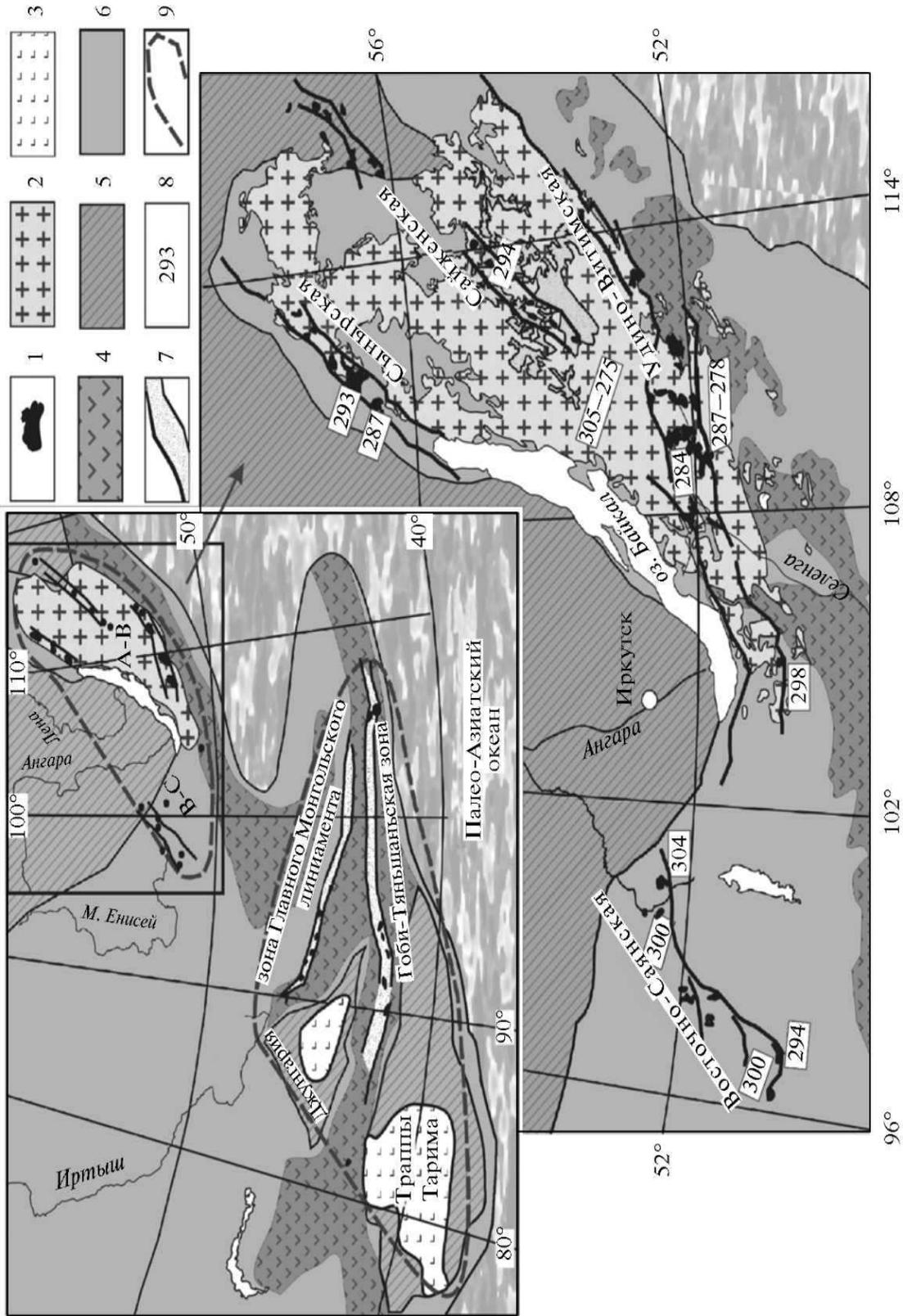


Рис. 2. Схема строения раннепермского Баргузинского зонального магматического арсала. На врезке схема положения арсала в системе магматических сформированных в позднем карбоне – ранней перми в интервале 305–275 млн. лет.
 1 – массивы пелочных пород, 2 – Ангаро-Витимский батолит, 3 – траппы, 4 – вулканические комплексы ранне-среднекарбонного краевого пояса, 5 – 6 – палеозойские складчатые области, 7 – рифтовые зоны, 8 – возраст пород в млн. лет, 9 – границы магматических областей.

щелочностью (особенно калиевой) и титанистостью [30].

Их возраст, установленный разными изотопными методами (SHRIMP, Re-Os, Sm-Nd, Rb-Sr, K-Ar), свидетельствует о формировании этих пород в узком интервале времени 288 - 282 млн. лет [64, 66]. Интрузивы образуют пояса в зонах разломов, которые разделяют и обрамляют Таримский и Джунгарский микроконтиненты и к востоку переходят в цепочки грабенов Гоби-Тяньшаньской и Главного Монгольского линеамента рифтовых зон Южной Монголии.

Гоби-Тяньшаньская рифтовая зона (рис. 2) представлена широтной цепью грабенов, протянувшихся из Северо-Западного Китая вдоль хребтов Гобийского Тянь-Шаня через всю Южную Монголию. Грабены выполнены породами вулканического бимодального комплекса (базальты, андезибазальты, комендиты, пантеллериты, трахириолиты), с которыми ассоциируют пояса даек такого же состава, а также массивы щелочных гранитов. Дайки образуют продольные пояса большой совокупной мощности (до 1 км и более), что свидетельствует о режиме крупноамплитудных раздвигов во время их формирования. Продолжительность развития рифтовой зоны оценена интервалом 317 - 280 млн. лет назад U-Pb и Rb-Sr датированием щелочных гранитов и вулканитов из разных ее участков [51]. Выделяется два импульса рифтогенного магматизма. Ранний проявился около 317 млн. лет сравнительно локально в центральном сегменте зоны, где возникли грабены с базальт-комендитовыми ассоциациями и щелочными гранитами. Более поздний импульс (290 - 280 млн. лет) охватил всю рифтовую зону [22].

Специфической особенностью магматизма рифтовой зоны стало то, что в ходе ее развития наряду с породами бимодальных ассоциаций возникли породы известково-щелочной серии – гранодиориты, нормальные биотитовые граниты. Геохимические данные свидетельствуют о существенно коровом источнике этих гранитов и позволяют связать их образование с анатексисом коры под воздействием мантийных магм [71].

Рифтовая зона Главного Монгольского линеамента (рис. 2) контролируется тектонической границей между структурами каледонид и герцинид Монголии. Она в основном трассируется выходами массивов щелочных гранитов, которые прослеживаются с перерывами на протяжении более 800 км. Возраст этих пород слабо меняется по простиранию зоны. По данным U-Pb геохронологии щелочные граниты Мандахского массива (восточное окончание зоны) сформировались около 292 млн. лет назад, щелочно-полевошпатовые граниты массива Бум (западная часть центрального сегмента зоны) возникли около 294 млн. лет назад [51]. Возраст таких же пород в западной части рифтовой зоны согласно данным Rb-Sr изохронного датирования [59, 70] варьирует в интервале 315 - 285 млн. лет. Развитые там же пикритовые интрузии сформировались между 288 и 282 млн. лет [64, 66]. Таким образом, формирование этой рифтовой зоны

произошло в том же интервале времени, что и образование Гоби-Тяньшаньской зоны.

Баргузинский магматический ареал удален от Тарим-Южно-Монгольского более чем на 2000 км и отличается от последнего, прежде всего, исключительно широким развитием гранитоидов. Его основу составляет крупнейший Ангаро-Витимский гранитоидный батолит, а также ограничивающие его с флангов рифтовые зоны.

Ангаро-Витимский или *Баргузинский батолит* является одним из крупнейших в мире и занимает территорию более 150 000 кв. км (рис. 2). В соответствии с геофизическими данными он представляет единое лополитоподобное тело со средней мощностью 5 - 7 км, с отдельными раздувами, уходящими до глубин 30 км [37]. По-видимому, его объем приближается к 1 млн. км³. Батолит сложен биотитовыми и биотит-роговообманковыми гранодиоритами и гранитами, монцонитоидами, сиенитами и граносиенитами и лейкогранитами [24]. Граниты батолита объединяются в ряд комплексов, которые различаются по составу и, как считается [24, 42, 43], по возрасту формирования. Согласно данным, полученным разными методами датирования (U-Pb, Ar-Ar, Rb-Sr), возраст пород батолита варьирует в диапазоне 330 - 280 млн. лет [42, 43, 47]. В то же время датирование пород батолита U-Pb методом по микронавескам и единичным зернам циркона показало, что формирование всех многочисленных комплексов Ангаро-Витимского батолита произошло в интервале 303 ± 7 - 281 ± 1 млн. лет [47, 19]. При этом оценки возраста разных комплексов в пределах ошибок перекрываются. Это позволило нам сделать вывод [19], что длительность формирования Ангаро-Витимского батолита не превышала 22 млн. лет, а различия в составе комплексов определяются, прежде всего, субстратами плавления и глубиной эрозионного вскрытия.

Рифтовые зоны ареала (рис. 2) представлены поясами развития щелочных пород [47, 52]. На юге это Удино-Витимская зона, на севере Сыннырская зона, а по западному обрамлению батолита в пределах территории Восточного Саяна и Восточной Тувы выделяется Восточно-Саянская зона. Еще одна зона – Сайженская вытянута вдоль осевой части батолита.

Сыннырская зона концентрирует в своих пределах выходы щелочных пород: нефелиновые и псевдолейцитовые сиениты, пуласкиты, щелочные граниты, а также субщелочные породы – сиениты, кварцевые сиениты и граносиениты [9, 31, 33]. Эти породы, объединяемые в сыннырский комплекс, слагают ряд массивов, которые вдоль системы разломов северо-восточного простирания прослеживаются на расстоянии около 500 км. Возраст пород зоны оценивается интервалом 295 - 288 млн. лет [29, 33, 47].

Удино-Витимская зона является зоной распространения многочисленных массивов габбро-монцонитов, щелочных гранитов, граносиенитов и сиенитов, в том числе таких крупных как Хоринский и

Брянский [60, 63], а также дайковых поясов и вулканических пород бимодальных ассоциаций с возрастом 298 - 275 млн. лет [25, 63]. Зона контролируется системой разломов северо-восточного простирания и местами накладывается на краевые части Ангаро-Витимского батолита. Взаимоотношения между щелочными породами и гранитами батолита свидетельствуют о близком времени их образования. Так, для габбро-монцонитовых массивов ряда участков рифтовой зоны нами были установлены минглинг-структуры на контактах с гранитами батолита, свидетельствующие об одновременности их внедрения и смешении гранитных и базитовых расплавов [25].

Сайженская зона характеризуется развитием массивов щелочных пород: щелочных пироксенитов, ийолитов, уртитов, нефелиновых сиенитов и карбонатитов, объединяемых в сайженский комплекс [9]. Нефелиновые сиениты ряда массивов прорывают граниты батолита, некоторые из них включались в состав заинского комплекса гранитоидов повышенной щелочности – второго по значимости среди гранитоидов собственно батолита [9, 24]. Геохронологические данные согласуются с геологическими соотношениями и определяют возраст пород зоны в интервале 305 - 280 млн. лет [12, 29].

Восточно-Саянская зона определяет распределение массивов агпайтовых и плюмазитовых гранитоидов, нефелиновых сиенитов и пород габбро-сиенитовой ассоциации в восточной части Тувы. Она прослеживается вдоль восточной границы Тувы и далее вдоль хр. Восточный Саян на расстоянии более 450 км. Возраст щелочных гранитоидов определяется интервалом 305 - 292 млн. лет [34, 52]. Породы зоны характеризуются повышенной редкометальностью, прежде всего, в отношении Ta, Nb, Zr, REE, Li. С ними связан ряд крупных месторождений, таких как Улуг-Танзек, Соль-Бельдыр, Зашихинское.

Приведенные, и прежде всего возрастные, данные свидетельствуют, что, несмотря на разные составы пород и разные условия проявления, магматические процессы в краевых и центральных участках Баргузинского ареала протекали практически одновременно. Предполагается, что подобная возрастная сопряженность рифтогенных процессов и батолитообразования определялась общим источником эндогенной активности в регионе, а именно мантийным плюмом [47]. В краевых участках ареала его воздействие привело к образованию зон рифтового магматизма, а в центральной – к анатектическому плавлению коры под влиянием тепла мантийных магм. О связи анатексиса и активности мантийного плюма свидетельствует, в частности, то, что в строении центральных участков батолита участвуют многочисленные дайки щелочных габброидов [24, 47], являющихся продуктами мантийных магм и внедрившихся одновременно с гранитами батолита.

Пермь-раннетриасовый этап

В этот этап сформировались Хангайская и Сибирская крупные изверженные области, характеризующиеся различиями, близкими к тем, которые были установлены для Тарим-Южно-Монгольского и Баргузинского магматических ареалов.

Хангайская магматическая область охватывает территорию более 150000 кв. км и характеризуется зонально-концентрическим строением. Центральную ее часть образует Хангайский батолит, а периферию определяют Гоби-Алтайская и Северо-Монгольская рифтовые зоны (табл. 1, рис. 3).

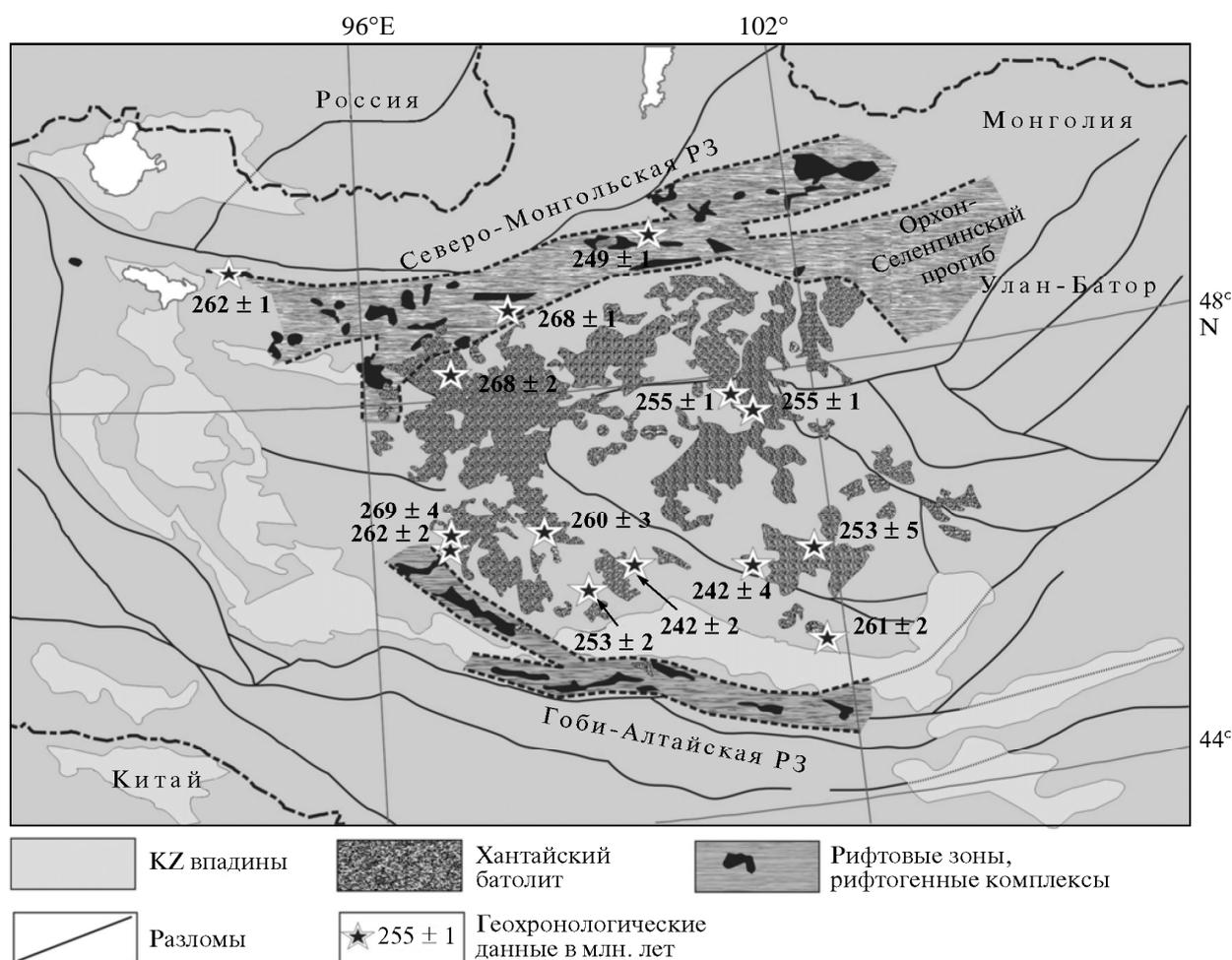


Рис. 3. Схема строения Хангайского зонального магматического ареала.

Гоби-Алтайская рифтовая зона представлена линейной цепью грабенов, выполненных породами бимодального вулканического комплекса: базальтами, комендитами, пантеллеритами, а также сопряженными с их выходами массивами щелочных гранитов и сиенитов. Эта зона протягивается более чем на 800 км вдоль северного фаса хр. Гобийского Алтая, структурно совпадая с сутурной границей, которая разделила в фундаменте территории

венд-кембрийские офиолиты Долины Озер и терригенные террейны Гобийского Алтая. Осевые части грабенов трассируются поясами даек, совокупная мощность которых местами превышает 1000 м [45]. Это позволяет сделать вывод о достаточно больших по амплитуде растяжениях в ходе образования рифтовой зоны. Оценки времени ее формирования опираются, прежде всего, на палеоботанические данные, свидетельствующие об образовании лавового выполнения грабенов во второй половине перми [45].

Северо-Монгольская рифтовая зона прослеживается по северному обрамлению Хангайского батолита. Ее позиция контролируется широтной системой разломов, совпадающей с хребтами Хан-Хухей, Болнай и Бутулиннуру. В структурном отношении зона представляет достаточно широкую эшелонированную систему грабенов, выполненных базальтовыми и базальт-трахит-пантеллеритовыми вулканическими толщами. В ее же пределах сосредоточены многочисленные массивы щелочных гранитов, сиенитов и габбро-монцонитов. Протяженность зоны составляет более 500 км при ширине до 70 км. В соответствии с палеоботаническими данными время ее формирования пришлось на верхнюю пермь [45]. Полученные нами оценки, опирающиеся на результаты U-Pb (неопубликованные данные) и Rb-Sr изохронного датирования, совпадают с этим заключением, в соответствии с ними рифтогенный магматизм в Северной Монголии проявился в интервале 270 - 250 млн. лет, главным образом в диапазоне верхней перми.

Вблизи восточного окончания рифтовой зоны с ней сочленяются структуры Орхон-Селенгинского прогиба, сформированные по северо-восточному обрамлению Хангайского батолита. Магматические ассоциации прогиба представлены мощными толщами позднепермских-раннетриасовых лав основного состава, формирование которых происходило в интервале 260 - 240 млн. лет [4, 5]. Базиты этих ассоциаций обладают обогащенными геохимическими и изотопными характеристиками и по этим параметрам являются тождественными базитам бимодальных ассоциаций рифтовой зоны [5]. В ходе образования прогиба возникли многочисленные силлы, дайки, штоки габбро и габбро-монцонитов. Этому этапу отвечает Номгонский расслоенный массив, расположенный вблизи края батолита. Его возраст оценен в 256 млн. лет [14, 15], и он содержит Cu-Ni оруденение с платиновой минерализацией. Близким к нему по возрасту (249 - 252 млн. лет) и составу является Нарийн-Толбурийнгольский массив, также расположенный в пределах Орхон-Селенгинского прогиба [3]. По данным А.Э. Изоха [15], подобные массивы известны и в других участках зонального ареала. Таким, например, является габбро-монцонитовый массив Дзара-ула (269 - 262 млн. лет), расположенный в юго-западной части зонального ареала. По формационному составу массивы этого типа сопоставляются с рудопродуктивными расслоенными массивами Тарим-Южно-Монгольского ареала, что позволяет говорить о сходстве магматизма обоих ареалов.

Хангайский батолит крупнейший фрагмент зонального ареала. Он расположен между Гоби-Алтайской и Северо-Монгольской рифовыми зонами и Орхон-Селенгинским прогибом (рис. 3). Батолит образован серией крупных массивов гранитоидов, сосредоточенных на общей площади, превышающей 120000 км² (рис. 1). В соответствии с геофизическими данными [38] батолит является огромной пластиной со сложно построенной подошвой и субгоризонтальной кровлей, средняя мощность которой составляет 5 - 7 км. Очевидно, что по объему гранитоидов (>700000 км³) Хангайский батолит сопоставим с Ангаро-Витимским. В его строении выделяется несколько комплексов пород [8, 35, 39, 55]. Ранний (тарбагатайский) комплекс сложен гранодиоритами, тоналитами, плагиогранитами и в составе ранних фаз включает габбро и габбро-диориты. Основной объем в строении батолита занимают породы хангайского комплекса, представленные средне-крупнозернистыми порфиroidными роговообманково-биотитовыми и биотитовыми гранодиоритами и гранитами, связанными между собой фациальными переходами. Завершающими в формировании батолита стали субщелочные лейкократовые граниты шараусгольского комплекса. Особое место в его строении занимают синплутонические интрузии базитов – дайки, штоки, небольшие массивы. Они распространены практически повсеместно, но в разном количественном выражении и характеризуются зонами смешения расплавов (зонами минглинга) на контактах с гранитоидами батолита. Следует упомянуть, что по изотопным и геохимическим характеристикам эти породы аналогичны базальтам рифтовых зон, обрамляющих батолит.

Нами выполнены систематические геохронологические исследования пород разных комплексов Хангайского батолита [47, 53]. Были получены U-Pb геохронологические оценки, которые определяют время его формирования интервалом 269 - 242 млн. лет назад, что соответствует второй половине перми - началу триаса. Близкие данные были получены на основе Rb-Sr изотопных исследований: 255 млн. лет [18], 269, 252 и 248 млн. лет [69] (табл. 1). Продолжительность его существования, несмотря на огромные размеры, оценивается сравнительно кратким интервалом времени (27 млн. лет), который сопоставим со временем существования Баргузинского батолита.

Таким образом, приведенные геологические и геохронологические данные однозначно свидетельствуют, что формирование батолита происходило одновременно с магматизмом в рифтовых зонах его обрамления.

Сибирская изверженная провинция включает траппы Сибирской платформы и тесно с ними связанную рифтовую систему Западной Сибири (рис. 4).

Трапповая часть провинции выделяется абсолютным преобладанием продуктов магматизма основного состава и их огромным объемом – более 1,5

× 106 км³ [61]. Существующие возрастные оценки [1, 67], свидетельствуют, что в целом трапповая провинция сформировалась в очень узком возрастном диапазоне 250 - 248 млн. лет. К началу триаса (около 249 млн. лет), по данным Аг-Аг датирования, относится также образование траппов Кузнецкого бассейна [10].

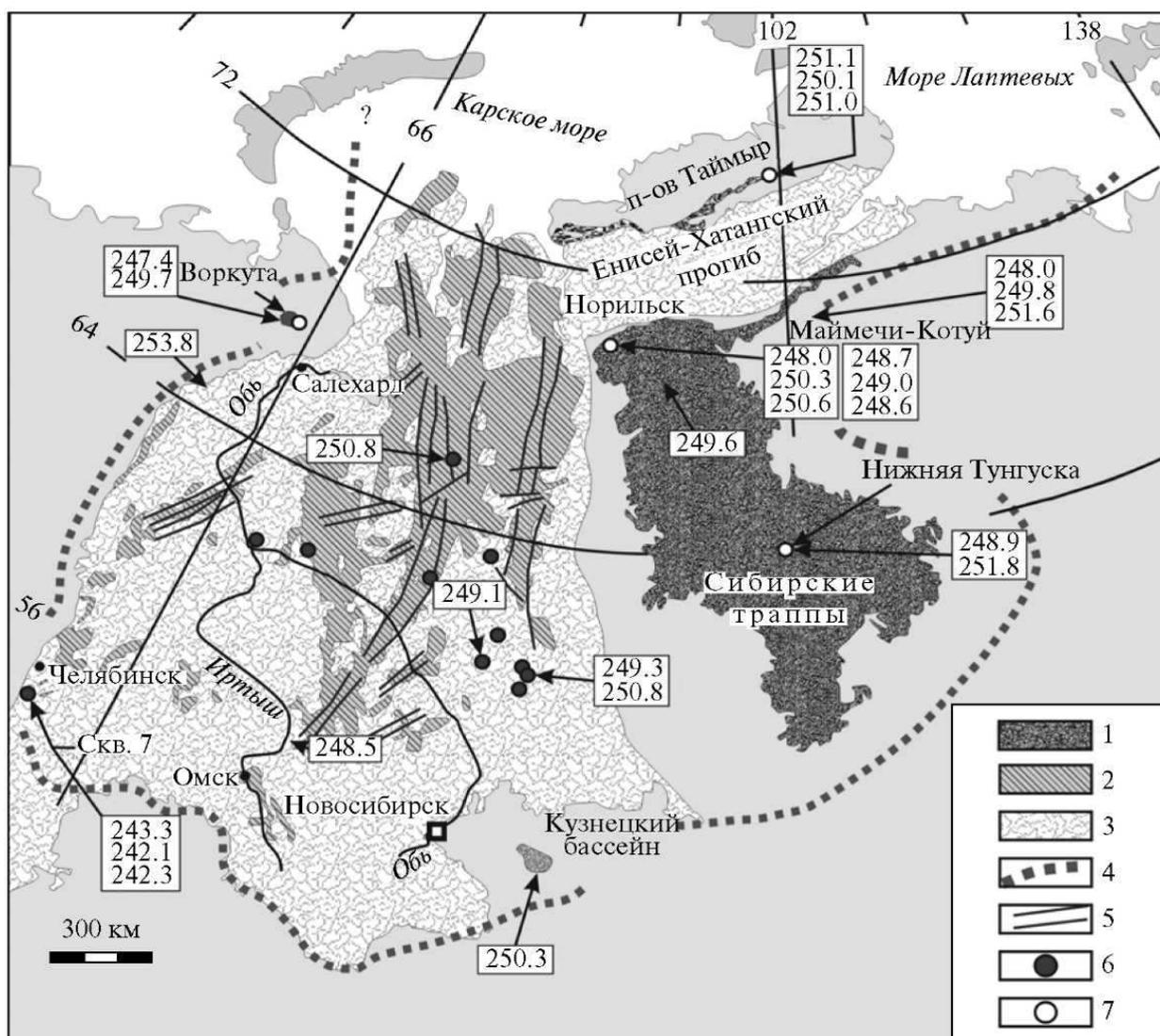


Рис. 4. Схема проявления позднепермского-раннетриасового магматизма в пределах Сибирской платформы и Западно-Сибирской плиты, по [67].

1 – траппы; 2 – погребенные базальты и туфы; 3 – чехол Западно-Сибирской плиты; 4 – границы вулканической провинции; 5 – рифты; 6, 7 – места отбора проб: 6 – из керна скважин, 7 – из выходов базальтов.

Западно-Сибирская рифтовая система характеризуется развитием бимодальных вулканических ассоциаций, сложенных базальтами, субщелочными базальтами и риолитами. Вулканизм контролировался грабенами, которые прослеживаются через всю Западно-Сибирскую низменность от ее южной границы до акватории Ледовитого океана, имея

протяженность до 1500 км и более. Возраст вулканических событий в рифтовой системе (около 249 млн. лет) согласуется со вспышкой трапповых излияний на платформе [1, 23, 67]. Кислые производные этих ассоциаций отвечают продуктам плавления сиалической коры под влиянием базальтовых магм [1].

Несмотря на явное преобладание в составе провинции пород, сформировавшихся в узкий интервал времени на границе перми и триаса, имеются данные, свидетельствующие о многоэтапном развитии магматизма в ее пределах [11]. Например, по данным U-Pb (SHRIMP) датирования цирконов рудоносных пород Норильского интрузива [11], выделяются их генерации с возрастными 260±5 и 250,7±1,5 (резорбированные кристаллы) и 228,4±1,4 млн. лет (идиоморфные оторочки). Более выразительно эта многоэтапность прослеживается в развитии пермо-триасового магматизма Кузбасса. Здесь выявлена следующая последовательность эндогенных событий: дайки долеритов и диоритов (262 - 269 млн. лет) → ташаринский пикрит-долеритовый комплекс (257 - 252 млн. лет) → гранитоиды приобского комплекса (255 - 249 млн. лет) → траппы Кузбасса (250 - 246 млн. лет) → долериты, монцодиориты, керсантиты Томского ареала (243 - 238 млн. лет) → граниты и лейкограниты барлакского комплекса (240 млн. лет) [11]. С учетом этих данных можно говорить, что образование Сибирской крупной изверженной провинции произошло в том же возрастном интервале, в котором произошло формирование Хангайского ареала. Важнейшим ее отличием от последнего является то, что в истории ее развития одна кратко проявленная вспышка магматизма стала подавляющей по своим масштабам.

Триас-раннеюрский этап

В этот этап в Центральной Азии сформировался крупный (800 × 400 км) **Монголо-Забайкальский магматический ареал**, напоминающий строением Хангайский ареал. Для него также характерно зонально-симметричное распределение магматических комплексов (рис. 5). Ядро магматической области образовано Хентейским или Хентей-Даурским гранитным батолитом, а внешние зоны характеризуются развитием щелочных и бимодальных ассоциаций и выделяются как Западно-Забайкальская (северо-западная), Северо-Гобийская (южная) и Хархоринская (западная) рифтовые зоны.

Западно-Забайкальская рифтовая зона совпадает с прогибами северного и северо-западного обрамления Хентей-Даурского нагорья, которые прослеживаются от восточных районов Хангая вдоль долин рек Джиды, Уда, Хилок до бассейна верхнего течения р. Витим. Она имеет ширину до 200 км и протяженность свыше 1000 км [7, 49] и концентрирует в своих пределах вулканические поля платобазальтовой и бимодальной вулканических ассоциаций, а также многочисленные гипабис-сальные массивы щелочных гранитов, граносиенитов и Li-F лейкогранитов. Наиболее широко развиты

щелочные граниты куналейского комплекса и бимодальные вулканические толщи цаган-хунтейской свиты, образующие вулкано-плутонические ассоциации [7]. Структуру зоны определяют системы продольных сбросов, грабенов, горстов и дайковых поясов, что наряду с широким развитием в ее пределах щелочных гранитоидов, платобазальтовых и бимодальных базальт-комендитовых ассоциаций указывает на важную роль рифтогенных процессов в формировании этой части магматического ареала. Возраст формирования рифтовой зоны установлен в интервале 230 - 195 млн. лет на основе данных U-Pb, Rb-Sr и K-Ar датирования пород цаган-хунтейской серии и щелочных гранитов [7, 25, 26, 49].

Северо-Гобийская зона объединяет раннемезозойские магматические породы, развитые в пределах южного обрамления Хентей-Даурского нагорья, отвечающего Дашибалбаро-Северо-Чойбалсанской системе прогибов [27]. В строении зоны участвуют субщелочные породы вулканических (базальт-трахит-трахидацитовые и базальт-комендитовые) и плутонических гранитоидных ассоциаций. Они слагают многочисленные сравнительно небольшие по площади поля вулканических и массивы гипабиссальных и субвулканических уровней формирования. Распространение пород контролируется поясом (до 200 км шириной и протяженностью до 300 км) разломов и сопряженных с ними впадин и грабенов северо-восточного простирания.

Среди преобладающих плутонических пород зоны наиболее широко распространены моношпатовые сиениты, граносиениты и аляскиты, в том числе литий-фтористые и агпаитовые. Нередко граниты и вулканические образуют вулкано-плутонические ассоциации, как правило, тяготеющие к грабенам. Примером может служить Дашибалбарская ассоциация, связанная с крупным грабеном, выполненным осадочными и вулканогенными образованиями триаса, а также ассоциация Дзартахудук в районе сомона Улзийт [45]. В строении обеих ассоциаций участвуют рои продольных даек, свидетельствующие о режиме крупноамплитудных растяжений при их формировании. Возраст рифтовой зоны установлен в интервале 221 - 195 млн. лет на основе результатов U-Pb, Rb-Sr и Ar-Ag датирования щелочных пород из разных ее участков.

Хархоринская зона объединяет щелочные и субщелочные магматические породы, которые распространены между Хангайским и Хентейским нагорьями и связывают между собой Западно-Забайкальскую и Северо-Гобийскую рифтовые зоны. Общее простирание зоны северо-восточное, согласное с системой доминирующих разломов так называемого Хархоринского структурного порога [27]. Однако внутреннюю структуру зоны определяют узкие небольшие грабены и разломы северо-восточного простирания, ориентированные поперек зоны. Они контролируют размещение массивов лейкогранитовых (литий-фтористой, щелочно-гранитной и лейкогранит-граносиенитовой) ассоциаций, а также отдельных

вулканических полей, сложенных породами базальт-трахитовой и базальт-пантеллеритовой ассоциаций. Возрастная позиция этих вулканитов определяется их несогласным залеганием на породах ранней перми. Геохронологические исследования (U-Pb, Rb-Sr и K-Ar) определяют время их формирования в интервале 220 - 200 млн. лет [17, 50].

Хентей-Даурский батолит (рис. 5) расположен в пределах одноименного нагорья и представляет группу сближенных крупных плутонов, которые в соответствии с геофизическими данными на глубине сливаются в единое плитообразное тело протяженностью около 500 км и шириной до 300 км. Его мощность в среднем составляет 5 км, возрастая на отдельных участках до 20 км [36]. По этим параметрам он вполне сопоставим с рассмотренными выше батолитами. Хентей-Даурский батолит сложен гранитоидами широкого спектра составов от гранодиоритов до лейкогранитов. Преобладают гранодиориты, меланократовые и лейкократовые биотитовые граниты [18, 27, 50]. В подчиненном количестве распространены габбро и диориты. Последние слагают отдельные тела, отвечающие начальным фазам внедрения, или же образуют неравномерно распределенные каплеобразные обособления до 1 м в гранодиоритах главной фазы [18], отвечающие синплутоническим внедрениям базитовых магм. Наличие таких пород, как и в других батолитах, свидетельствует об образовании гранитоидных магм при участии базитовых (мантийных) магм. Наиболее поздними в строении батолита являются небольшие дайкообразные и штокообразные тела лейкогранитов, в том числе редкометальные литий-фтористые [17].

Возраст пород батолита долгое время оставался предметом дискуссий и трактовался достаточно широко в диапазоне от раннекаменноугольного до позднеюрского в соответствии с традиционными представлениями о геологическом развитии региона и достаточно противоречивыми данными K-Ar датирования гранитоидов [8, 18]. Нами были выполнены систематические U-Pb и Rb-Sr геохронологические исследования пород батолита в породах разных его фаз [50]. В соответствии с полученными результатами породы батолита возникли в интервале 230 - 195 млн. лет. Следовательно, подобно Хангайскому и Баргузинскому батолитам, Хентейский батолит сформировался в относительно короткий интервал времени.

ЗОНАЛЬНЫЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ АРЕАЛЫ КАК ОСОБАЯ ФОРМА ПЛЮМОВОЙ АКТИВНОСТИ

К результатам позднепалеозойской-раннемезозойской внутриплитной магматической активности в Северной Азии, несомненно, следует отнести образование двух трапповых провинций, Западно-Сибирской и Центрально-Азиатской рифтовых систем. С этой активностью мы также связываем образование трех крупнейших батолитов мира, которые являются важными элементами структуры ЦАРС и совместно с обрамляющими их рифтовыми зонами образуют уникальные по строению гигантские концентрически-

зональные магматические ареалы. Более того, мы склонны полагать, что эти ареалы отвечают проекциям мантийных плюмов в литосфере. Об этом свидетельствует анализ истории формирования магматизма ЦАРС, согласно которому формирование ее структуры произошло в результате последовательного образования ряда близких по строению магматических ареалов.

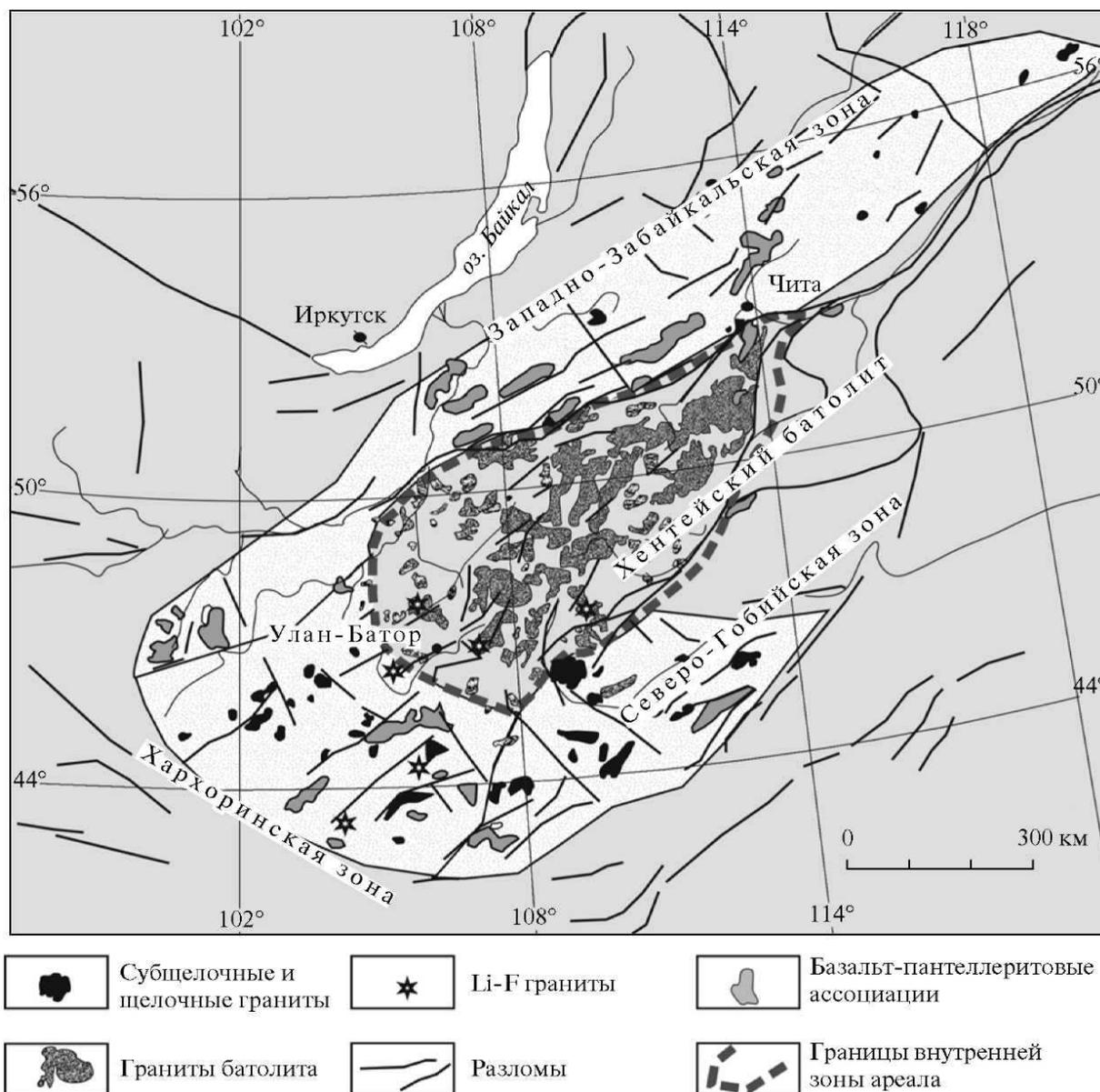


Рис. 5. Схема строения раннемезозойского Монголо-Забайкальского зонального ареала

В соответствии с полученными геохронологическими и геологическими данными внутриплитные процессы в этой части ЦАРС протекали в интервале времени около 110 млн. лет между 305 и 195 млн. лет назад, последовательно распространяясь от края вглубь палеоконтинента. Первым результатом этой

деятельности стало образование в пределах краевой части континента Тарим-Южно-Монгольской магматической области, сочетавшей в своем строении траппы Тарима и рифтовые зоны (Гоби-Тяньшаньская и Главного Монгольского линиамента). В середине ранней перми (между 280 и 270 млн. лет назад) область проявления внутриплитных процессов переместилась из Южной в Центральную Монголию, инициировав в интервале времени 270 - 240 млн. лет становление Хангайского зонального ареала. В раннем мезозое (между 240 и 230 млн. лет) центры активности сместились еще далее к востоку на территорию Восточной Монголии, где примерно с 230 млн. лет назад стал формироваться Восточно-Монгольский - Забайкальский ареал. При этом стиль магматизма практически не менялся. Так же, как и в строении позднекарбоневой-раннепермской Гоби-Тяньшаньской рифтовой зоны, в зонах позднепермского и раннемезозойского рифтогенеза основная роль принадлежала бимодальным базальт-комендитовым и базальт-пантеллеритовым вулканическим ассоциациям и связанным с ними массивам щелочных гранитоидов. В этом заключается несомненное сходство процессов, вызвавших образование рифтовых зон на территории Монголии. К этому следует добавить, что в "коридорах" между разновозрастными ареалами распространены магматические комплексы с общими и промежуточными для них возрастными и вещественными характеристиками. Например, в хребтах Гобийского Алтая, расположенных между Тарим-Южно-Монгольским и Хангайским ареалами распространены щелочные и субщелочные граниты с возрастом от 290 до 270 млн. лет [20, неопубликованные данные авторов], возникшие в том возрастном интервале, который разделит время проявления магматизма в этих ареалах.

Территорию, расположенную между Хангайским и Монголо-Забайкальским ареалами наиболее ярко представляют магматические комплексы Орхон-Селенгинского прогиба. Их формирование происходило, начиная с поздней перми до позднего триаса включительно [5], то есть на протяжении того интервала времени, когда произошла миграция центров магматизма из одного ареала в другой.

Такое последовательное смещение области внутриконтинентального магматизма по площади ЦАСП мы связали с перемещениями палеоконтинента над мантийным плюмом, выделенным под названием Монгольский [46]. Амплитуды перемещения, оцениваемые по положению центральных участков разновозрастных магматических ареалов, составили около 400 - 500 км (при переходе из Южной в Центральную Монголию) и около 800 км (при перемещении в Восточную Монголию). Скорости перемещения составляют примерно 2 - 4 см/год, что сопоставимо со скоростями движения литосферных плит и, таким образом, не противоречит представлению о связи миграции магматических ареалов Центрально-Азиатской рифтовой системы с перемещениями континента над мантийным плюмом.

Другая цепочка областей внутриплитной активности трассируется Баргузинским ареалом, Сибирской трапповой провинцией и, возможно, триасовыми излияниями в Арктической части континента [40]. Ее мы связываем с прохождением литосферы над Сибирским плюмом [23].

Очевидно, что исключительной спецификой проявления обоих плюмов стало образование зональных ареалов с крупнейшими батолитами в их ядрах. Батолиты располагаются между рифтовыми зонами, фиксируя центральные участки магматических ареалов того или иного времени. Сопряженность процессов образования рифтовых зон и батолитов определяется не только одновозрастным проявлением рифтогенного, существенно базитового и щелочного магматизма, с одной стороны, и гранитоидного анатектического – с другой, но и обычным присутствием в составе батолитов синплутонических даек базитов, характеризующихся теми же изотопными и геохимическими особенностями, что и базиты рифтовых зон. Наличие таких интрузий свидетельствует об участии мантийных источников в образовании магм по всей площади магматических ареалов. В целом можно говорить о высокой продуктивности магматизма в рамках площади зональных ареалов. В то же время в их обрамлении синхронный магматизм практически не проявлен. Это позволяет предполагать, что сфера воздействия мантийных плюмов на литосферу ограничивалась размерами зональных магматических ареалов, составляя в поперечнике не менее 500 км. Эти размеры можно рассматривать как характеристические для контролировавших магматизм мантийных плюмов.

ИСТОЧНИКИ МАГМАТИЗМА ЗОНАЛЬНЫХ МАГМАТИЧЕСКИХ АРЕАЛОВ

Источники базитового магматизма рифтовых зон. На рис. 6 суммированы данные по химическому составу магматических ассоциаций Монгольского и Забайкальского секторов ЦАРС. Отчетливо виден бимодальный характер распределения составов с максимумами значений в интервалах 48 - 54 и 72 - 78 мас. % SiO₂. Несмотря на подчиненное распространение пород промежуточного состава, базитовые и салические составляющие ассоциаций, как правило, связаны эволюционными зависимостями, контролируемые механизмами фракционной кристаллизации, происходившими при участии процессов контаминации. Подобные связи хорошо выражены в вариациях содержания рассеянных элементов и их парных соотношений, а также в однотипном изотопном составе пород [16, 21]. В соответствии с этим выводом, исходными для бимодальных рифтогенных ассоциаций являлись мантийные магмы. Для выяснения специфики состава и возможных вариаций их источников во времени и разных участках ЦАРС нами были проведены изотопные и геохимические исследования продуктов базитового магматизма, прежде всего, в рифтовых зонах, связанных с развитием Монгольского плюма. Кроме того, для

сопоставления были привлечены материалы по составу основных магматических пород Баргузинской области [46, 47], а также опубликованные данные по траппам Тарима [73, 76], Сибирской платформы и основным вулканитам Западно-Сибирской рифтовой системы [1].

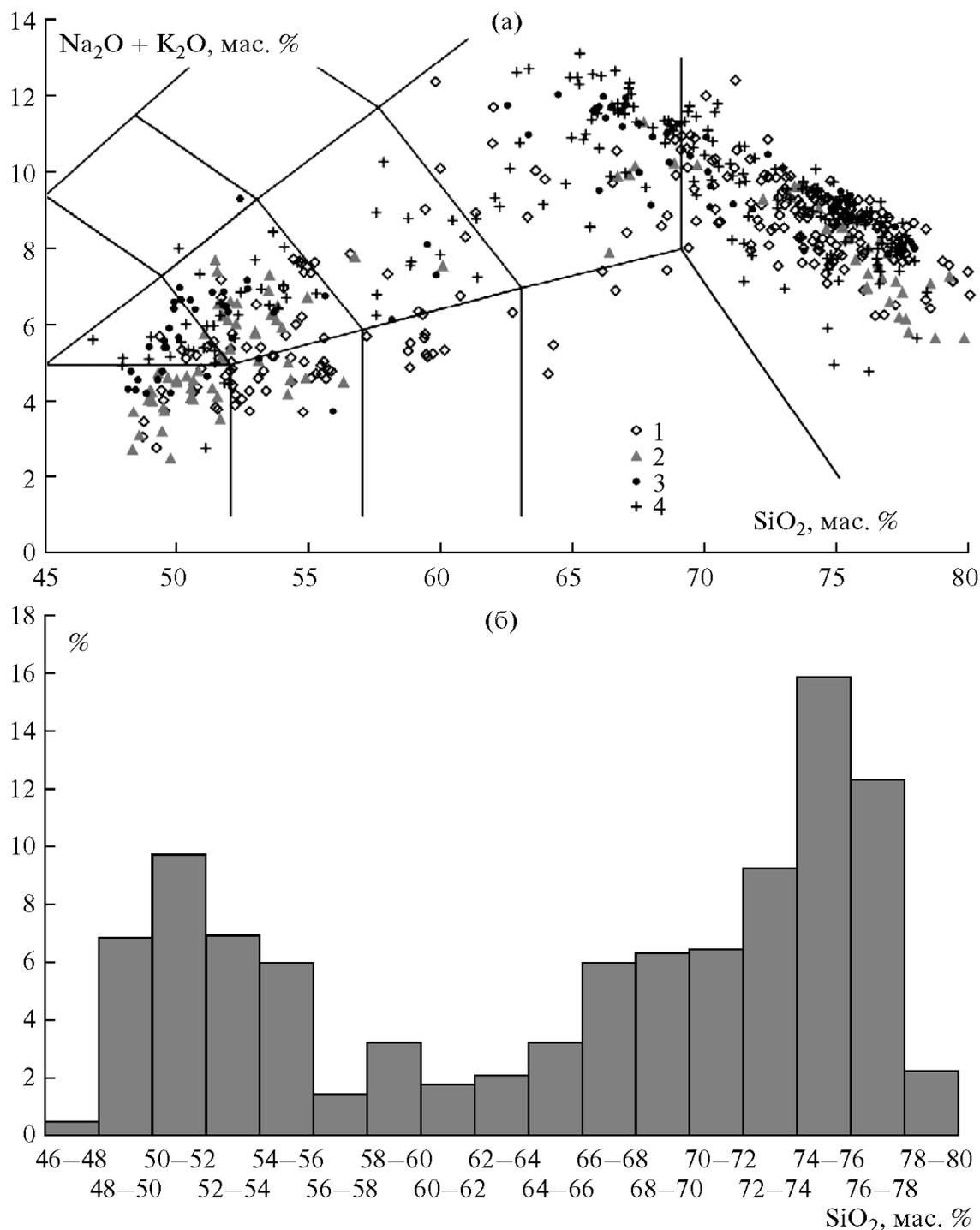


Рис. 6. Химические составы позднепалеозойских-раннемезозойских рифтогенных магматических пород (а) и гистограмма их распределения по концентрациям SiO_2 (б).

В таблице 2 и на рис. 7 приведены средние содержания редких элементов в базитах каждой из рассматриваемых областей, а также в траппах Тарима, Сибирской платформы и базальтах Западно-Сибирской рифтовой системы. Как следует из графиков, в отличие от базальтов ОИВ-типа базиты ЦАРС выделяются пониженными содержаниями высокочарядных элементов Zr, Hf, Ti, Th и особенно Ta, Nb, а также относительно повышенным содержанием Ba, K, Pb, в меньшей степени Sr и P.

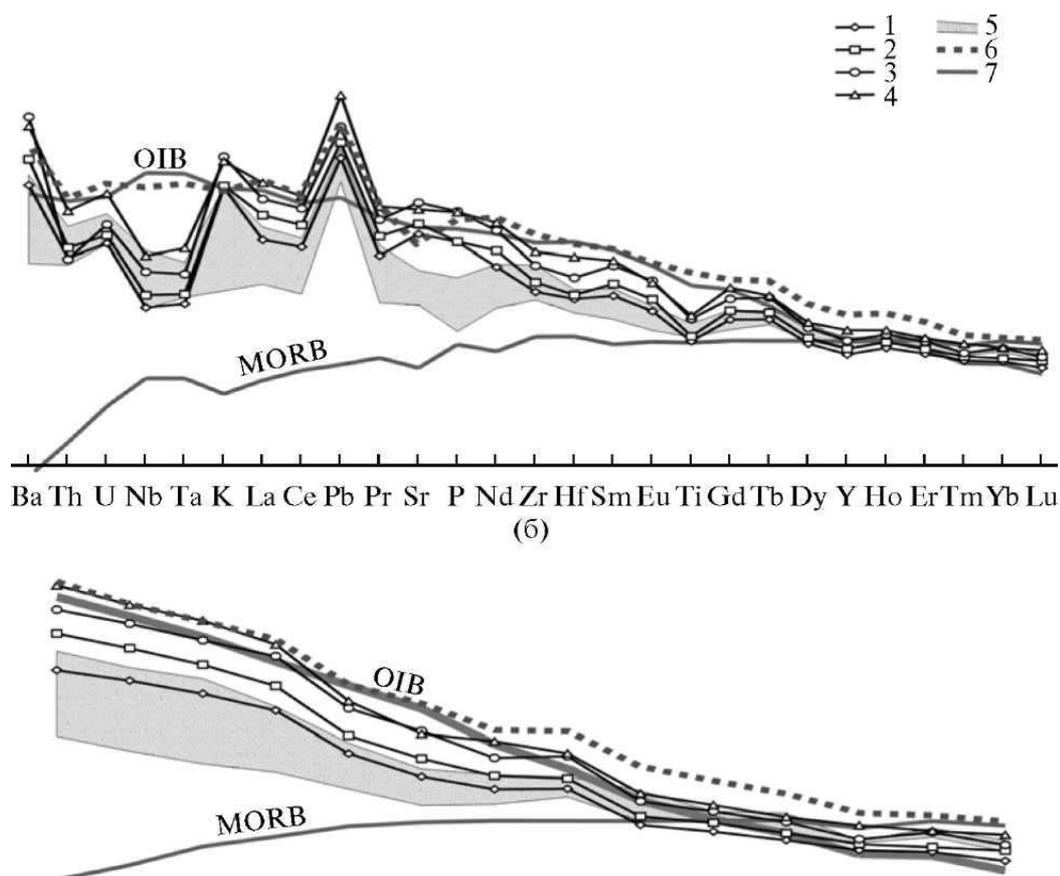


Рис. 7. Распределения нормированных к примитивной мантии [68] концентраций микроэлементов в базальтоидах позднепалеозойских-раннемезозойских крупных магматических областей Северной Азии.

1-3 – базальтоиды позднепалеозойских рифтовых зон: 1 – Гоби-Тяньшаньской, 2 – Гоби-Алтайской, 3 – Северо-Монгольской; 4 – базальтоиды раннемезозойских рифтовых зон Монголо-Забайкальского ареала; 5 – поле составов траппов Сибирской платформы ограниченное средними составами толеитовых и субщелочных базальтов, по [1]; 6 – траппы Тарима, по [73, 76], 7 – модельные составы базальтов срединно-океанических хребтов (MORB) и океанических островов (OIB), по [68].

Характер распределения редкоземельных элементов в этих породах приближается к таковому в ОИВ при несколько пониженных содержаниях легких REE и более низких величинах $(La/Yb)_N$ отношения. Указанные характеристики в целом характерны для основных пород из разных областей внутриплитного магматизма Сибири и ее складчатого обрамления.

Таблица 2.

**Средние содержания редких элементов (ppm) в основных породах
позднепалеозойских-раннемезозойских внутриплитных
магматических областей Северной Азии**

Элемент	1	2	3	4	5	6	7	8
Li	17,0	20,5	18,3	22,9	20,3	9	10	н.д.
Be	3,4	1,38	1,52	1,96	3,03	1,3	2,1	н.д.
Sc	26,7	20,3	22,1	16,2	17,8	34	39	23
Ti	11650	7860	8344	10680	11197	9712	6475	20518
V	200	181	193	181	201	н.д.	290	226
Cr	131	78,2	113	108	76,5	150	120	43
Co	41	27,8	31,5	34,1	27,5	40	38	42
Ni	92	50,6	61,8	48,8	46,6	100	110	47
Cu	41	34,7	27,6	30	26,2	н.д.	48	46
Zn	112	87,1	87,4	99,1	128	н.д.	125	153
Ga	21	16,9	17,7	18,6	20,8	н.д.	н.д.	25
Rb	27	16	30	42	38	28	20	27,9
Sr	969	589	695	939	852	360	600	501
Y	28	23,5	25,2	28,4	32,9	27	25	41,3
Zr	184	140	160	203	247	205	120	313,3
Nb	13	7,17	8,5	11,8	14,8	16	9	39,2
Cs	1,5	0,8	1,1	1,3	1,3	н.д.	н.д.	0,7
Ba	800	377	572	1045	915	455	550	704,8
La	31,5	17,2	26,1	32,7	41,3	22	21	43,1
Ce	72,5	41,1	58,9	74,6	89,1	49	40	89,9
Pr	9,5	5,37	7,42	9,37	11,3	6,5	4,4	11,4
Nd	38,6	23,3	30,5	40,5	45,3	25,1	18,8	48,2
Sm	7,9	5,14	6,22	8,05	8,63	5,8	4,4	10,2
Eu	2,3	1,56	1,87	2,41	2,36	1,7	1,3	3,2
Gd	7,3	4,93	5,64	6,68	7,82	5,7	4,6	8,8
Tb	1,0	0,80	0,882	1,09	1,12	0,9	0,7	1,4
Dy	5,6	4,43	4,77	5,5	5,93	6,1	4,4	7,7
Ho	1,0	0,91	0,985	1,1	1,17	1,1	1	1,5
Er	2,9	2,50	2,65	2,94	3,09	3,2	2,6	3,9
Tm	0,4	0,37	0,385	0,4	0,461	0,4	0,4	0,5
Yb	2,5	2,25	2,34	2,7	2,73	2,8	2,9	3,2
Lu	0,4	0,33	0,362	0,38	0,421	0,4	0,5	0,5
Hf	4,1	3,49	3,69	4,72	6,33	4	2,9	7,6
Ta	0,9	0,43	0,491	0,65	0,94	0,77	н.д.	2,3
Pb	5,5	5,28	7,02	8,78	13,8	6,4	7,4	9,0
Th	3,6	1,42	2,07	1,76	3,49	2,8	1,7	4,2
U	0,7	0,46	0,591	0,688	1,07	0,8	0,4	1,2
K	14520	12027	12464	18844	17688	12286	7720	11559
$\epsilon_{Nd}(T)$	+3...-2	+8...+1	+6...-3	+4...-3	+3...-3	+4...-8	н.д.	+5...-7

Примечание: Средние составы базитов рифтовых зон и внутриплитных областей: 1 – Баргузино-Витимской, 2 – Гоби-Тяньшаньской, 3 – Гоби-Алтайской, 4 – Северо-Монгольской, 5 – Северо-Гобийской и Западно-Забайкальской [47], 6 – Сибирской трапповой по [1], 7 – Западно-Сибирской, 8 – Таримской по [73, 76]; н.д. – нет данных.

Пониженные содержания высокозарядных элементов в породах ЦАРС мы связываем с их формированием в пределах территории, которая непосредственно перед рифтогенезом развивалась в режиме активной континентальной окраины [45, 51, 55]. Воздействие плюма на метасоматически измененную в условиях субдукции верхнюю мантию повлекло за собой взаимодействие плюмового и субдукционного, обогащенного водой компонентов в источнике магм и обусловило сохранение в рестите минералов-концентраторов высокозарядных элементов. Процесс подобного взаимодействия был проиллюстрирован, в частности, на примере базитов Гоби-Тяньшаньской рифтовой зоны, в источнике которых наряду с плюмовым компонентом отчетливо проявилась субдукционная, обогащенная водой составляющая [21].

При сопоставлении базальтов ЦАРС с траппами Сибирской платформы хорошо просматривается их сходство, которое позволяет говорить о близости состава источников расплавов. Более того, учитывая разное геологическое положение рассматриваемых областей магматизма (на платформе, в пределах микроконтинентов с рифейской корой и фанерозойских складчатых зон), следует признать, что геохимические особенности рассматриваемых базитов, прежде всего, отвечают характеристикам мантийных источников. В их составе, как уже отмечалось для базитов ЦАРС, отчетливо отражено участие субдукционно метасоматизированной мантии, определившей устойчивый дефицит Та и Nb в расплавах. Участие такой верхней мантии в основании литосферы Сибири вполне согласуется с палеогеографическими реконструкциями, в соответствии с которыми континент с раннего палеозоя до позднего палеозоя испытал значительные плейт-тектонические перемещения [23, 61]. При этом он продвигался над метасоматически преобразованной верхней мантией, переработка которой происходила в зонах субдукции перед его краем. Соответственно можно предположить, что мантия под континентом в целом имела надсубдукционные характеристики. Это объясняет участие такой мантии в источнике траппов Сибирской платформы.

Возможно, что особую роль в формировании отмеченной изотопно-геохимической специфики мантийных магм сыграл характер субдукции. Если погружение субдуцированной литосферы в мантию происходило по механизму стагнированных слэбов [74], то, скорее всего, она формировала слой в переходной зоне мантии под перемещающимся континентом.

Здесь следует принять во внимание механизмы формирования мантийных плюмов в горячих полях мантии, рассмотренные в работах [65, 74]. В основе этих механизмов лежит подъем мантийного материала со слоя "D", граничащего с ядром Земли. Этот поднимающийся суперплюм в форме огромного гриба доходит до переходной зоны между верхней и нижней мантией, взаимодействует с ней, и в виде отдельных мантийных плюмов поднимается выше, формируя внутриплитные магматические ареалы [65, 74].

В соответствие с этими представлениями стагнированная субдуцированная литосфера, скорее всего, должна была участвовать в формировании верхнемантийных плюмов. Поэтому мантия последних несла характеристики как нижнемантийного источника, так и продуктов плавления субдуцированной литосферы. Этой версии не противоречат оценки модельного Nd изотопного возраста рециклированного компонента в источнике мантийного внутриплитного магматизма Северной Азии, которые примерно отвечают 1 - 1,2 млрд. лет [46]. Такая оценка позволяет сопоставить этот компонент с субдуцированной литосферой. Повышенная водонасыщенность стагнированных слэбов в этом случае должна была стать причиной возникновения геохимической специфики внутриплитных мантийных магм, связанной в первую очередь с устойчивым дефицитом Ta и Nb в расплавах.

На общем фоне внутриплитных магматических ассоциаций Северной Азии траппы Тарима выделяются составами, наиболее соответствующими источникам базальтов OIB-типа. Они характеризуются высокими содержаниями TiO₂ и большинства несовместимых элементов, в том числе Ta и Nb, что существенно отличает их от базитов других внутриплитных областей Северной Азии. Эту их специфику мы связываем с особенностями палеогеографической позиции Тарима на момент образования траппов. По отношению к конвергентной границе, контролировавшей образование метасоматически измененной мантии в основании Сибирского континента, микроконтинент располагался со стороны океанической плиты. Поэтому верхняя мантия в его основании не подвергалась надсубдукционной переработке и сохранила неизменные геохимические характеристики. По характеру распределения РЗЭ эти траппы в целом сопоставимы с базитами других внутриплитных областей Сибирского палеоконтинента, хотя и выделяются более высокими их содержаниями.

На рисунке 8 показано распределение изотопных составов основных пород рассматриваемых внутриплитных областей. В целом рассматриваемые базиты обогащены радиогенным стронцием и относительно обеднены радиогенным неодимом (преобладают значения $0,7043 < (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 < 0,708$ и $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T}) < +6$). При этом породы разных рифтовых зон имеют сопоставимые вариации составов и совмещены в пределах общего линейного поля, протягивающего из области умеренно-деплетированной мантии в сторону повышенных содержаний $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и пониженных ϵ_{Nd} . Подобные характеристики изотопного состава позволяют предполагать, что ведущую роль во внутриплитном магматизме Северной Азии играли близкие по составу источники, отвечающие обогащенной мантии типа EMII [23, 46, 61], а также продуктам ее взаимодействия с умеренно деплетированной метасоматизированной мантией. Участие последней более заметно в базитах ЦАРС, формирование которых происходило непосредственно в пределах активной континентальной окраины. Траппы Тарима, формировавшиеся без

участия субдукционного компонента, выделяются наиболее обогащенными изотопными составами (преобладают значения $0,7065 < (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 < 0,708$ и $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T}) < -2$). В то же время присутствие в их составе пород с характеристиками умеренно-деплетированной мантии ($(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i < 0,705$ и $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T}) > 2$), определяющие общую вытянутость поля изотопных составов, свидетельствует об участии во внутриплитном магматизме также мантийных источников типа DM, возможно PREMA.

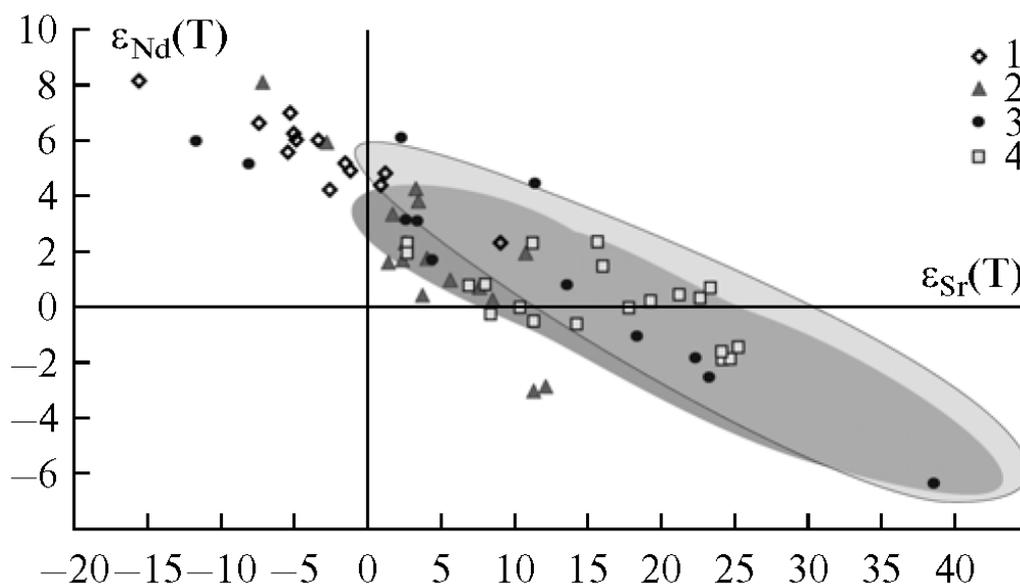


Рис. 8. Изотопный состав Sr и Nd базальтоидов позднепалеозойских-раннемезозойских рифтовых зон Центрально-Азиатского складчатого пояса.

1-4 – позднепалеозойские рифтовые зоны: 1 – Гоби-Тяньшаньская, 2 – Хангайского ареала; 3 – Баргузинского ареала, 4 – раннемезозойские рифтовые зоны Монголо-Забайкальского ареала. Темно-серым цветом показано поле составов траппов Сибирской платформы по [56, 57], светло-серым – поле составов Таримских траппов по [73, 76].

На графике Th/Ta – La/Yb (рис. 9), который используется для разделения базальтов разных геодинамических обстановок [54], составы внутриплитных слабо дифференцированных ($\text{MgO} \sim 8$ мас. %) базитов ЦАРС в основном сосредоточены в поле СФВ, характеризующем составы трапповых провинций мира. В то же время общая вытянутость роя фигуративных точек в сторону составов обогащенной мантии вполне согласуется с заключением об участии последней в образовании этих пород.

Приведенные данные дают важную информацию о том, что внутриплитная активность в Северной Азии в позднем палеозое и раннем мезозое контролировалась мантийными источниками, состав которых слабо менялся на протяжении не менее 110 млн. лет, сохраняя близкие изотопно-геохимические характеристики в разных участках огромной территории. Природу этих источников определяли обогащенный компонент типа ЕМШ, а

также верхняя мантия, как правило, субдукционно преобразованная.

Источники батолитового магматизма. Рассматриваемые здесь батолиты ЦАРС представляют пример внутриплитного гранитообразования, не связанного с процессами межплитного взаимодействия. Конечно, для них типичны геологические признаки, свидетельствующие о важной роли процессов корового анатексиса в их образовании. К таким показателям относятся зоны мигматизации, сохранение теневых структур вмещающих пород, наличие сильно переработанных ксенолитов и т.д. В то же время фиксируемая магматическая структура зональных ареалов указывает на их формирование над изометричными мантийными источниками, что предполагает участие последних в образовании батолитов.

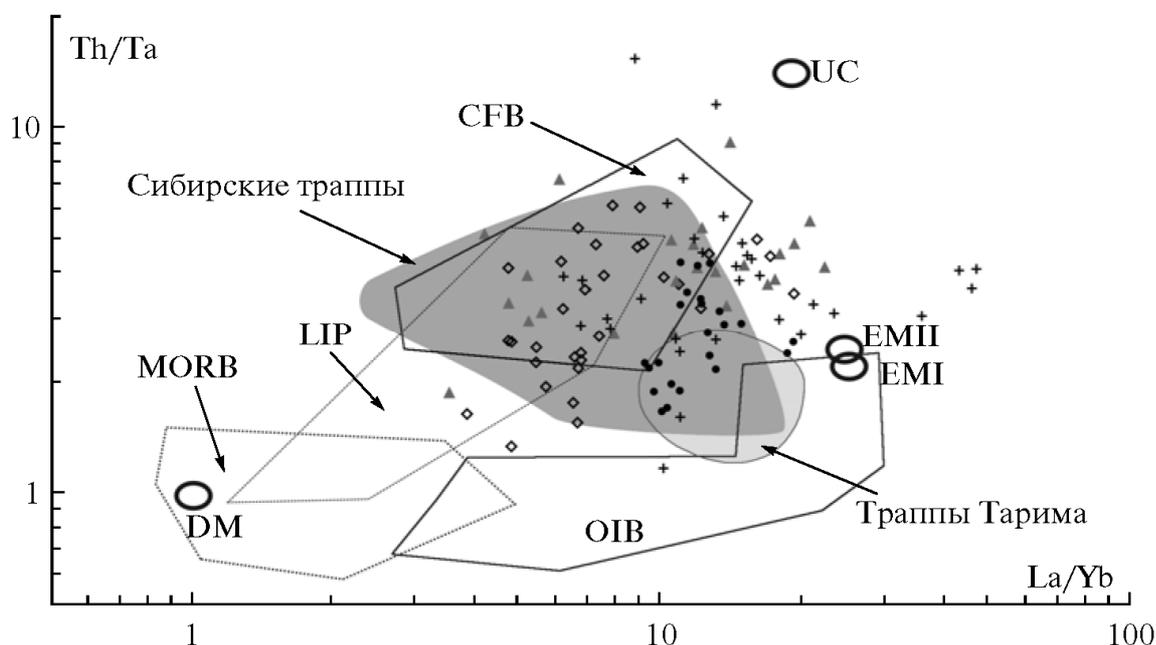


Рис. 9. Диаграмма Th/Ta – La/Yb для базальтоидов позднепалеозойских-раннемезозойских крупных изверженных областей Северной Азии.

Границы полей составов и эталонные составы мантии даны по [54]. Типы мантийных источников: DM – деплетированная мантия, EMI – мантия обедненная радиогенным Nd, EMII – мантия обогащенная радиогенным Sr, UC – верхняя кора. Поля составов базальтов: MORB – срединно-океанических хребтов, LIP – океанических лавовых плато, CFB – траппов, OIB – океанических островов. Условные обозначения см. рис. 6.

В соответствии с составом пород батолитов и масштабами их распространения это участие определялось, прежде всего, тепловым воздействием мантийных магм на низы коры, инициировавшим ее плавление. Однако участие мантийных источников в этом процессе могло быть не только тепловым, но и вещественным. Здесь рассмотрим, в какой степени вещественные характеристики гранитоидов отражают разную природу их исходных магм.

В соответствии с геохимическими данными (табл. 3) и рис. 10 видно, что средние содержания редких элементов в гранитоидах разных батолитов близки между собой и близки к среднему составу земной коры. Они

Таблица 3.

Средние содержания редких элементов (ppm) в гранитоидах батолитов ЦАСП и вмещающих их породах

Элементы	Гранитоиды батолитов			Осадочные породы	
	Хентей-Даурский	Хангайский	Ангаро-Витимский	Хентейского прогиба	Хангайского прогиба
Li	47	35	30	48	30
Be	3,3	3	3,4	1,7	1,6
Sc	6	5	3	12	11
Ti	2501	2760	2220	4222	3556
K	32848	33357	39975	38252	16264
P	524	594	436,5	520	670
V	34		41	83	90
Cr	13	12	10	33	77
Co	6	5	3	7	11
Ni	7	7	4	9	26
Rb	143	132	123	119	76
Sr	222	238	401	300	172
Y	24	28	26	26	22
Zr	190	194	185	125	126
Nb	8	13	17	8	11
Cs	8,7	5,6	2,8	10,0	3,9
Ba	478	701	887	1040	446
La	47,5	38,3	42,8	56,1	52,4
Ce	88,1	63,0	72,7	106,5	88,1
Pr	8,7	6,7	9,2	10,9	8,8
Nd	33,6	29,1	31,1	39,2	31,5
Sm	6,2	6,4	5,5	6,8	5,2
Eu	0,8	0,8	1,0	1,5	1,2
Gd	4,9	4,2	4,9	5,9	4,9
Tb	0,8	0,7	0,7	1,0	0,7
Dy	3,9	1,3	3,9	5,2	3,9
Ho	0,8	0,2	0,8	1,0	0,8
Er	2,1	0,5	2,4	2,9	2,4
Tm	0,3	0,1	0,3	0,5	0,4
Yb	2,2	2,3	2,2	2,9	2,4
Lu	0,3	0,3	0,3	0,5	0,4
Hf	3,6	6,4	3,3	3,8	3,7
Ta	1,0	1,4	1,3	0,7	0,9
Pb	15,1	25,3	23,2	20,4	10,4
Th	19,1	22,2	19,9	10,9	10,1
U	3,4	3,2	1,7	2,6	2,0
SNd(T)	+2...-4	+4...-17	0...-20	0...-4	-2...-25

обогащены высоконесовместимыми с мантией элементами, такими как Rb, Ba, Th, U, K, Pb, а также легкими редкоземельными элементами и обеднены Nb, Sr, P и Ti.

Граниты также близки к составу пелитов, которые представляют преобладающий тип пород во вмещающей их раме, и отличаются от них главным образом более высокими содержаниями U и Th. Особенно выразительно это сходство отражено в содержании и распределении РЗЭ (рис. 10). Отличия связаны с проявлением в гранитоидах небольшой отрицательной Eu-аномалии и незначительным их обогащением легкими РЗЭ относительно тяжелых, что является показателем определенной дифференцированности гранитных расплавов или указывает на некоторую селективность процессов плавления. В целом следует отметить, что сходство

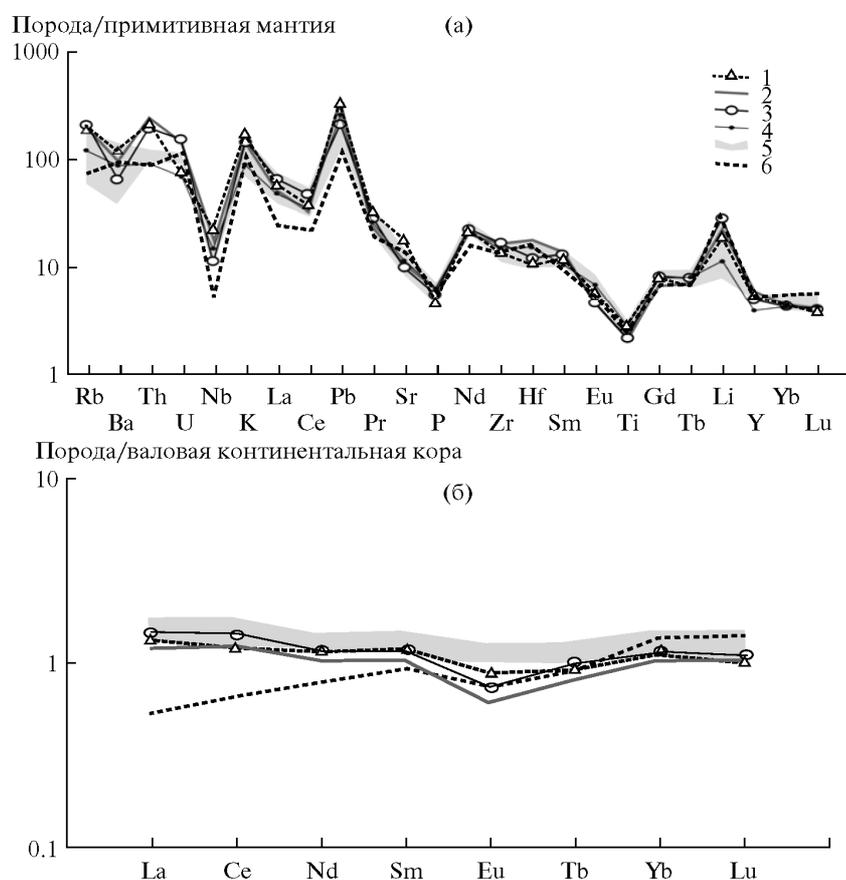


Рис. 10. Нормированные к примитивной мантии (а) по [68] и к валовому составу континентальной коры (б) по [58] распределения редких и редкоземельных элементов в гранитах батолитов Центрально-Азиатского складчатого пояса.

1-3 – граниты батолитов: 1 – Ангаро-Витимского, 2 – Хангайского, 3 – Хентей-Даурского; 4 – средний состав континентальной коры Китая, по [58], 5 – поле составов пелитов Хангайского и Хентейского прогибов, 6 – островодужные граниты Восточной Камчатки, по [2].

составов гранитоидов с составом как пелитов, так и средней коры вызвано тем, что формирование батолитов происходило за счет анатексиса,

охватывавшего огромные объемы коры и приводившего к усреднению в продуктах плавления всех ее составляющих. На графике для сравнения приведены данные по гранитоидам Камчатки. В отличие от батолитов Центральной Азии они отличаются, прежде всего, более низкими содержаниями большинства несовместимых элементов. Представляется, что эти различия определяются составом протолита, представленного в островных дугах значений субконтинентальной корой островодужного типа. Все это приводит к выводу, что по содержанию рассеянных элементов состав батолитов достаточно полно отражает средний состав коры тех регионов, где они проявлены.

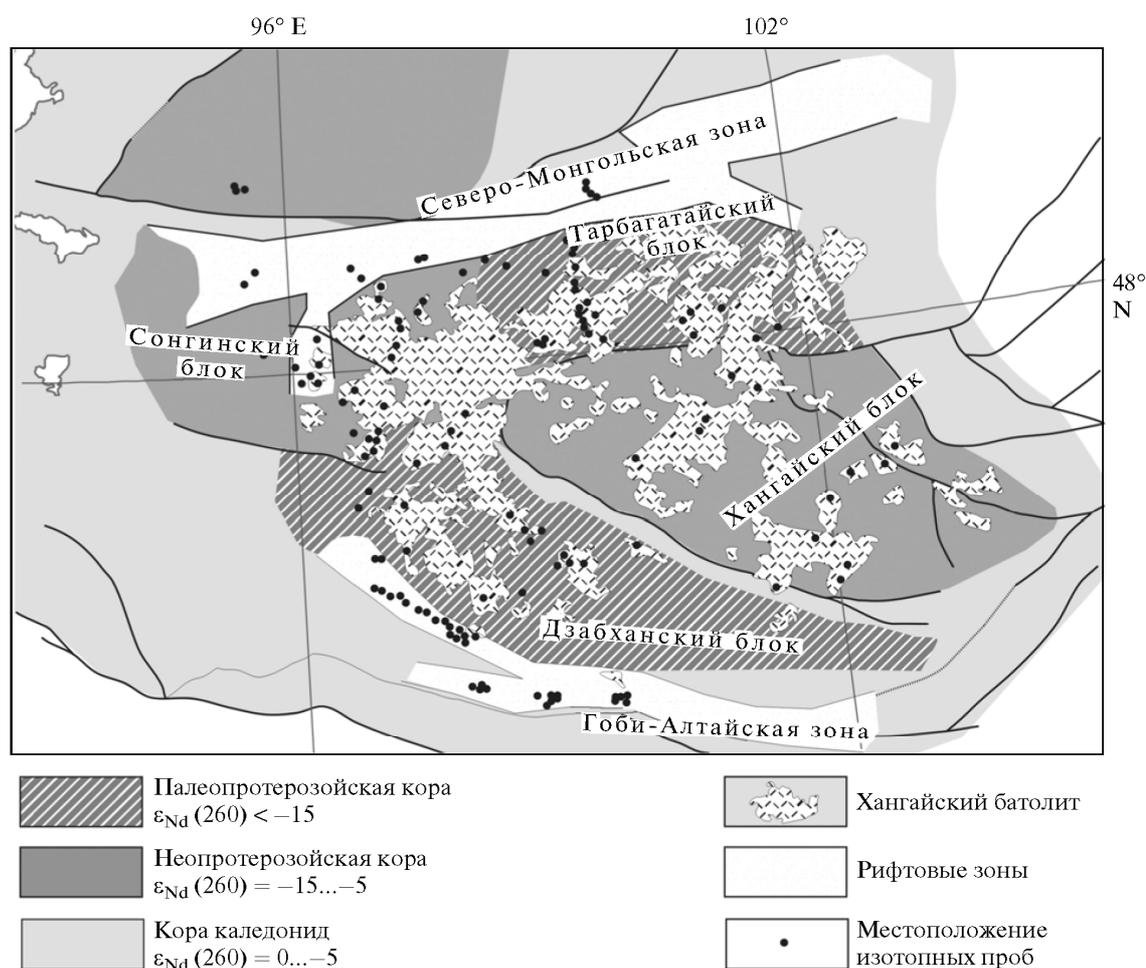


Рис. 11. Схема распределения коры разного изотопного состава в области формирования Хангайского батолита.

Несколько к иному результату приводят данные изучения изотопного состава Nd гранитоидов. Наиболее систематически эти исследования были выполнены в отношении Хангайского батолита и вмещающей его коры. Раму гранитоидов здесь определяют блоки раннедокембрийской (Дзабханский и Тарбагатайский), неопротерозойской (Сонгинский, Хангайский) и каледонской коры (рис. 11). Эти блоки отвечают разнородным Nd-изотопным

коровым провинциям, величины $\epsilon_{Nd}(260)$ в которых варьируют от -15 в блоках с раннепротерозойской корой, до $+1...+2$ в каледонидах (неопубликованные данные авторов).

Несмотря на явные различия коровых протолитов в разных участках Хангайского батолита, составы его анатектических производных (гранитов, риолитов) в явном виде не коррелируются с параметрами вмещающей их коры. Как следует из рис. 12, эти составы варьируют в широком диапазоне – от состава вмещающей коры до состава пород рифтогенных ассоциаций при преобладании гранитоидов, изотопные параметры которых концентрируются в интервале значений $\epsilon_{Nd}(260) = -3...+1$

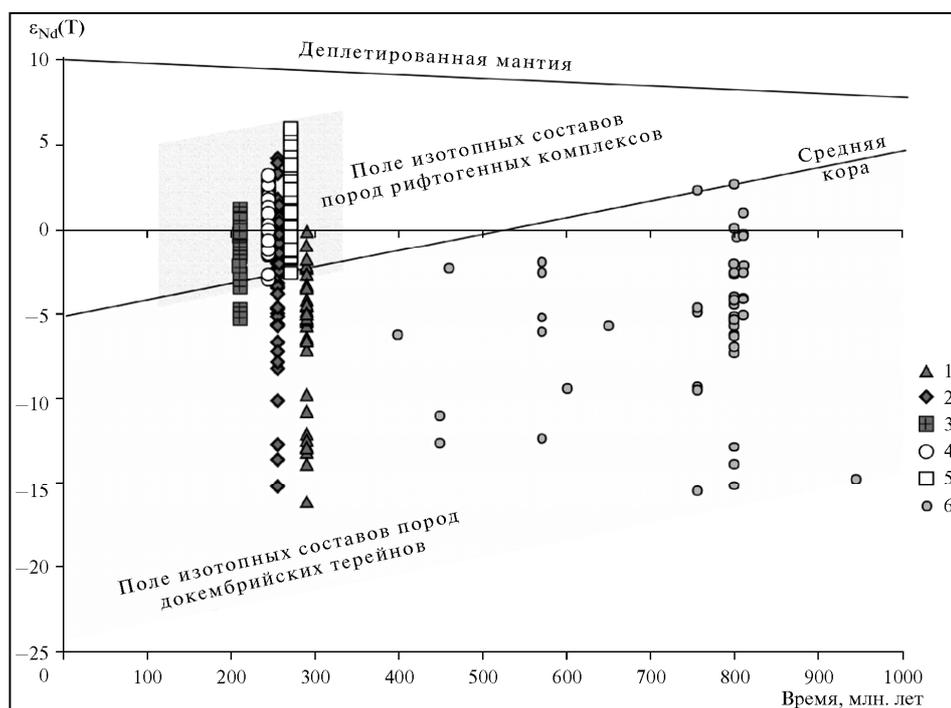


Рис. 12. Диаграмма $\epsilon_{Nd}(T)$ – возраст для гранитоидов батолитов ЦАСП и ассоциирующих с ними пород зон рифтогенного магматизма.

1-3 – породы батолитов: 1 – Ангаро-Витимского, 2 – Хангайского, 3 – Хентей-Даурского, 4-5 – породы рифтовых зон: 4 – Северо-Монгольской, 5 – Гоби-Алтайской, 6 – породы вмещающих толщ.

В блоках раннедокембрийской коры вариации более значительные, при этом наиболее низкие величины $\epsilon_{Nd}(260)$ близки к составу коровых протолитов.

Отмечаемые вариации не могут быть объяснены участием только коровых протолитов в образовании гранитов. В источнике гранитных расплавов присутствовал также другой компонент, который, очевидно, близок к мантийным источникам базитов Северо-Монгольской и Гоби-Алтайской рифтовых зон и базитов синплутонических интрузий ($\epsilon_{Nd}(260) = -3...+3$) внутри батолита. Таким образом, изотопные данные предполагают

участие как корового, так и мантийного компонентов в источнике гранитных расплавов и являются подтверждением вещественного участия плюма в образовании гранитов.

На рисунке 12 приведены данные для других батолитов ЦАРС, которые также свидетельствуют об участии мантийных источников в их образовании. Изотопные составы гранитоидов Ангаро-Витимского батолита (табл. 3) характеризуются отрицательными значениями величины $\epsilon_{Nd}(T) = 0...-8$, соответствующими вариациям модельного Nd-изотопного возраста $T_{Nd}(DM-2st)$ в интервале 1000 - 1700 млн. лет [32]. Такие изотопные характеристики гранитов свидетельствуют об участии в их формировании источников коры "рифейской" изотопной провинции, вмещающей батолит [16, 32], а также ювенильного источника, сопоставимого по составу с базитами рифтовых зон.

Изотопный состав пород Хентей-Даурского батолита ($\epsilon_{Nd}(T) = -4...+2$) (табл. 3) на графиках вида $\epsilon_{Nd}(T)$ – время соответствует полю изотопных составов пород аккреционных призм в каледонидах ЦАСП [17] и, в частности, близок к составу пелитов харинской свиты Хентейского прогиба ($\epsilon_{Nd}(T) = -1...-3$), которая вмещает батолит.

Более высокие, чем в пелитах, значения величины $\epsilon_{Nd}(T)$ гранитов однозначно показывают, что в формировании расплавов наряду с "рифейским" участвовали источники, близкие по составу к источникам рифтогенного магматизма в обрамлении батолита.

Завершая изотопно-геохимическую характеристику пород зональных ареалов ЦАРС, отметим, что их формирование происходило при участии двух групп магматических расплавов – коровых и мантийных. Мантийные магмы определяли состав магматических ассоциаций, прежде всего, рифтовых зон. Источником гранитоидных расплавов служили не только коры местного формирования, как правило, с "рифейскими" или "дорифейскими" Nd-изотопными характеристиками, но и добавки ювенильного мантийного материала, определившие значительные вариации изотопного состава пород.

ГЕОДИНАМИКА ФОРМИРОВАНИЯ ЦАРС

Итак, результатом позднепалеозойской-раннемезозойской внутриплитной активности в пределах Северной Азии стало образование ряда близких по возрасту и крупных по размерам магматических провинций (LIP) – трапповых областей, рифтовых зон и ассоциирующих с ними крупнейших гранитных батолитов. Становление всей этой гигантской области внутриплитного магматизма было связано с перемещениями центров магматизма от края вглубь континента (рис. 13). Подобная миграция связывается с надвиганием палеоконтинента на группу мантийных плюмов Африканского горячего поля мантии [23, 48, 61, 72].

Роль мантийных плюмов в формировании ЦАРС. Внутриплитная магматическая активность в пределах Северной Азии началась в позднем

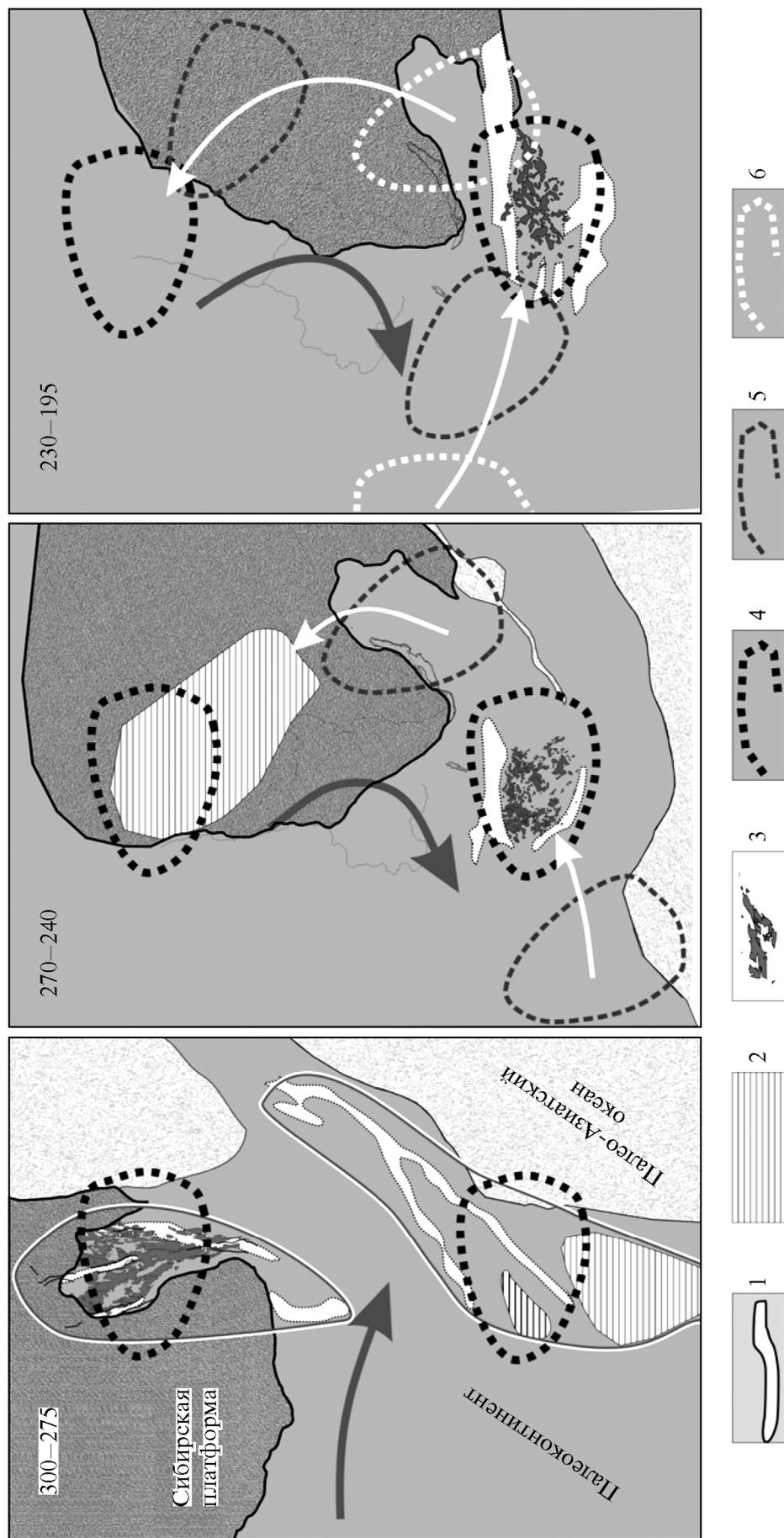


Рис. 13. Схема миграции областей магматизма в процессе формирования рифтовой системы Центральной Азии как результат вращения Сибири над Сибирским и Монгольским мантийными плюмами.
 1 – зоны рифтогенного магматизма; 2 – траппы; 3 – батолиты; 4 – проекция горячей точки мантии (мантийного плюма); 5, 6 – следы горячих точек.
 Темно-серая стрелка – направление движения плиты, белые стрелки – тренды смещения проекции мантийных плюмов.

карбоне, когда в краевой части континента возникли Тарим-Южно-Монгольская провинция и Баргузинский зональный ареал.

Их образование связывается с перекрытием краем Сибирского континента горячих точек мантии (Сибирского и Монгольского мантийных плюмов). Дальнейшее перемещение континента над этими плюмами сопровождалось миграцией центров магматической активности вглубь континента [61]. В результате над Сибирским мантийным плюмом оказалась территория Сибирской платформы, где на рубеже перми и триаса произошли излияния траппов. Со второй половины триаса центры магматизма, скорее всего, были перемещены на шельф арктического бассейна, что согласуется с продолжающимся движением континента. Вслед за [40] мы полагаем, что Сибирский мантийный плюм может быть сопоставлен с современным Исландским плюмом, над которым Сибирский континент дрейфовал в позднем палеозое-раннем мезозое [23, 61].

Монгольский плюм оказал решающее влияние на формирование структуры ЦАРС. Наиболее ранний след плюма (в интервале 317 - 290 млн. лет назад) зафиксирован траппами Тарима и Гоби-Тяньшаньской рифтовой зоной, сформировавшимися вблизи границы Сибирского палеоконтинента с Палеоазиатским океаном (рис. 13). В конце ранней перми (~270 млн. лет) заложились Хангайский зональный магматический ареал, смещенный относительно Гоби-Тяньшаньской зоны вглубь континента примерно на 400 км. Аналогичный по строению Хентей-Даурский зональный магматический ареал возник в позднем триасе примерно в 800 км к востоку от Хангайского ареала. Эти смещения центров магматизма мы связываем с перемещениями литосферной плиты над относительно неподвижным плюмом. Его размеры в соответствии с размерами зональных ареалов превышали 500 × 500 км.

Геодинамика батолитообразования. Условия для образования батолитов в пределах зоны воздействия мантийных плюмов мы связываем со спецификой тектонического режима, доминировавшего на конвергентной границе Сибирского континента [17, 46, 47]. Этот режим определялся региональным стрессом, вызванным субдукцией океанической литосферы под континент, а затем (начиная с поздней перми) коллизией Сибири с Сино-Корейским континентом [48, 55]. По-видимому, эти процессы были здесь преобладающими, поэтому растягивающие усилия реализовывались лишь в зонах крупных разломов сдвигового типа, определивших структурный каркас рифтовой системы.

Источником тепла, обеспечившим коровый анатексис, стали базитовые расплавы мантийных плюмов. Их участие в образовании зональных ареалов и батолитов, в частности, объясняется в рамках модели андерплейтинга, предполагающей внедрение мантийных магм в основание коры, где они вызывали коровый анатексис. Батолиты сопоставимы по размерам, морфологии и объемам (>0,7 - 1 млн. км³), что свидетельствует о соизмеримом вкладе мантийного теплового источника в их образование.

Этот вклад обеспечивало внедрение базитовых расплавов в низы коры в объемах, которые в соответствии с подходом Н.Л. Добрецова [10] могут быть сопоставлены с объемами батолитов. Все это позволяет рассматривать зональные магматические ареалы как эквиваленты крупных изверженных провинций (LIP's).

Появление мантийных плюмов в основании позднепалеозойского Сибирского континента подробно обсуждалось в [23, 48, 61, 72] и связывается с миграцией Сибири над Африканским горячим полем мантии на протяжении всего палеозоя. При этом континент взаимодействовал с рядом мантийных плюмов горячего поля, последовательно перекрывая их при своем движении к северу. О существовании соответствующих горячих точек в Палеоазиатском океане перед фронтом континента свидетельствуют комплексы базальтов OIB-типа, участвующие в строении аккрецированных к континенту герцинских структур [51].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Итак, период позднего палеозоя и раннего мезозоя стал временем широкого проявления внутриплитной активности в Северной Азии, приведшей к образованию ряда крупных изверженных областей разного строения и состава. Среди них наиболее сложно построенной и длительно развивавшейся была Центрально-Азиатская рифтовая система, совместившая в своем строении и развитии как образование Таримских траппов, так и крупных зональных магматических ареалов с батолитовыми ядрами. В интегральном выражении она представляет, прежде всего, крупный (3000 × 600 км) широтно ориентированный пояс рифтовых зон, на западном окончании которого разместилась трапповая провинция, а в центре и на восточном краю расположились батолиты. Формирование рифтовой системы началось в позднем карбоне, происходило в форме закономерной экспансии рифтогенеза вглубь континента и завершилось в ранней юре, охватив временной интервал продолжительностью около 110 млн. лет.

Наиболее специфической особенностью развития этой рифтовой системы стала связь с ней ряда крупнейших батолитов, положение которых определялось внутренним пространством между одновременно формировавшимися рифтовыми зонами. Совместно с последними батолиты формируют зонально построенные магматические ареалы, для строения которых были типичны проявления корового (гранитоидного) магматизма в центре и мантийного (рифтового) в прогибах и грабенах периферических зон. Для гранитоидов батолитов характерны геологические и изотопно-геохимические свидетельства формирования за счет анатексиса вмещающих пород при активном, в том числе, вещественном участии мантийных магм.

Изотопные параметры базитов ($\epsilon_{Nd}(T) = -3...+7$ и $\epsilon_{Sr}(T) = -5...+25$), участвующих в строении зональных ареалов, отражают участие в источнике их расплавов субдукционно измененной верхней мантии DM и обогащенной

мантии типа ЕМШ с модельным изотопным возрастом 1 - 1.2 млрд. лет [23, 46]. Основные породы разных ареалов характеризуются сопоставимыми спектрами распределения несовместимых элементов. По геохимическим и изотопным параметрам они близки для разных магматических областей. Подобное сходство свидетельствует об однородной по составу области мантийного питания плюмов.

Формирование внутриплитных крупных магматических провинций Северной Азии было связано с субдукционным перекрытием активной континентальной окраиной Сибирского палеоконтинента, по меньшей мере, двух мантийных плюмов, зародившихся в океаническом секторе Палеоазиатского океана. В пределах континентальной литосферы мантийные плюмы инициировали активность внутриплитного типа, способствовали возникновению рифтовых расколов и обеспечивали формирование щелочно-базитовых и щелочно-салических ассоциаций. В условиях стрессовых состояний, возникавших при разных типах коллизии в пределах активной окраины, мантийные расплавы не поднимались выше низов коры. Их тепловое воздействие на породы коры вызывало анатексис и, в конечном итоге, определило образование батолитов.

Авторы выражают признательность докт. геол.-мин. наук Изоху А.Э. (ИГиМ СО РАН) за обсуждение и конструктивные предложения.

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы ОНЗ РАН № 10, грантов РФФИ № 11-05-00264, № 11-05-92200 и проекта СО РАН № 87.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. **Альмухамедов А.И., Медведев А.Я., Золотухин В.В.** Вещественная эволюция пермотриасовых базальтов Сибирской платформы во времени и пространстве // Петрология. 2004. Т. 12. № 4. С. 339-353.
2. **Антипин В.С., Перепелов А.Б., Митичкин М.А., Одгэрэл Д.** Геохимические типы и петрогенезис гранитоидов внутриплитных и субдукционных геодинамических обстановок (на примере фанерозойских гранитоидов Сибири, Монголии, Камчатки) // Материалы X Всероссийского петрографического совещания "Петрография XX! века". Апатиты. 2005. Т. 2. С. 18-20.
3. **Аракелянц М.М., Поляков Г.В., Изох А.Э., Кривенко А.П.** Новые данные о возрасте габбро-монцодиоритовой формации Монголии // Докл. АН СССР. Т. 305. № 3. 1989. С. 690-694.
4. **Берзина А.П., Сотников В.И.** Особенности формирования Cu-Mo-порфирового магматического центра Эрденетуин-Обо (Северная Монголия) в области влияния пермо-триасового плюма // Геология и геофизика. 2007. Т. 48. № 2. С. 185-203.
5. **Берзина А.П., Гимон В.О., Николаева И.В и др.** Базиты полихронного магматического центра с Cu-Mo-порфировым месторождением Эрдэнэтуин-Обо (Северная Монголия): петрогеохимия, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ геохронология, геодинамическая позиция, связь с рудообразованием // Геология и геофизика. 2009. Т. 50. № 10. С. 1077-1094.
6. **Борисенко А.С., Сотников В.И., Изох А.Э. и др.** Пермо-триасовое оруденение Азии и его связь с проявлением плюмового магматизма // Геология и геофизика.

2006. Т. 47. № 1. С. 166-182.
7. **Воронцов А.А., Ярмолюк В.В., Байкин Д.Н.** Строение и состав раннемезозойской вулканической серии Цаган-Хуртейского грабена (Западное Забайкалье): геологические, геохимические и изотопные данные // *Геохимия*. 2004. № 11. С. 1186-1202.
 8. **Геология Монгольской Народной Республики.** М.: Недра, 1973. Т. 2. 751 с.
 9. **Гордиенко И.В., Андреев Г.В., Кузнецов А.Н.** Магматические формации палеозоя Саяно-Байкальской горной области. М.: Наука, 1978. 220 с.
 10. **Добрецов Н.Л.** Крупнейшие магматические провинции Азии (250 млн. лет): сибирские и эмейшаньские траппы (платобазальты) и ассоциирующие гранитоиды // *Геология и геофизика*. 2005. Т. 46. № 9. С. 870-890.
 11. **Добрецов Н.Л., Борисенко А.С., Изох А.Э., Жмодик С.М.** Термохимическая модель мантийных плюмов Евразии как основа для выявления закономерностей формирования и прогноза месторождений благородных, цветных и редких металлов // *Геология и геофизика*. 2010. № 9. С. 1159-1187.
 12. **Дорошкевич А.Г., Рипп Г.С., Избродин И.А.** Щелочные породы Витимской провинции (Западное Забайкалье) этапы, условия формирования, источники вещества // *Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса: от океана к континенту*. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2011. Вып. 9. С. 81-83.
 13. **Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Коваленко В.И. и др.** Структурно-магматическая зональность и металлогения западной части Тихоокеанского пояса // *Геотектоника*. 1973. № 5. С. 3-21.
 14. **Изох А.Э., Поляков Г.В., Аношин Г.Н., Голованова Н.П.** Геохимия элементов группы платины в Номгонском троктолит-анортозит-габбровом массиве // *Геохимия*. 1991. № 10. С. 1398-1405.
 15. **Изох А.Э., Вишневский А.В., Поляков Г.В., Шелепаев Р.А.** Возрастные рубежи пикритового и пикродолеритового-го магматизма Западной Монголии // *Геология и геофизика*. 2011. Т. 52. № 1. С. 10-31.
 16. **Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Ковач В.П. и др.** Источники фанерозойских гранитоидов Центральной Азии: Sm-Nd изотопные данные // *Геохимия*. 1996. № 8. С. 14-30.
 17. **Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Сальникова Е.Б. и др.** Источники магматических пород и происхождение раннемезозойского тектономагматического ареала Монголо-Забайкальской магматической области: 2. Петрология и геохимия // *Петрология*. 2003. Т. 11. № 3. С. 227-254.
 18. **Коваль П.В.** Региональный геохимический анализ гранитоидов. Новосибирск: НИЦ ОИИГМ, 1998. 487 с.
 19. **Ковач В.П., Сальникова Е.Б., Рыцк Е.Ю. и др.** Длительность формирования Ангаро-Витимского батолита: результаты U-Pb геохронологических исследований // *Докл. АН*. 2012 (в печати).
 20. **Козаков И.К., Ковач В.П., Бибилова Е.В. и др.** Возраст и источники гранитоидов зоны сочленения каледонид и герцинид Юго-Западной Монголии: геодинамические следствия // *Петрология*. 2007. Т. 15. № 2. С. 133-159.
 21. **Козловский А.М., Ярмолюк В.В., Саватенков В.М., Ковач В.П.** Состав и источники базальтоидов и андезитов позднепалеозойской Гоби-Тяньшаньской рифтовой зоны (хр. Ноен и Тост, Южная Монголия): изотопные (Sr, Nd, O) и геохимические данные // *Петрология*. 2006. Т. 14. № 4. С. 358-389.
 22. **Козловский А.М., Ярмолюк В.В., Травин А.В. и др.** Этапы и закономерности проявления позднепалеозойского анорогенного магматизма в герцинидах Южной

- Монголии // Докл. АН. 2012 (в печати).
23. **Кузьмин М.И., Ярмолюк В.В., Кравчинский В.А.** Фанерозойский внутриплитный магматизм Северной Азии: абсолютные палеогеографические реконструкции африканской низкоскоростной мантийной провинцией // Геотектоника. 2011. Т. 45. № 6. С. 3-23.
 24. **Литвиновский Б.А., Занвилевич А.Н., Алакшин А.М., Подладчиков Ю.Ю.** Ангаро-Витимский батолит – крупнейший гранитоидный плутон. Новосибирск: Наука, 1992. 141 с.
 25. **Литвиновский Б.А., Ярмолюк В.В., Воронцов А.А.** и др. Позднетриасовый этап формирования Монголо-Забайкальской щелочно-гранитоидной провинции: данные изотопно-геохимических исследований // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. № 3. С. 445-456.
 26. **Лыхин Д.А., Коваленко В.И., Ярмолюк В.В.** и др. Изотопно-геохимические параметры и источники бериллиеносных гранитоидов и других пород на примере Ермаковского месторождения (Западное Забайкалье, Россия) // Геология рудн. месторождений. 2010. Т. 52. № 4. С. 321-336.
 27. **Мезозойская и кайнозойская тектоника и магматизм Монголии.** М.: Наука, 1975. 305 с.
 28. **Моссаковский А.А.** Орогенные структуры и вулканизм палеозой Евразии. М.: Наука. 1975. 321 с.
 29. **Покровский Б.Г., Жидков А.Я.** Источники вещества ультракалиевых щелочных пород Сыннырского и Южно-Сакунского массивов Забайкалья по изотопным данным // Петрология. 1993. Т. 1. № 2. С. 195-204.
 30. **Поляков Г.В., Изох А.Э., Борисенко А.С.** Пермский ультрабазит-базитовый магматизм и сопутствующее Cu-Fe-оруденение Гоби-Тяньшаньского пояса как результат Таримского плюма // Геология и геофизика. 2008. Т. 49. № 7. С. 605-620.
 31. **Рипп Г.С., Владыкин Н.В., Дорошкевич А.Г., Сотникова И.А.** Акитский массив щелочных пород и ассоциирующее с ним оруденение // Глубинный магматизм, его источники и плюмы. Мирный - Иркутск: ИГХ СО РАН, 2006. С. 285-304.
 32. **Рыцк Е.Ю., Ковач В.П., Ярмолюк В.В.** и др. Изотопная структура и эволюция коры Восточно-Забайкальского сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса // Геотектоника. 2011. № 5. С. 17-51.
 33. **Сотникова И.А., Владыкин Н.В.** Петрогеохимические и минералогические особенности редкометалльных массивов Сев. Прибайкалья // Известия Сибирского отделения секции наук о Земле РАЕН. Геология, поиски и разведка рудных месторождений. Иркутск: Изд-во ИргТУ, 2009. № 9. С. 100-110.
 34. **Сугоракова А.М., Ярмолюк В.В., Лебедев В.И., Лыхин Д.А.** Позднепалеозойский щелочно-гранитоидный магматизм Тувы и его связь с внутриплитной активностью в пределах Сибирского палеоконтинента // Докл. АН. 2011. Т. 439. № 5. С. 641-647.
 35. **Тектоника Монгольской Народной Республики.** М.: Наука, 1974. 284 с.
 36. **Турутанов Е.Х., Степаненко А.В.** Глубинная геометрия Хэнтэйского гранитоидного батолита (Монголия) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса: от океана к континенту. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2008. Т. 2. Вып. 6. С. 134-135.
 37. **Турутанов Е.Х., Гребенщикова В.И., Носков Д.А.** Форма и размеры Ангаро-Витимского батолита // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса: от океана к континенту. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2006. Т. 2. Вып. 4. С. 183-187.
 38. **Турутанов Е.Х., Гребенщикова В.И., Оглоблин Р.В.** Глубинная структура и геохимия пород Хангайского гранитоидного батолита Монголия // Геодинамическая

- эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса: от океана к континенту. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2007. Т. 2. Вып. 5. С. 133-135.
39. **Федорова М.Е.** Геологическое положение и петрология гранитоидов Хангайского батолита. М.: Наука, 1977. 150 с.
 40. **Харин Г.С.** Импульсы магматизма Исландского плюма // Петрология. 2000. Т. 8. № 2. С. 115-130.
 41. **Цзян Ч., Ли Ю., Чжан П., Шуфен Е.** Петрогенезис пермских базальтов Западной окраины Таримской впадины (Китай) // Геология и геофизика. 2006. Т. 47. № 2. С. 232-241.
 42. **Цыганков А.А., Матуков Д.И., Бережная Н.Г. и др.** Источники магм и этапы становления позднепалеозойских гранитоидов Западного Забайкалья // Геология и геофизика. 2007. Т. 48. № 1. С. 156-180.
 43. **Цыганков А.А., Литвиновский Б.А., Джань Б.М. и др.** Последовательность магматических событий на позд-непалеозойском этапе магматизма Забайкалья (результаты U-Pb изотопного датирования) // Геология и геофизика. 2010. № 9. С. 1249-1276.
 44. **Ярмолюк В.В.** Позднепалеозойский вулканизм континентальных рифтогенных структур Центральной Азии. М.: Наука, 1983. 198 с.
 45. **Ярмолюк В.В., Коваленко В.И.** Рифтогенный магматизм активных континентальных окраин и его рудоносность. М.: Наука, 1991. 263 с.
 46. **Ярмолюк В.В., Коваленко В.И.** Глубинная геодинамика, мантийные плюмы и их роль в формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса // Петрология. 2003а. Т. 11. № 6. С. 556-586.
 47. **Ярмолюк В.В., Коваленко В.И.** Батолиты и геодинамика батолитообразования в Центрально-Азиатском складчатом поясе // Геология и геофизика. 2003б. Т. 44. № 12. С. 1260-1274.
 48. **Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Кузьмин М.И.** Северо-Азиатский суперплюм в фанерозое: магматизм и глубинная геодинамика // Геотектоника. 2000. № 5. С. 3-29. 46.
 49. **Ярмолюк В.В., Литвиновский Б.А., Коваленко В.И. и др.** Этапы формирования и источники щелочно-гранитоидного магматизма Северо-Монгольского-Забайкальского рифтового пояса в перми и триасе // Петрология. 2001. Т. 9. № 4. С. 350-380.
 50. **Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Сальникова Е.Б. и др.** Тектоно-магматическая зональность, источники магматических пород и геодинамика раннемезозойской Монголо-Забайкальской области // Геотектоника. 2002. № 4. С. 42-63.
 51. **Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Сальникова Е.Б. и др.** Геохронология магматических пород и специфика формирования позднепалеозойской Южно-Монгольской активной континентальной окраины Сибирского континента // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2008. Т. 16. № 2. С. 59-80.
 52. **Ярмолюк В.В., Лыхин Д.А., Шурига Т.Н. и др.** Возраст, состав пород, руд и геологическое положение бериллиевого месторождения Снежное: к обоснованию позднепалеозойской Восточно-Саянской редкометальной зоны (Россия) // Геология рудн. месторождений. 2011а. Т. 53. № 5. С. 438-450.
 53. **Ярмолюк В.В., Козловский А.М., Сальникова Е.Б. и др.** Возраст гранитоидов Хангайского батолита и проблема длительности формирования крупнейших батолитов Азии // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса: от океана к континенту. Иркутск. ИЗК СО РАН, 2011б. Вып. 9. С. 261-263.
 54. **Condie K.C.** Mantle plumes and their record in Earth history. Cambridge: Cambridge

- University Press, 2001. 305 p.
55. **Dergunov A.B., Kovalenko V.V., Ruzhentsev S.V., Yarmolyuk V.V.** Tectonics, Magmatism, and Metallogeny of Mongolia. London and New York: Routledge. Taylor and Francis Group, 2001. 288 p.
 56. **Fedorenko V.A.** Results of new field and geochemical studies of the volcanic and intrusive rocks of the Maymecha-Kotuy area, Siberian flood basalt province, Russia // *Intern. Geology Rev.* 1997. V. 39. P. 479-553.
 57. **Fedorenko V.A., Lichtfoot P.C., Naldrett A.J. et al.** Pedogenesis of the flood-basalt sequence of Norilsk, North Central Siberia // *Intern. Geology Rev.* 1996. V. 38. P. 99-135. 55.
 58. **Gao Sh., Luo T.-C., Zhang B.-R. et al.** Chemical composition of the continental crust as revealed by studies in East China // *Geoch. Cosmoch. Acta.* 1998. V. 62. № 11. P. 1959-1975.
 59. **Han B.-f., Wang S.-g., Jahn B.-m. et al.** Depleted-mantle source for the Ulungur River A-type granites from North Xinjiang, China: geochemistry and Nd-Sr isotopic evidence, and implications for Phanerozoic crustal growth // *Chemical Geology.* 1997. V. 138. P. 135-159.
 60. **Jahn B.M., Litvinovsky B.A., Zanzilevich A.N., Reichow M.** Peralkaline granitoid magmatism in the Mongolian-Trans-baikalian Belt: Evolution, petrogenesis and tectonic significance // *Lithos.* 2009. V. 113. P. 521-539.
 61. **Kuzmin M.I., Yarmolyuk V.V., Kravchinsky V.A.** Phanerozoic hot spot traces and paleogeographic reconstructions of the Siberian continent based on interaction with the African large low shear velocity province // *Earth Sci. Rev.* 2010. V. 102. № 1-2. P. 29-59.
 62. **Li Z.L., Yang S.F., Li Z.L., Yang S.F. et al.** Chronology and geochemistry of Taxinan basalts from the Tarim basin: evidence for Permian plume magmatism // *Acta Petrologica Sinica.* 2008. V. 24. № 5. P. 959-970.
 63. **Litvinovsky B.A., Tsygankov A.A., Jahn B.M. et al.** Origin and evolution of overlapping calc-alkaline and alkaline magmas: The Late Palaeozoic post-collisional igneous province of Transbaikalia (Russia) // *Lithos.* 2011. V. 125. P. 845-874.
 64. **Mao J.W., Pirajno F., Zhang Z.H. et al.** A review of the Cu-Ni sulphide deposits in the Chinese Tianshan and Altay orogens (Xinjiang Autonomous Region, NW China): Principal characteristics and ore-forming processes // *J. Asian Earth Sci.* 2008. V. 32. P. 184-203.
 65. **Maruyama S., Santosh M., Zhao D.** Superplume, supercontinent, and postperovskite: mantle dynamics and anti-plate tectonics of the core-mantle boundary // *Gondwana Res.* 2007. V. 11. № 1-2. P. 7-37.
 66. **Pirajno F., Jingwen M., Zhaochong Z. et al.** The association of mafic-ultramafic intrusions and A-type magmatism in the Tian Shan and Altay orogens, NW China: implications for geodynamic evolution and potential for the discovery of new ore deposits // *J. Asian Earth Sci.* 2008. V. 32. P. 1165-183.
 67. **Reichow M.K., Pringle M.S., Al'Mukhamedov A.I. et al.** The timing and extent of the eruption of the Siberian Traps large igneous province: implications for the end-Permian environmental crisis // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2009. V. 277. P. 9-20.
 68. **Sun S.-s., McDonough W.F.** Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Eds. Saunders A.D., Narry M.J. *Magmatism in the Ocean Basins.* Geological Society Special Publication. 1989. № 42. P. 313-345.
 69. **Takahashi Y., Arakawa Y., Oyungereis., Naito K.** Geochronological data of granitoids in the Bayankhongor area, central Mongolia // *Bull. Geol. Soc. Japan.* 2000. V. 51. P. 167-174.

70. **Wang Sh., Han B.** Geochemistry and tectonic significance of alkali granites along Ulungur River, Xingan // *Scientia Geologica Sinica*. 1994. V 29. № 4. P. 373-383.
71. **Yarmolyuk V.V., Kovalenko V.I., Kozlovsky A.M. et al.** Crust-forming processes in the Hercynides of the Central Asian Foldbelt // *Petrology*. 2008. V. 16. №. 7. P. 679-709.
72. **Yarmolyuk V.V., Kuzmin M.I.** Rifting and silicic large igneous provinces of the Late Paleozoic – Early Mesozoic in the Central Asia // *Published on Large Igneous Provinces Commission*. December 2011 LIP of the Month ([http:// www.largeigneousprovinces.org](http://www.largeigneousprovinces.org)).
73. **Yu X., lang Sh-F., Chen H-L. et al.** Permian flood basalts from the Tarim Basin, Northwest China: SHRIMP zircon U-Pb dating and geochemical characteristics // *Gondwana Res*. 2011. V. 20. P. 485-497.
74. **Yuen D.A., Maruyama S.H., Karato S.I., Windley E.F.** Superplumes: beyond plate tectonics. New York: Springer, 2007. 569 p.
75. **Zhong C.L., Li Z.X., Li Z.H. et al.** A Permian layered intrusive complex in the Western Tarim block, Northwestern China: product of a Ca. 275 Ma mantle plume? // *J. Geology*. 2008. V. 116. P. 269-287.
76. **Zhou M.-F., Zhao J.-H., Jiang Ch.-Y. et al.** OIB-like, heterogeneous mantle sources of Permian basaltic magmatism in the western Tarim Basin, NW China: Implications for a possible Permian igneous province // *Lithos*. 2009. V. 113. P. 583-594.

ФУНДАМЕНТАЛЬНЫЕ ПРОБЛЕМЫ РАЗВИТИЯ ЗЕМЛИ. ПРИРОДА СЛОЯ D''

Пушкарев Ю.Д.

Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург,

Эта статья представляет собой обобщенную выжимку из результатов полученных по трем последовательным грантам РФФИ: 04-05-64462-а (2004-2006), 07-05-00527-а (2007-2009) и текущий 12-05-00523-а, (2012-2014), посвященным изучению особенностей развития Земли отличного от традиционного. Такой подход опирается не на обобщение данных по мантийным магматическим породам, а использует более редкий материал в виде вынесенных с разных глубин ксенолитов мантийного субстрата с обоснованием достоверности аналитической информации не нарушенной химической подготовкой образцов к ее получению. В итоге возникли две сосуществующие принципиально разные концепции планетарного развития.

Одна (разработка и публикации Ю.А. Костицына, 2004 - 2012) допускает исключительно высокое перемешивание вещества в мантии по всему объему якобы проявляющееся в высоко эффективном усреднении источников вещества мантийных магматических пород. Другая, предполагает в значительной степени кажущийся характер интенсивности такого процесса и его относительно умеренный масштаб, основана на изучении ксенолитов собственно исходного мантийного субстрата (в частности настоящая работа). Соотношение в представительности фактического материала таких подходов в чем-то отражается предельно ограниченной сохранностью пород первого мегаэтапа развития в 0,5 млрд лет по сравнению с последующей историей планетарной эволюции.

Принципиально важно понять, что Земля не могла терять элементы тяжелее гелия после полного образования. Вероятней всего, если она их все же потеряла, то это, скорее всего, произошло в процессе роста, поскольку по достижению современного размера эффективные потери были уже невозможны. Таким образом, либо их не было на ее орбите с самого начала, поскольку, они при планетообразовании изначально распределились неравномерно по радиусу от Солнца, либо исходное субхондритовое вещество уже продифференцировало, потеряв их до интенсивного планетообразования.

Одновременно существует очень важный практически неосознанный и никем неоговариваемый компонент обсуждаемой проблемы. При температурах современных мантийных расплавов даже более 1000 °С,

интенсивно поступающих по планетарным разломам и сосуществующих на поверхности с на два порядка более холодным водным океаном, определение таких же палеотемператур магматических пород первого мегаэтапа экзогенной природы развития не несет никакой информации о физическом состоянии Земли в целом при ее образовании. Была ли она когда-либо полностью расплавленной или нет, до сих пор остается совершенно неясным.

В целом эта статья посвящена краткому обсуждению тех процессов, которые могли происходить в первые 500 млн лет, в течение первого мегаэтапа развития преимущественно экзогенной активности, результаты проявления которого до сих пор до конца не известны и как одной из наиболее интересных и актуальных проблем этого ранга – проблеме скорее всего более позднего происхождения слоя D⁴. Кстати его сохранность одно и свидетельств ограничения во всеобщем перемешивании мантийного вещества.

Однако прежде чем перейти к изложению сути материала, выявленного на основе исследования мантийных ксенолитов, перечислим наиболее актуальные геодинамические проблемы, в решении которых до сих пор много неясного, и которые далеки от завершенияокончания, несмотря более чем на полувековую возможность изучать их на изотопном уровне.

Начать такой список следует с самой главной проблемы в формировании Земли. **До конца так и неясно была ли она вначале полностью расплавлена и, если была, то где в это время находилась океаническая вода и как она могла на ней сохраниться?**

Другая геодинамическая проблема, не уступающая первой по масштабу и значимости, сводится к ответу на вопрос, **каков же все-таки исходный состав Земли и каково ее исходное строение. Это был однородный хондритовый (CHUR) или гетерогенный уже обедненный резервуар (HDR)?**

Существует серия других актуальных геодинамических проблем, окончательное, решение которых вероятней всего потребует еще немало времени. Ниже перечислены наиболее интересные из них.

Как и когда возникло твердое металлическое ядро в центре планеты? Это ядро - протопланетный зародыш и оно твердое изначально или это продукт частичной кристаллизации ядра жидкого, выплавившегося из мантии и опустившегося вниз?

Почему внешнее ядро жидкое? Какова природа его разогрева и обособления? Что если слой D² – это все же не образование, опустившееся снаружи как в модели И.Н. Толстихина и Э. Хофмана, а преимущественно силикатный компонент, отделяющийся изнутри при кристаллизации жидкого ядра? И об этом свидетельствует феноменально несферическая верхняя граница слоя D²?

Какова общая энергетика планетарного развития? Откуда берется наблюдаемый разогрев недр и какова его природа? Когда пройден максимум

этого процесса или кульминационный эндогенный разогрев еще впереди? Реальна ли температура, иногда приписываемая веществу ядра на границе с мантией, которая якобы может быть перегрета там еще чуть ли не на 1000 °С и, если реальна, то в чем природа такого перегрева?

Что означает и какова природа давно зафиксированного дефицита таких элементов как К, Rb и изотопов ^{36}Ar , ^{204}Pb ? Чем обусловлен их дефицит относительно хондритов? Что означает начальный изотопный состав мантийного вещества $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0=0,703$, а не 0,780, как это должно было бы возникнуть на Земле при исходном среднем хондритовом составе? Чем обусловлено столь низкое отношение Rb/Sr в мантии дефицитом Rb или избытком Sr? Эта особенность возникла изначально при образовании планеты или это результат ее эволюции? Какова природа дефицита Rb идентична ли она дефициту К?

Когда и в каком виде на Землю попала вода? Когда она сформировала океан? Т. е., когда температура на поверхности стала преимущественно меньше температуры интенсивного кипения и испарения воды около 100 °С - 120 °С? И это при том, что температура мантийных магматических расплавов в крупных разломах даже сегодня превышает 1000 °С. Однако общий современный разогрев Земли не может обеспечить полного испарения океана.

И, наконец, еще одна из важнейших особенностей эволюции Земли – специфика первого мегаэтапа развития экзогенная, определяемая практически всего первым полумиллиардом лет. Соответствующая проблема сводится к следующему - к началу эндогенной геодинамической активности и планетарной дифференциации все четыре главных резервуара: «протокора с океаном - мантия - ядро жидкое и ядро твердое» уже возникли или их еще не было? Не исключено, что если бы Земля умерла к 4 млрд. лет назад все эти резервуары уже существовали. Знание о таком исходном состоянии для расшифровки природы эндогенной эволюции очень важно, но оно продолжает оставаться весьма неопределенным.

В итоге современные представления о природе исходной Земли определяют две взаимоисключающих модели ее развития: модель изначально расплавленной однородной Земли и модель гетерогенной аккреции.

МОДЕЛЬ ИЗНАЧАЛЬНО РАСПЛАВЛЕННОЙ ГОМОГЕННОЙ ЗЕМЛИ.

Соответственно этой модели хондритовая Земля подверглась соударению с Луной, полностью расплавилась и в результате такого плавления сразу продифференцировалась. Где, когда и при какой температуре на нее сел водный океан неизвестно, как неизвестно, возможно ли это не с самого начала и на расплавленную Землю. Ну а после такого общепланетарного плавления все главные резервуары должны были сформироваться при кристаллизации. Однако ситуация близкая к

аналогичному разделению вещества и формированию тех же резервуаров могла возникнуть и при отсутствии полного плавления.

МОДЕЛЬ ГЕТЕРОГЕННОЙ АККРЕЦИИ.

Никакого полного планетарного плавления не было. С самого начала на поверхности был водный океан и сильное плавление на глубине аналогичное современному. При этом по ходу гетерогенной аккреции Земли происходило раннее формирование всех четырех главных планетарных резервуаров, т. е. они возникли на первом мегаэтапе, но только экзогенном.

Дальнейшая часть этой работы представляет собой компилятивную выжимку из результатов и предварительных публикаций за последнее пятилетие. Весь текст сформулирован автором. При этом в обсуждении материала принимали участие разные соисполнители. Соответствующие статьи с их соавторством сданы в печать. Однако не исключена незавершенность опубликования этих работ по причине болезни исключающей дальнейшую творческую активность руководителя. Выражая сердечную благодарность соисполнителям за соучастие в исследованиях, следует подчеркнуть их право на использование при необходимости приводимого здесь фактического материала, интерпретация которого целиком излагается в независимой форме. Ниже приводится характеристика вклада соисполнителей и объем выполненной ими работы без исключения участия в обсуждении полученных результатов и права на их использование.

Дело в том, что, как уже было отмечено, по настоящее время характер начального развития Земли окончательно так и не определен. Их два взаимоисключающих варианта. Один – полное плавление Земли и соответственно одновременная с ним ее дифференциация. Другой вариант – в том, что преимущественно поверхностная температура не превышала 100 °С в начале планетообразования, поскольку вода была представлена океаном, а внутренняя температура в разломах на его дне и на континентах могла достигать и даже несколько превышать 1000 °С, точно так же как это наблюдается до сих пор на дне Атлантики и в вулканах на островах по краям континентов.

Что же все-таки выглядит реальностью без понимания механизма потерь.

К сожалению, детальное изучение и понимание интенсивности природы планетарной активности в первые 0,5 млрд лет, а также ее следствий в виде дифференциации земного вещества сильно ослаблено.

Строго говоря, до решения таких вопросов трудно понять, какие главные резервуары Земли существовали к началу эндогенных мегациклов. Это очень важный компонент начальной эволюции Земли для понимания планетарных особенностей ее развития на первом этапе.

Наиболее сильный аргумент противоречащий хондритовой модели состоит в непригодности U/Pb отношения в мантии, которое во всем

доступном для изучения мантийном веществе абсолютно не соответствует низкому хондритовому соотношению U и Pb, превышая его как минимум на порядок. Содержания и соотношения других элементов противоречат хондритовой модели - CHUR не в меньшей мере. Важнейшим из них является современный изотопный состав мантийного стронция, который несопоставимо беднее радиогенным изотопом (0,703 - 0,705), чем хондритовое вещество (0,720 - 0,800).

Есть еще одно экспериментально выявленное обстоятельство. Дело в том, что U-Pb изотопная систематика нашей планеты с самого начала противоречит исходному хондритовому соотношению U/Pb для Земли в целом, близкому к 1. Однако такое несоответствие U-Pb системы согласуется с нехондритовым исходным составом Rb-Sr и Sm-Nd изотопных систем. И подобное общее несоответствие сильно противоречит широко принятой хондритовой модели.

В порядке проверки такого утверждения нами тщательно проанализировано отношение U/Pb в веществе, выносимом к поверхности в виде мантийных ксенолитов, представляющих по составу главное мантийное вещество в сибирском интрузиве основного и ультраосновного состава. Оказалось, что по изотопным характеристикам свинца такое вещество также соответствует главному мантийному резервуару, попадающему в Pb-Pb изотопных координатах практически на пересечение линии развития мантийного свинца с геохроной. Такое соответствие очень хорошо согласуется с представлениями о том, что главный мантийный резервуар не имеет к неизменным хондритам никакого отношения, но практически с самого рождения Земли развивается в резервуаре, в котором отношение U/Pb на порядок превосходит таковое в CHUR.

С развитием сейсмической томографии и выявлением на границе жидкого ядра и мантии слоя с особыми физическими свойствами (слой D'') одной из наиболее актуальных проблем современной геологии стало выяснение его природы. На этот слой с переменной мощностью до 300 км. приходится около 3 % массы Земли. Хотя он нередко интерпретируется как часть нижней мантии, есть основания полагать, что по химическому и по изотопному составу слой D'' может отличаться от перекрывающего его мантийного вещества. Среди специалистов обсуждаются две гипотезы: (1) вещество слоя D'' - было растворено в жидком ядре, отфракционировало, обособилось и всплыло при его кристаллизации [11], (2) слой D'' - представляет собой многокомпонентное вещество, возникшее на поверхности Земли в самом начале ее развития (за счет смешения протокрысы с космическим материалом) и погрузившееся на границу ядро-мантия [19].

Технические неполадки с масс-спектрометром в свое время не позволили завершить определение изотопных составов свинца в железных метеоритах с повышенными концентрациями Th и U. Тем не менее, это не повлияло на результаты по проекту в целом, поскольку удалось найти

литературные данные по составу акцессорных фосфатов в таких метеоритах, которые дополняют наши материалы и определенно указывают на присутствие в жидком ядре до его кристаллизации литофильных элементов. Вместе с тем выяснилось, что литофильные элементы, как и содержащие их акцессорные минералы, распределены в железных метеоритах крайне неравномерно, а само железо как минеральная фаза стерильно в отношении каких либо примесей. Соответственно для корректной оценки валовых концентраций таких элементов необходимы более представительные пробы по сравнению с теми, которые были использованы для анализа методом ICP.

Выполнявшиеся проекты предполагали поиски изотопных эффектов, которые должны были бы возникнуть за счет отторжения избыточных элементов при кристаллизации жидкого ядра в слой D" и которые можно было бы связать с участием вещества этого слоя в формировании тех или иных мантийных магматических производных. Однако для того, чтобы определить, в каких изотопных системах следует ожидать соответствующие эффекты, необходимо было выяснить, какие элементы при кристаллизации ядра, став избыточными, могут быть отторгнуты в подошвенную часть нижней мантии. Для этого в свою очередь нужно было узнать, какие редкие и рассеянные литофильные элементы могли бы быть растворены в жидком ядре до его кристаллизации. Безусловно, при таком анализе интерес представляли только те высокотемпературные элементы (REE, Th, U, Hf и др.), которые не терялись вследствие повышенной летучести при аккреции и которые используются в геохимии радиогенных изотопов.

До сих пор соотношение таких элементов в силикатной оболочке Земли или, что - то же, в примитивной мантии (PM), априорно отождествлялось с хондритовым, что постулировало полную стерильность ядра по содержанию REE и любых других редких и рассеянных литофильных элементов. Проверяемая же гипотеза полагает, что подобное допущение некорректно и что обособление жидкого ядра происходило посредством выплавления наиболее низкотемпературной эвтектической составляющей протопланетного вещества, в которую по геохимическим законам должны были входить редкие и рассеянные литофильные элементы на первом экзогенном мегаэтапе развития.

Соответственно изложенному методической основой этой работы стали идентификация вещества PM в мантийных ксенолитах и выявление в нем дефицита таких элементов относительно хондритов. Определив концентрации нелетучих высокотемпературных элементов в примитивной мантии и пользуясь принципом соблюдения баланса при разделении протопланетного вещества на примитивную мантию и комплементарное ядро, можно понять, какие литофильные элементы ушли в жидкое ядро. За время выполнения проекта среди 58 мантийных ксенолитов удалось идентифицировать разновидности, соответствующие PM по соотношению главных породообразующих элементов. При этом наиболее существенным

результатом стало выявление в таких ксенолитах дефицита легких REE (относительно хондритов) и полное соответствие изотопного состава Nd таковому в источнике MORB.

Отсюда следовало, что вопреки традиционным представлениям дефицит легких REE в источнике MORB не связан с корообразованием, а отражает первичное свойство силикатной оболочки Земли, которое либо обусловлено уходом LREE в комплиментарное ей ядро, либо отражает неоднородность солнечной небулы по распределению редкоземельных элементов. Однако в ходе обсуждения полученных результатов выяснилась необходимость проверить, не подверглось ли вещество РМ в исследованных ксенолитах слабому парциальному плавлению, которое в начальной стадии практически не влияет на содержание главных элементов, но способно вызвать существенное обеднение по редким и рассеянным элементам. Кроме того, нужно было выяснить, не являются ли петрохимические характеристики ксенолитов, соответствующих РМ по главным элементам, случайным результатом метасоматического обогащения ранее обедненного мантийного вещества. В связи с этим значительные усилия при выполнении этой работы были направлены на обоснование геохимической замкнутости вещества РМ в мантийных ксенолитах с момента образования.

1. ИДЕНТИФИКАЦИЯ ГЕОХИМИЧЕСКИ ЗАМКНУТОГО ВЕЩЕСТВА РМ В МАНТИЙНЫХ КСЕНОЛИТАХ

Казалось бы, что идентификация вещества РМ не должна представлять особых затруднений, поскольку в целом петрохимические и изотопные характеристики РМ известны и остается только по таким признакам найти само вещество. Однако в действительности это далеко не так, и выявление геохимически замкнутого вещества РМ едва ли не самая сложная задача при изучении мантийных ксенолитов.

Прежде всего, это связано с тем, что помимо потенциального участия в процессах корообразования мантийное вещество, представленное в ксенолитах, подвержено многочисленным вторичным процессам, нарушающим его геохимическую замкнутость.

Детальные исследования [10] показали, что существует, как минимум, пять различных факторов, которые могут контролировать состав следовых элементов валовых проб мантийных ксенолитов (перидотитов), а стало быть, и их изотопный состав. Наиболее существенное ограничение вносит присутствие в ксенолитах акцессорного апатита, так как на него приходится основная часть тория, урана, стронция и LREE (от 25 до 75 %). Поэтому, если апатит первичен или возник в условиях геохимической замкнутости для породы в целом, его растворение при кислотной обработке образцов, предназначенной для удаления контаминанта, настолько сильно нарушает замкнутость U-Th-Pb, Sm-Nd и Rb-Sr изотопных систем, что практически полностью исключает их использование при идентификации вещества РМ.

Следовательно, для того чтобы избежать искажения изотопного состава, связанного с контаминацией, не прибегая к кислотной обработке, нужно искать такие ксенолиты, в которых центральная часть сохранилась в неконтаминированном состоянии. Наиболее перспективными для таких поисков оказались ксенолиты из щелочных вулканитов Монголии и с Витимского плато. Изотопно-петрохимическому изучению мантийных ксенолитов из этих регионов было посвящено много обстоятельных работ. К

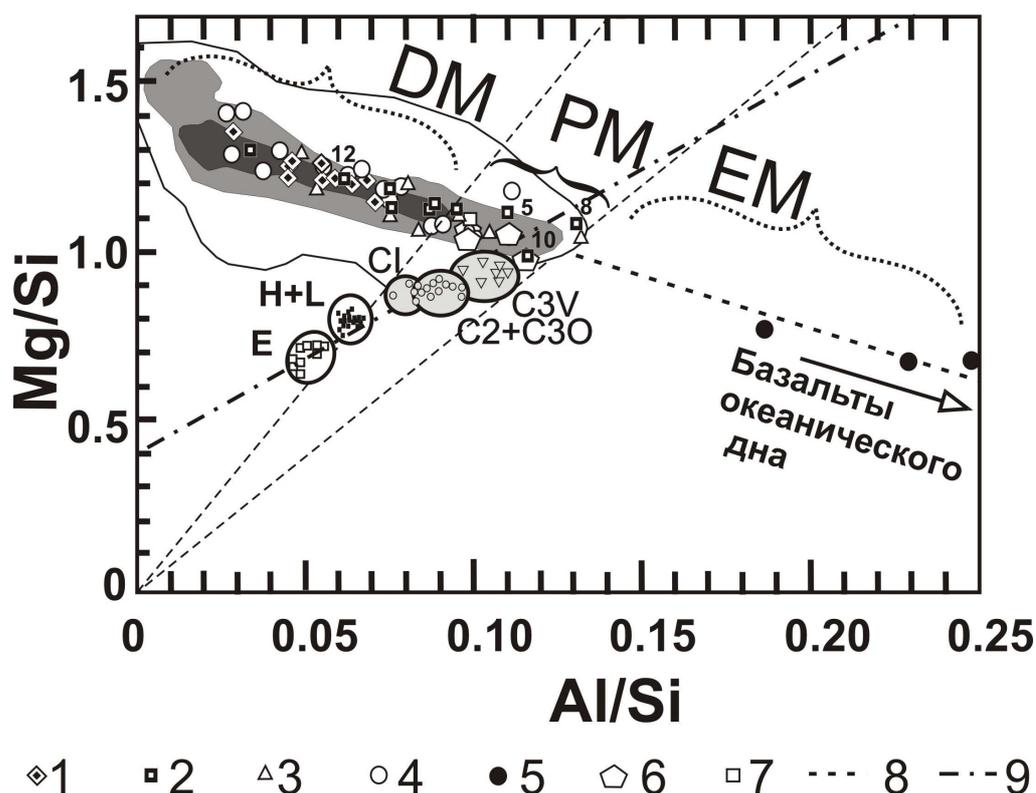


Рис 1. Диаграмма Mg/Si – Al/Si (вес %) для выявления ксенолитов, соответствующих примитивной мантии по соотношению Al, Mg и Si.

Ксенолиты, исследованные в этой работе: 1 – Монголия, 2 – Витимское плато; ксенолиты из литературных источников; 3 – Витимское плато [1], 4 – ксенолиты, использованные Ягутцем и др. [16] при определении состава PM и 5- коматииты из этой же публикации, 6 – составы PM в моделях разных авторов, 7 – состав пиролита; 8 - тренд фракционирования земного вещества, 9 – тренд космохимического фракционирования; 10 - поля составов хондритов. Изолинии - проекция на плоскость трехмерной гистограммы для 593 ксенолитов, построенной нами на основе компиляции Д.Пирсона и др. [17]. Два луча из начала координат (пунктир) соответствуют минимальному и максимальному значениям Al/Mg в углистых хондритах (C1, C2+C3O, C3V) и делят тренд эволюции составов мантийного вещества на три части: PM - примитивная мантия, EM – мантия обогащенная, DM-мантия обедненная.

сожалению, подготовка проб и характер собранного в них аналитического материала не пригодны для решения обсуждаемой проблемы, поскольку перед аналитическими операциями вещество ксенолитов всегда подвергалось кислотной обработке. Именно поэтому в основу излагаемой работы

положено изучение валовых проб ксенолитов, очищенных от контаминанта механически, но не обработанных кислотами, а также анализ опубликованных данных, отобранных по принципу их соответствия неконтаминированному и неметасоматизированному мантийному веществу.

Существует множество признаков, по которым ксенолиты могут быть отнесены к РМ, но только определенное их сочетание способно обеспечить достоверную идентификацию этого вещества. Среди них следует различать необходимые и достаточные. К необходимым (но не достаточным) можно отнести; хондритовое соотношение главных породообразующих элементов (Al/Mg, Al/Si, Mg/Si, Ca/Al). Однако, как уже отмечалось, главные элементы практически нечувствительны к низкой степени парциального плавления и примитивное по соотношению этих элементов вещество могло потерять значительную часть высоко несовместимых редких и рассеянных элементов.

Идентичность содержания REE хондритовому тоже не является надежным показателем принадлежности вещества к РМ. Во-первых, это связано с тем, что после отделения ядра оно не могло сохраниться неизменным, так как концентрация всех тугоплавких элементов, которые не вошли в ядро, должна была возрасти во столько раз, во сколько раз масса Земли в целом больше массы ее силикатной оболочки. Во-вторых, потому что, как уже отмечалось, хондритовое распределение легких REE в РМ вызывало серьезные сомнения и предстояло выяснить, каким же оно является на самом деле. Наконец, еще одно осложнение в распознавание геохимически замкнутого вещества РМ в мантийных ксенолитах вносит контаминация вмещающими их вулканитами. Таким образом, распознавание геохимически замкнутого вещества РМ лучше всего осуществлять постадийно: сначала выбрать наиболее подходящие ксенолиты по главным элементам, потом проверять их на отсутствие следов метасоматоза и малой степени плавления и, наконец, анализировать изотопные характеристики.

1.1. Выявление ксенолитов примитивной мантии по главным элементам: систематика Al/Si - Mg/Si

На первой стадии идентификации РМ удобно воспользоваться систематикой, которую для выявления мантийных ксенолитов наиболее близких по составу к исходному веществу Земли предложили Ягутц с соавторами [16]. На соответствующую диаграмму Al/Si - Mg/Si (рис. 1) они нанесли тренд изменения химического состава в разных типах хондритов и тренд дифференциации земного вещества. В предположении о полной стерильности вещества ядра относительно Al, Si и Mg пересечение этих трендов определяло валовый состав Земли – BE (Bulk Earth).

Поскольку есть основания считать, что в ядре может находиться до 7,3 % Si [9], реально BE располагается ниже этого пересечения, несколько ближе к полю хондритов. Само же пересечение с большей вероятностью отвечает BSE (Bulk Silicate Earth) или, что - то же, РМ. Сопоставление составов пяти

кxenолитов, расположенных наиболее близко к месту пересечения трендов показало удивительное их постоянство независимо от того, в каких регионах они были отобраны. Это послужило Ягутцу с соавторами основанием принять их средний состав в качестве оценки состава РМ. В развитие такого подхода на диаграмме той же систематики из начала координат проведены два луча, которые делят тренд эволюции земного вещества на три части, соответствующие истощенной (DM), обогащенной (EM) и примитивной мантии.

На рис.1 показаны также составы РМ по оценкам разных авторов и химические составы 593 мантийных кxenолитов, из компиляции [17]. Последние обработаны в изолиниях плотности точек. Из обобщения следует вывод о том, что образцы, соответствующие РМ по соотношению Al, Mg и Si встречаются достаточно часто. Однако среди мантийных кxenолитов нет обогащенных разновидностей. Это отражает несостоятельность предположения о том, что соответствие примитивной мантии есть результат метасоматического преобразования обедненного мантийного вещества, в ходе которого случайно восстановилось первичное соотношение главных элементов. Если бы такое соотношение действительно было случайным результатом метасоматического преобразования, среди кxenолитов неизбежно возникали бы и обогащенные разновидности с положительными ENd и примитивным изотопным составом стронция. Повышенное содержание радиогенного изотопа ⁸⁷Sr наблюдается только в двух образцах шпинелевых лерцолитов из ЮВ Китая, не избежавших, по-видимому, некоторой селективной контаминации или метасоматического преобразования, о чем свидетельствуют присутствующие в них амфибол и флогопит.

1.2. Выявление кxenолитов примитивной мантии, не подвергавшейся мантийному метасоматозу: систематика Ca/Al - Al/Si

Соответствие хондритовому отношению Ca/Al – одно из необходимых условий выявления кxenолитов геохимически замкнутой примитивной мантии. Природа колебаний этого отношения в мантийных кxenолитах близких к РМ по содержанию магния обсуждалась разными исследователями. Однако достаточно посмотреть на характер вариаций отношения Ca/Al в мантийном веществе, испытавшем метасоматическое перераспределение элементов (рис. 2), чтобы понять, что главная причина подобных колебаний – мантийный метаатоз.

С этой целью была использована диаграмма Ca/Al - Al/Mg (рис. 2), на которой вместе с отобранными ранее образцами приведены составы хондритов [21]. Для иллюстрации отклонений по величине Ca/Al мы нанесли на рис. 2 все кxenолиты, независимо от того прошли они тест на соответствие РМ по соотношению Al, Mg и Si на Рис 2. предыдущей стадии

или нет. Тем более что на таком рисунке соответствие хондритам по двум из этих элементов отражается отношением Al/Mg.

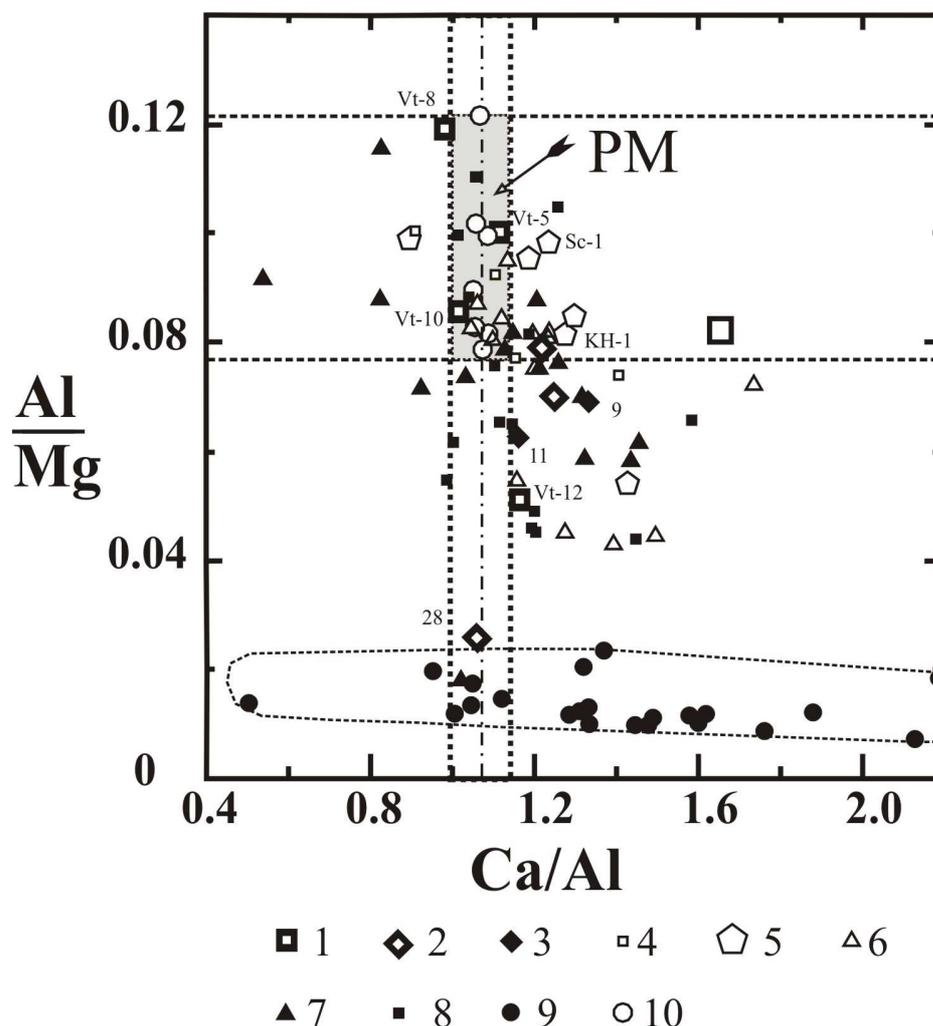


Рис. 2. Диаграмма Mg/Si – Ca/Al (вес %) для отбора мантийных ксенолитов с ненарушенным хондритовым отношением Ca/Al

Ксенолиты, исследованные в этой работе: 1– Витимское плато, 2 – Монголия (номера возле точек соответствуют номерам образцов в табл. 1); ксенолиты из литературных источников: 3 – Монголия, Тариат [4], 4 – Витимское плато [1], 5 – ксенолиты, использованные для определения состава примитивной мантии Ягутцем и др. [16]; 6 – ксенолиты лерцолитов из ЮВ Китая [23], 7 – ксенолиты лерцолитов и 8- орогенные лерцолиты из компиляции Харта и Циндлера [14], 9 – ксенолиты лерцолитов Канарских островов, испытавшие мантийный метасоматоз [Neumann, 2004], 10 – хондриты разных типов [21].

Приводимая на рис. 2 диаграмма позволила выделить 12 образцов близких к хондритам по величине Ca/Al и Al/Mg отношения а, следовательно, и потенциально идентичных РМ. Пять из них с Витимского плато: обр. Vt-5, Vt-8, Vt-10, 313-3, 313-6; пять образцов из Китая [23] и всего два образца из подборки Харта и Циндлера [14].

1.3 Выявление ксенолитов примитивной мантии, не подвергавшейся слабому дифференциальному плавлению: систематика Al/Mg - Sr/Mg - ENd.

Для отбраковки образцов, измененных в результате малой степени парциального плавления, может быть использовано отношение практически любого высоко несовместимого редкого элемента к одному из породообразующих элементов против того же самого отношения Al/Mg. Чтобы иметь возможность воспользоваться большим числом опубликованных данных по мантийным ксенолитам, исследованным Sm-Nd и Rb-Sr методами, но не изученным на содержание других редких и рассеянных элементов, в качестве такого показателя малой степени парциального плавления было выбрано отношение Sr/Mg.

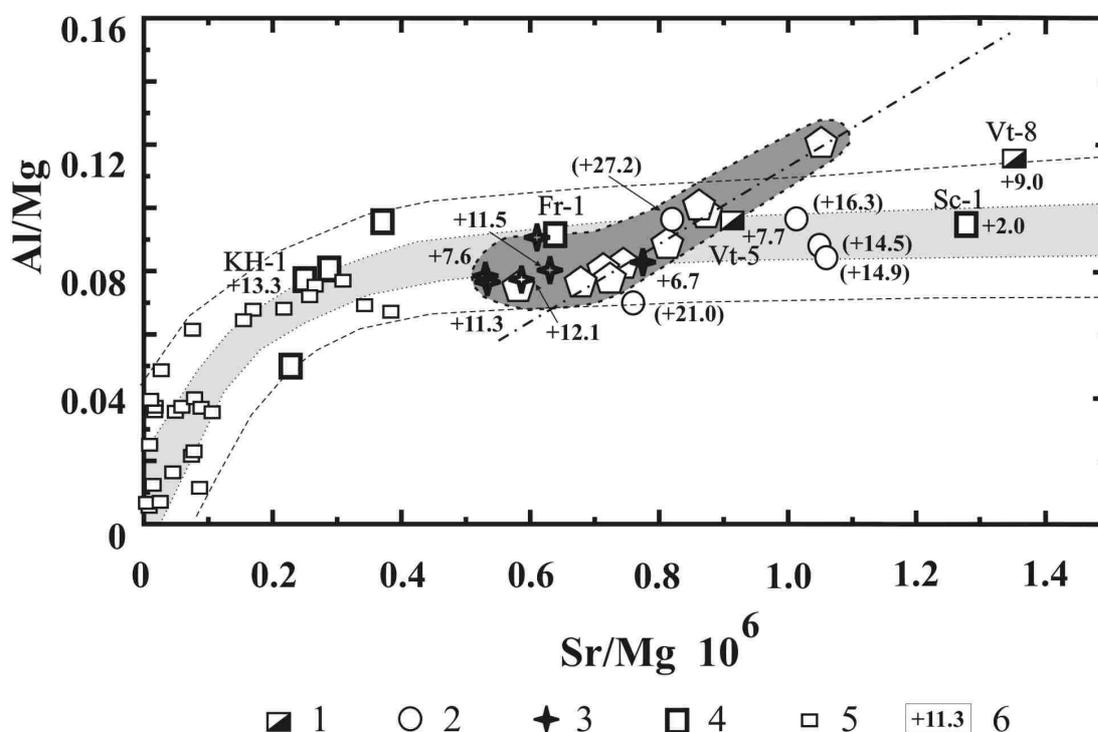


Рис 3. Диаграмма Sr/Mg – Al/Mg-ENd (вес %) для выявления мантийных ксенолитов, не подвергавшихся парциальному плавлению.

Ксенолиты, исследованные в этой работе: 1– Витимское плато; ксенолиты из литературных источников: 2 – Витимское плато [1, 3], 3 – ксенолиты вулкана Ньюшань, ЮВ Китай [23, Xu et. al, 2003], 4 - ксенолиты использованные для определения состава примитивной мантии Ягутцем и др [16]; 5 – орогенные лерцолиты о-ва Хокайдо, Япония [18], метасоматизированные ксенолиты Канарских о-вов, 6- значения ENd для валовых проб, в скобках – то же для клинопироксенов. Тонким пунктиром со светло-серой осевой частью ограничена зона магматической дифференциации, темно-серое поле - область состава хондритов и РМ. При соответствии РМ по соотношению Al, Mg, Si и Ca образцы, отвечающие хондритовому отношению Sr/Mg, с наибольшей вероятностью идентичны РМ и по другим редким и рассеянным элементам.

На рис. 3 представлена систематика Al/Mg - Sr/Mg - ENd, в которой

величина Sr/Mg напрямую никак не зависит от величины искомого отношения Sm/Nd в РМ. Отчетливый космохимический тренд для разных типов хондритов в этой систематике позволяет вполне определенно идентифицировать вещество примитивной мантии, не подвергавшейся парциальному плавлению малой степени. Для выявления тренда эволюции составов мантийного вещества при парциальном плавлении на эту диаграмму Sr/Mg – Al/Mg нанесены составы верхне-мантийных перидотитов ультраосновных пород из района Хокайдо [18], которые согласно опубликованным результатам хорошо согласуются с закономерностями такого процесса. С позиций тех требований, которые обусловлены целью настоящей работы аналитический материал, полученный Таказавой с соавторами, предпочтителен по двум причинам. Во-первых, все анализы выполнены без какой-либо предварительной химической обработки вещества.

На рис. 3 приведены также шесть ксенолитов из выборки Ягутца и др. [16], которые были использованы ими для определения состава РМ, но которые не прошли тест на хондритовое отношение Ca/Al (см. рис. 2). По величине Sr/Mg за исключением обр. Fr-1 они также не соответствуют неизмененному веществу РМ

Во-вторых, мантийное вещество, испытавшее парциальное плавление разной интенсивности, в отличие от мантийных ксенолитов не подвергалось контаминации расплавом, транспортирующим его к поверхности, поскольку оно представлено не ксенолитами, а орогенными перидотитами.

На диаграмму рис. 3 нанесены те образцы, в которых нет избыточного Ca и которые были исследованы Sm-Nd и Rb-Sr методами. Семь из них (обр. Vt-5 и шесть образцов из ЮВ Китая) оказываются в непосредственной близости к полю составов хондритов или РМ. Эти ксенолиты соответствуют веществу с высоко положительными ENd и примитивным изотопным составом стронция. Повышенное содержание радиогенного изотопа ⁸⁷Sr наблюдается только в двух образцах шпинелевых лерцолитов из ЮВ Китая, не избежавших, по-видимому, некоторой селективной контаминации или метасоматического преобразования, о чем свидетельствуют присутствующие в них амфибол и флогопит.

На рис. 3 приведены также шесть ксенолитов из выборки Ягутца и др. [16], которые были использованы ими для определения состава РМ, но которые не прошли тест на хондритовое отношение Ca/Al (см. рис. 2). По величине Sr/Mg за исключением обр. Fr-1 они также не соответствуют неизмененному веществу РМ.

2. ОЦЕНКА ВЕЛИЧИН Sm/Nd и Rb-Sr В ПРИМИТИВНОЙ МАНТИИ ПО ИЗОТОПНОМУ СОСТАВУ Nd и Sr

Результаты для мантийных ксенолитов Витимского плато, в сочетании с литературными данными для ксенолитов из юго-восточного Китая,

позволяют оценить величину ENd в неизменной РМ интервалом значений от +7,6 до +11,5 при средней величине $+9,5 \pm 2,0$, что соответствует отношению $Sm/Nd = 0,351 \pm 0,006$. При этом величина $^{87}Sr/^{86}Sr$ в РМ оценивается интервалом от 0,70282 (обр. NUSH-2) до 0,70333 (обр. Vt-5), что в среднем отвечает отношению $(Rb/Sr)_{PM} = 0,0215$. Эти значения полностью совпадают с их оценкой на основе комплиментарного подхода с позиций анализа Sm-Nd изотопной систематики мантийных магматических производных, главными из которых являются базальты MORB [5]. Таким образом, изотопный состав неодима в геохимически замкнутой примитивной мантии подтверждает предварительный вывод о том, что она характеризуется повышенным относительно хондритов отношением Sm/Nd, и, стало быть, имеет первичный дефицит Nd, не связанный ни с процессами парциального плавления, ни с процессами мантийного метасоматоза.

3. РЬ-РЬ ВОЗРАСТ КСЕНОЛИТОВ ПРИМИТИВНОЙ МАНТИИ КАК ДОПОЛНИТЕЛЬНОЕ СВИДЕТЕЛЬСТВО ИХ ГЕОХИМИЧЕСКОЙ ЗАМКНУТОСТИ

Для прямого определения возраста вещества примитивной мантии был использован РЬ-РЬ изотопный метод. Его существенным преимуществом по сравнению с другими методами изотопного датирования является нечувствительность к нарушению геохимической замкнутости системы, обусловленной близким к современному выносом материнского и дочернего элементов, а также привносом урана. Это особенно актуально в приложении к исследуемым мантийным ксенолитам из Монголии и с Витимского плато, поскольку возраст вмещающих их вулканитов, соответствует кайнозою, и, следовательно, контаминация ураном из этих вулканитов не может нарушить геохимическую замкнутость РЬ-РЬ изотопной системы. Были отобраны четыре (все из базальтов Витимского плато), валовые пробы которых по основным петрохимическим характеристикам (Al_2O_3 , CaO, Al/Mg, HREE) наиболее близко соответствуют РМ. Возраст вещества, этих ксенолитов в среднем по РЬ-РЬ датировкам четырех образцов оценивается как 4457 ± 12 млн. лет.

Строго говоря, уже сама идентификация вещества РМ в мантийных ксенолитах равноценна определению их возраста, поскольку образование РМ относится к одному из самых древних процессов на Земле. По времени оно соответствует разделению протопланетного вещества на ядро и силикатную оболочку, которая и представляет собой примитивную мантию. Однако в оценке времени проявления этого процесса существует парадоксальная ситуация. С одной стороны, избыток изотопа ^{182}W в силикатной оболочке Земли как будто бы свидетельствует об удалении сидерофильного вольфрама в ядро до распада короткоживущего изотопа ^{182}Hf , ограничивая длительность образования ядра тридцатью млн. лет после начала аккреции [Kleine et al., 2002; Yin et al., 2002]. С другой стороны, в U-Th-Pb изотопной систематике,

которая также должна была реагировать на удаление Pb в ядро значительным повышением величины U/Pb в силикатной оболочке, формирование ядра и РМ могло продолжаться в течение 100 млн. лет после начала аккреции Земли [13]. Следовательно, минимальный возраст РМ в U-Th-Pb изотопной систематике оценивается в 4460 млн. лет.

Представляется, что такая несогласованность оценок отражает упрощенную интерпретацию изотопных эффектов в Hf-W системе. Не учитываемое ограничение состоит в том, что изотопный состав вольфрама в силикатной оболочке Земли определяется не только распадом ^{182}Hf на месте, но и эффективностью гомогенизации изотопов в веществе протопланет, послуживших строительным материалом при формировании Земли. При неполной гомогенизации этого вещества избыток изотопа ^{182}W в силикатных породах Земли может наблюдаться даже в том случае, если она начала формироваться после полного распада короткоживущего ^{182}Hf . Поэтому более корректной является оценка возраста ядра и примитивной мантии, рассчитанная на основе изотопных эффектов в U-Th-Pb системе. Совпадение такой оценки (4460 млн. лет) с тем Pb-Pb возрастом (4457 ± 12 млн.лет), который получен нами для ксенолитов РМ свидетельствует о том, что это и есть наибольшее приближение к реальности.

Показательно, что изотопный состав осмия в ксенолитах с петрохимическими характеристиками, идентичными таковым в РМ, оказался очень близким к хондритовому [17]. Иначе говоря, изотопный состав осмия соответствует примитивному веществу, в котором силикатная часть не подвергалась частичному плавлению со времени аккреции, то есть на протяжении 4560 млн. лет. Все это становится дополнительным подтверждением геохимической замкнутости вещества РМ в исследованных ксенолитах на уровне валовой пробы и правомочности использования его состава для модельных построений. Главным из них становится возможность оперировать результатами прямого определения концентрации редких и рассеянных элементов в РМ и в первую очередь концентрациями U и Th. Однако, несмотря на обоснование геохимической замкнутости мантийных ксенолитов, соответствующих РМ по составу, измеренные концентрации этих элементов определяют их максимальные значения, поскольку все использованные тесты на геохимическую замкнутость не исключают некоторую контаминацию веществом вмещающих вулканитов, которые на порядок и более обогащены REE, Sr, Pb, U и Th.

Влияние такой контаминации на содержание разных элементов в ксенолитах сильно различается. Если контаминация произошла относительно недавно, она не отражается на изотопном составе свинца, но способна сильно изменить отношения Sm/Nd, Rb/Sr и U/Pb, что по существу исключает использование геохронологического критерия в этих системах. Оценка максимально возможной контаминации ксенолитов с Витимского плато по содержанию Sr в них и во вмещающих вулканитах варьирует от 0,05 до 0,4%.

4. РЕДКИЕ И РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЕ ЛИТОФИЛЬНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ В ЖЕЛЕЗНЫХ МЕТЕОРИТАХ И В ВЕЩЕСТВЕ ЯДРА

Поскольку железные и железокремнистые метеориты считаются продуктами разрушения ядер планетозималей и могут служить вещественным аналогом ядра Земли, появляется возможность проверить предположение о том, что дефицитные в примитивной мантии LREE и U находятся в ядре. Такие определения были выполнены на ICP MS в 39 метеоритах и в трех выделенных из них фосфидах. Они свидетельствуют о том, что в железных метеоритах действительно присутствуют такие литофильные элементы как Th, U и REE, сосредоточенные, по-видимому, преимущественно в акцессорных фосфатах. В некоторых образцах их концентрации соизмеримы с хондритовыми, но обычно ниже тех, которые должны быть в жидком ядре для того, чтобы обеспечить баланс при разделении протопланетного вещества на ядро и силикатную оболочку.

Однако при обсуждении этих результатов следует помнить о том, что наблюдаемые концентрации соответствуют уже закристаллизовавшемуся и очистившемуся от примесей веществу ядра. Это следует из расчетов Вуда (Wood, 1968), основанных на изучении видманштеттеновых структур. В целом результаты анализа железных метеоритов методом ICP, свидетельствуют о том, что ядро не стерильно по содержанию таких литофильных элементов как REE, U и Th.

Анализируя составы исследованных нами образцов с относительным распределением средних и тяжелых REE близким к хондритовому, можно убедиться в том, что по соотношению Al, Mg и Si среди них есть разновидности идентичные образцам, которые Ягутц с соавторами использовали для оценки среднего состава РМ. Тем не менее, такое соответствие составу РМ еще не достаточно для отбора перспективных образцов даже по главным элементам, поскольку рассмотренная систематика не решает проблему возможного нарушения геохимической замкнутости под воздействием мантийного метасоматоза. Поэтому следующей стадией идентификации ксенолитов неизменной РМ предусматривалась их отбраковка в систематике Ca/Al - Al/Si.

5. НИМУ КОМПОНЕНТ КАК ВОЗМОЖНОЕ ПРОИЗВОДНОЕ СЛОЯ D''

Идентификация в мантийных ксенолитах вещества РМ, геохимически замкнутого с момента образования, создает основу для выявления изотопных эффектов, свидетельствующих об участии слоя D'' в генерации мантийных производных. В процессе работы возникло предположение о том что если какое-либо отношение труднолетучих литофильных элементов (или их концентрация) для Земли в целом отличается от такового в примитивной

мантии, то оно может быть обусловлено удалением дефицитного элемента в ядро. Соответственно такому подходу мы обратили внимание на дефицит урана в ксенолитах примитивной мантии. Реальная концентрация этого элемента в них (5 - 18 нг/г) оказалась идентичной или даже несколько более низкой по сравнению с таковой в хондритах (8 - 17 нг/г). Это особенно заметно при сравнении с концентрацией урана в CV-хондритах (17 нг/г), состав которых наиболее близок к валовому составу Земли. С другой стороны мы обнаружили явно повышенные концентрации урана и тория в некоторых железных метеоритах и в выделенных из них троилитах. Все это наводило на мысль о том, что дефицитный в РМ уран находится в жидком ядре. Причем соблюдение баланса требует присутствия в жидком ядре хондритовых или даже, слегка повышенных по сравнению с ними концентраций урана и тория. В свою очередь это позволяет предложить принципиально новую версию происхождения НМУ компонента.

При кристаллизации жидкого ядра твердая фаза должна очищаться от примесей, и возникающий избыток урана и тория будет сбрасываться в подошву нижней мантии. В итоге в пограничном с ядром слое силикатного вещества РМ возникнет высокое отношение $\mu = {}^{238}\text{U}/{}^{204}\text{Pb}$, то есть формируется НМУ-компонент, в котором со временем возникнут повышенные концентрации радиогенных изотопов свинца. Таким образом, в предлагаемом сценарии, хорошо известный ${}^{207}\text{Pb}/{}^{206}\text{Pb}$ возраст НМУ компонента около 1800 Ма [8], определяемый изохроной смешения, соответствует времени проявления реального процесса и отражает начало активного затвердевания ядра. Сам же НМУ-компонент становится наиболее эффективным изотопным сигналом от слоя D'', формирующегося при соответствующей кристаллизации жидкого ядра. Широкую распространенность этого компонента в тех вулканитах, которые считаются производными мантийных плюмов, можно рассматривать как хорошее подтверждение справедливости проверяемой гипотезы и всей совокупности изложенных построений.

6. ГРАНИЦА РАЗДЕЛА «СИЛИКАТНЫЕ ПОРОДЫ – МАССИВНЫЕ СУЛЬФИДНЫЕ РУДЫ» В МЕСТОРОЖДЕНИЯХ НОРИЛЬСКОГО ТИПА КАК АНАЛОГ ГРАНИЦЫ РАЗДЕЛА «МАНТИЯ - ЯДРО»

Гипотеза об образовании слоя D'' за счет кристаллизации жидкой части ядра может быть частично проверена на природном модельном объекте. Таким объектом является граница раздела силикатных пород с сульфидным расплавом, кристаллизация которого приводит к формированию гигантских скоплений массивных руд в основании интрузивных тел Норильского типа. К сожалению, эта мысль возникла за месяц до окончания работ по проекту, что не позволило изучить соответствующий каменный материал на нужном уровне. Вместе с тем даже обыкновенный просмотр керн по разрезу вдоль

скважины двух крупнейших месторождений Талнахского и Хараелахского дает ценную информацию. И в том и в другом месторождении на границе массивных руд и типичных магматических пород находится слой экзотического силикатного вещества, существенно отличающегося от вышележащих безоливиновых габбро в Хараелахском массиве и от оливинсодержащего габбро в Талнахском массиве. В обоих случаях породы этого слоя приняты за «роговики». Их мощность над двадцати четырех метровым слоем сплошных руд в Хараелахском массиве составляет 2 метра, а над 18 метровым слоем массивных руд в Талнахском массиве – 3 метра. Представляется, что со временем детальное изотопно-геохимическое и петрографическое изучение пород этого слоя сможет прояснить те процессы дифференциации, которые происходят на границе раздела «мантия-ядро», и привести к появлению важнейшей информации по проблеме происхождения слоя D".

7. РЕЗУЛЬТАТЫ ВЫПОЛНЕННОЙ РАБОТЫ В СВЯЗИ С ПРОБЛЕМОЙ ПОИСКА МАССИВНЫХ РУД В МЕСТОРОЖДЕНИЯХ НОРИЛЬСКОГО ТИПА

Соответственно изложенному в предыдущем разделе возникла идея о практическом следствии из проверяемой гипотезы применительно к проблеме поиска массивных сульфидных Cu-Ni руд в месторождениях Норильского типа. При формировании особо крупных месторождений сульфидный расплав, будучи более тяжелым по сравнению с силикатным, опускался на дно магматической камеры, где формировал слой рудного вещества мощностью до 30 - 40 метров при общей площади вплоть до 4 км. (Хараелахское месторождение). Из-за более низкой температуры кристаллизации сульфиды затвердевают после силикатов, вследствие чего к концу консолидации силикатной части массива в его придонной части возникает обширная граница раздела «твердые силикаты - сульфидная жидкость». В определенной мере заключительная стадия кристаллизация такого интрузивного тела с отсевшим рудным расплавом представляет собой миниатюрную модель процесса на границе ядра и нижней мантии, только при существенно более низком давлении. Точно также как на границе с мантией кристаллизующееся ядро должно очищаться от растворенных в нем примесей несовместимых элементов, сульфидный рудный расплав будет отторгать их в подошвенную часть силикатной части массива.

В отличие от ситуации на границе с ядром рудная масса не может кристаллизоваться на сотни млн. лет позднее образования границы раздела «жидкое-твердое». Поэтому изотопные составы дочерних элементов в руде и в силикатной части массива не успеют обрести сколько-нибудь заметное различие за счет радиоактивного распада родительских элементов на месте. Однако если рудный расплав изначально «мечен» изотопным составом какого-нибудь элемента отличным от такового в силикатном расплаве, то в

результате кристаллизации рудной массы и отторжения ею этого элемента над рудной залежью должен возникать градиент. За счет разубоживания вверх по разрезу доля отторгаемого элемента будет уменьшаться, а изотопный состав смеси последовательно приближаться к изотопному составу элемента в силикатном веществе.

Если ожидаемый эффект будет выявлен в разрезах таких промышленно рудоносных массивов Норильского типа как Хараелахский и Талнахский, он может быть использован как изотопный критерий при поисках массивных сульфидных руд в других интрузивных массивах. Эта идея может оказаться весьма плодотворной, поскольку по результатам изотопно-геохимического изучения промышленно рудоносных массивов Норильского типа [Arndt et al., 2003] есть веские основания предполагать существенное различие начального изотопного состава некоторых литофильных элементов в рудном и силикатном веществе, например, таких как стронций и неодим.

8. РЕЗУЛЬТАТЫ ВЫПОЛНЕННОЙ РАБОТЫ В СВЯЗИ С ПРОБЛЕМОЙ ПЛАНЕТАРНОЙ ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ ИСХОДНОГО ВЕЩЕСТВА И ВОЗМОЖНОЙ ЭНДОГЕННОЙ ПРИРОДОЙ СЛОЯ D''

Новизна полученных результатов, прежде всего, определяется идентификацией вещества PM, которое и после обоснования его геохимической замкнутости осталось изотопным аналогом источника MORB. В самом деле, то, что во всех современных изотопных систематиках называется истощенной мантией, в действительности суть BSE (Bulk Silicate Earth), вещество соответствующие мантии неистощенной. Эта запутанная ситуация, возникшая около 30 лет назад при определении главных компонентов мантийного вещества в Sm-Nd системе, до сих пор не позволяла понять, что же на самом деле отражает истощение BSE относительно хондритов, если оно не связано с формированием коры. В то же время, простое соблюдение баланса требует, чтобы недостающие в BSE обогащенные легкими лантаноидами REE были сконцентрированы в ядре. Такой нетривиальный вывод согласуется с результатами изучения железо-каменных метеоритов, опубликованными в Nature [12], согласно которым они содержат фосфаты, существенно обогащенные REE, а также и с результатами, полученными нами по самим железным метеоритам и выделенным из них троилитам и шрейберзитам.

Ксенолиты с хондритовым соотношением петрогенных и редкоземельных элементов, которое должно быть в примитивной мантии, находили и раньше. Практически все они были представлены лерцолитами, что уже само по себе служило указанием на петрологическую примитивность вещества. Тем не менее, Sr-Nd изотопные характеристики, якобы свидетельствовавшие о принадлежности таких ксенолитов к мантии, истощенной за счет образования коры, считались определяющими. Это

побуждало исследователей интерпретировать хондритовые соотношения главных элементов как случайные, возникшие в результате метасоматического преобразования вещества истощенной мантии. Однако, результаты, полученные нами в ходе выполнения проектов РФФИ, свидетельствуют о том, что хондритовое соотношение главных элементов в мантийных ксенолитах с высоко положительными ENd не единственное свидетельство их принадлежности к неизменной примитивной мантии.

Впервые соответствие составу хондритов, выявленное по $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ и по MgO/SiO_2 , а также по распределению HREE, подтверждено как по отношению $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$, служившему показателем интенсивности мантийного метасоматоза, так и по отношению Sr/Mg , использованному в качестве индикатора слабого парциального плавления. Кроме того, принадлежность к РМ подтверждена изотопным составом Pb, который соответствует древнейшему веществу BSE. Очевидно, что вероятность такого числа случайных совпадений пренебрежимо мала.

Другой принципиально новый результат сводится к выявлению в геохимически замкнутом веществе РМ дефицита урана относительно его распространенности в хондритах. Это не только дает возможность предложить нетрадиционное толкование природы HIMU компонента и наметить его в качестве индикатора участия слоя D'' в мантийном петрогенезисе, но и открывает новые перспективы для обсуждения природы геодинамической активности в системе «кора-мантия-ядро».

Дело в том, что гипотеза о присутствии в ядре Земли тория и урана широко обсуждается в научной печати. Расчеты, энергетического баланса на границе «ядро-мантия» [Doornbos et al., 1986, Anderson 2002] приводят к выводу о том, что температура ядра на этой границе на тысячу градусов выше таковой для силикатной оболочки. Если бы в ядре действительно выделялось тепло за счет радиоактивного распада, это могло бы объяснить как причину такого перегрева, так и то, почему большая часть ядра продолжает оставаться в жидком состоянии до настоящего времени. При этом повторим еще раз, современная температура магматических расплавов достигающих поверхности, местами даже превосходящая 1000°C , сочетается с широким распространением на планете водного океана с температурой устойчивости жидкой воды.

В последнее время появился ряд экспериментальных работ, в которых показана принципиальная возможность присутствия некоторого количества урана в ядре Земли. В частности из экспериментов группы канадских ученых [Bao et al., 2005] следует, что при давлениях выше 3ГПа уран начинает стремительно изменять литофильные свойства на халькофильные. Таким образом, в последнее время гипотеза, связывающая энергию ядра с распадом заключенных в нем урана и тория, получила серьезную экспериментальную поддержку. Можно с уверенностью сказать, что работы такого рода в ближайшем будущем будут продолжены. В связи с этим особо актуальна

проверка той же гипотезы с независимых позиций. Новизна полученных результатов в том и состоит, что они создают основу такого подхода.

Полученные результаты представляют интерес, прежде всего потому, что приводят к появлению новой информации по одной из наиболее актуальных проблем современной геодинамики. При этом они отличаются от результатов подобных исследований на западе новой направленностью, и большей информативностью, а по точности аналитических измерений полностью соответствуют современному мировому уровню, поскольку все измерения выполнены на лучших зарубежных масс-спектрометрах ведущими отечественными специалистами в области изотопного анализа, чьи работы признаны как в России, так и за рубежом.

Современное состояние проблемы определяется сосуществованием двух конкурирующих гипотез, одна из которых [11] в значительной степени разработана без учета тех ограничений, которые следуют из хондритовой модели в геохимии изотопов. Другая [19, 20] содержит представляющееся маловероятным допущение о древнейшей субдукции на границу ядра и мантии значительных количеств сложной смеси разнородного вещества с поверхности Земли и о необыкновенной сохранности сформировавшегося таким образом слоя D" на протяжении 4,5. млрд. лет.

COMMENTS

Попытка найти более естественное объяснение природы слоя D" с позиций анализа эволюции изотопного состава Sr, Pb и Nd в системе «кора-мантия-ядро» приводит к изотопно-геохимической модификации модели близкой к модели Б. Буффета с соавторами [11], согласно которой слой D" возник в результате дифференциации вещества при кристаллизации жидкого ядра.

В окончательном виде изотопно-геохимический подход для проверки такой модели сформировался относительно недавно. Логическая последовательность соответствующих ему действий выглядит следующим образом: (1) идентификация в мантийных ксенолитах неизмененного, геохимически замкнутого вещества РМ; (2) сопоставление его с хондритовым протопланетным веществом по содержанию изотопно-геохимической системы с радиогенным изотопом, и определение дефицита таких элементов; (3) подтверждение возможности присутствия этих литофильных элементов в ядре Земли, посредством измерения их концентраций в аналоге ядра, каковым являются железные метеориты; (4) определение тех изотопных эффектов, которые могут быть обусловлены отторжением таких элементов в слой D" при кристаллизации жидкого ядра; (5) выявление соответствующих изотопных эффектов в мантийных производных, если они не известны.

Сама возможность получения изотопного сигнала от ядра в геохимии также стала обсуждаться относительно недавно и только применительно к

сидерофильным и халькофильным элементам в связи с изучением Hf-W и Re-Pt-Os изотопных систем. Поисками изотопных эффектов, обусловленных возможной экстракцией нелетучих высокотемпературных литофильных элементов веществом жидкого ядра, а при его кристаллизации их отторжением в слой D'', никто не занимался, и такая задача ставится впервые. Наиболее значительной разработкой в этой публикации стало распределение REE и изотопов свинца в ксенолитах мантийного вещества собранных и любезно предоставленных, ст. научным сотрудником Иркутского Геологического института, кандидатом геол.-мин. наук Н.А. Ащепковым. В феноменально идентифицированных и отобранных им мантийных ксенолитах в интрузии основного состава с возрастом около 2 млн. лет и необыкновенно щедро предоставившим этот материал на изотопный анализ по излагаемой здесь проблеме после ознакомления с целью планируемой разработки.

Выражая ему глубокую благодарность как полноценному соавтору этого исследования с правом безоговорочного использования полученных результатов, как своих в любых целях, привожу современные по качеству изотопные составы свинца в мантийных ксенолитах. Эти анализы выполнены в октябре 2013 года в ИГГД РАН, ст. научным сотрудником Н.Н. Ризвановой (масс-спектрометрический анализ свинца), и м.н.с. Н.А. Сергеевой (химическая подготовка образцов к такому анализу).

Ультраосновные породы в ксенолитах гранат-шпинелевого состава во вмещающих и консервирующих их магматических базитах являются эффективным источником планетарной геодинамической информации. Распределение REE в несущей их породе с на порядок более высокими концентрациями редких и рассеянных элементов, а также свинца в сравнении с многочисленными по существу современными образцами из других районов мира, становятся источником требуемой генетической информации.

Изотопный состав свинца в тех и других свидетельствует о том, что в исследованных ксенолитах с глубинной гранат-шпинелевой минеральной ассоциацией представлено древнейшее недифференцированное на уровне валового состава мантийное вещество. При относительно малом возрасте последней геохимически замкнутой перекристаллизации этот состав отражает финал общей изотопной эволюции свинца в главном мантийном резервуаре.

Отсюда следует вывод: в развитии мантийного резервуара сочетаются два процесса: первичная дифференциация мантийного вещества и процесс его смешения в кругообороте с субдуцируемым материалом. Весьма вероятно, что это мантийные ксенолиты с максимально представительным содержанием компонента из слоя D'', без добавки субдуцированного компонента. Не исключено, что со временем в них могут быть выявлены наиболее высокие относительные концентрации изотопа He-3.

Весьма существенно, что изотопные составы свинца, соответствующие

недифференцированному веществу ксенолитов главного мантийного резервуара во втором объекте, представленные в табл. 1, практически идентичны тому, что было в первом. Это можно видеть на рис. 4., на котором область изотонных составов свинца сибирских ксенолитов (поле черного цвета) практически совпала с теми, что были получены для ксенолитов примитивной мантии из района Монголии. При этом никаких вариаций соответствующих широкому полю современных изотопных составов свинца в MORB не наблюдается.

Таблица 1

Результаты изотопного анализа Pb ксенолитов и вмещающих их магматических пород (обр. Vt-39β)

Раб. №	Образец	206/204*	Err, %**	207/204*	Err, %**	208/204*	Err, %**
309-13	48/3 ЮП-2008	18,007	0,04	15,551	0,04	37,989	0,04
310-13	Vt-39/3 ЮП-2008	17,870	0,08	15,515	0,08	37,760	0,08
311-13	Vt-39/4 ЮП-2008	17,972	0,06	15,551	0,06	37,945	0,06
314-13	Vt-39β	18,137	0,005	15,538	0,004	38,305	0,006
315-13	Vt-37/4	17,900	0,03	15,535	0,03	37,795	0,03
316-13	Vt-27/3	18,009	0,02	15,553	0,02	37,942	0,02
318-13	Vt-57/3	18,012	0,17	15,559	0,17	37,938	0,17
319-13	Vt-57/4	18,042	0,08	15,590	0,08	37,964	0,08

* - Корректированы на изотопное фракционирование (0,13% на а.е.м.) и холостой опыт

** - Ошибка измерения.

Раб. №	Образец	206/204*	Err, %	207/204*	Err, %	208/204*	Err, %	Pb, ppb
315-13	Vt-37/4	17,899	0,07	15,536	0,096	37,797	0,12	147,5

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Резюмируя представляемую работу, следует определить четыре главных проблемы для их дальнейшего изучения и решения. Одна из их непосредственно связана с природой слоя D" и обсуждается именно в таком ключе.

1. Наиболее значительный компонент нерешенных геодинамических проблем сводится к двум взаимоисключающим вариантам исходного планетарного вещества и его состояния: (а) изначально Земля хондритового состава была полностью расплавленной или (б) высокотемпературные расплавы (возникающие на глубине) субхондритовых дифференциатов сосуществовали с твердой протокорой в сочетании с водным океаном на поверхности как и в настоящее время.

2. Другая геодинамическая проблема соразмерная с первой по масштабу определяется ответом на вопрос, каков все-таки исходный состав Земли.

Была ли она изначально хондритовым по составу однородным объектом или это был гетерогенный и уже существенно обедненный планетарный резервуар?

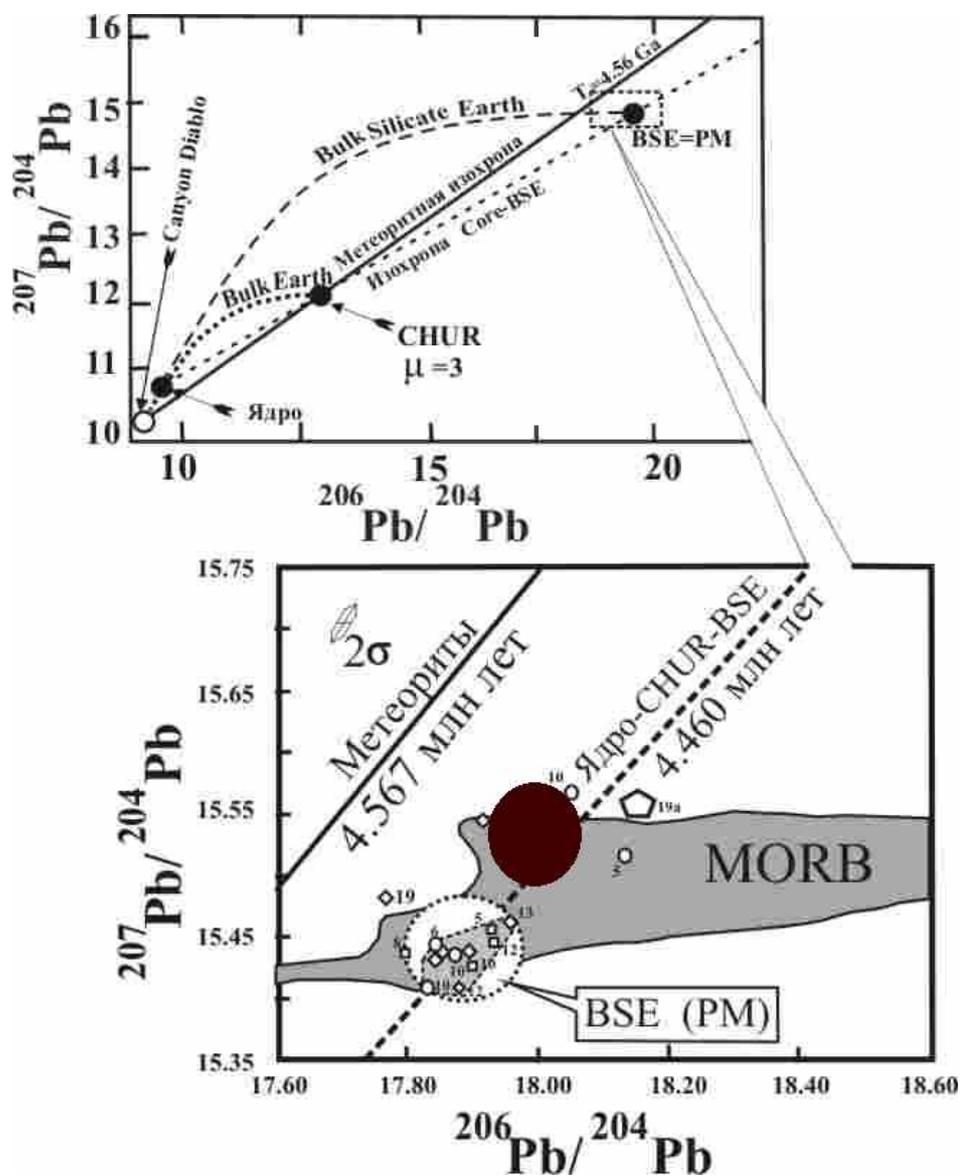


Рис 4. Соотношение полей изотопных составов свинца в ксенолитах недифференцированного мантийного вещества из двух областей их отбора.

Светлые значки и соответствующее поле – Монголия, черное поле – схематичная область изотопных составов образцов из сибирского района, отобранные относительно недалеко от Иркутска и приведенные в табл 1.

3. Обсуждается возможное подобие того, что происходит на границе ядра и мантии сочетанию силикатного и Cu-Ni металлического компонентов на границе руды и силикатной составляющей Норильского месторождения.

4. И наконец, обсуждается и развивается главная гипотеза представляемой статьи, согласно которой слой D" это не экзогенное, а эндогенное образование, возникшее в результате кристаллизации и

дифференциации жидкого ядра.

В заключение необходимо выразить глубокую благодарность соисполнителям отмеченных проектов РФФИ и по существу в той или иной мере соисполнителям резюмируемой работы, с которыми была подготовлена публикация, принятая три года назад журналом Геохимия («Возраст жидкого ядра и природа его энергетической активности с позиций изотопно-петрохимической систематики мантийных ксенолитов»), но требующая еще трудоемкой технической доработки.

Настоящая же статья представляет собой компилятивную выжимку из результатов и предварительных публикаций за последнее пятилетие. Весь текст сформулирован автором. При этом в обсуждении материала принимали участие разные соисполнители. Соответствующие статьи с их соавторством сданы в печать. Однако не исключена незавершенность опубликования этих работ по причине серьезного заболевания исключаящего дальнейшую творческую активность руководителя.

При полной личной ответственности за всю совокупность излагаемых размышлений автор статьи с глубокой благодарностью отмечает участие в получении аналитической информации и в ее обсуждении своих коллег по последовательному выполнению трех грантов: старших научных сотрудников, кандидатов геол.-мин. наук И.В. Ащепкова, Е.С. Богомолова, А.Г. Гончарова, Т.Ф. Зингер, Р.Ш. Крымского, Н.Г. Ризвановой, С.А. Сергеева, В.И. Скибы, докторов наук Л.П. Никитиной и С.В. Старченко и высококлассных аналитиков ИГГД РАН м.н.с. В.Ф. Гусевой и Н.А. Сергеевой. При этом за всеми ними сохраняется безоговорочное право на использование при необходимости приводимого здесь фактического материала в своих целях, как полноценных соучастников работы. Практически все коллеги присутствуют в виде соавторов в предыдущих публикациях, являются соисполнителями в получении аналитического материала, но не несут прямой ответственности за большую часть рассуждений и интерпретации, излагаемых в этой работе.

Работа опирается на поддержку в виде грантов РФФИ: №№ 04-05-64462-а (2004-2006), 07-05-00527-а (2007-2009) и текущего 12-05-00523-а, (2012-2014),

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. **Ионов Д.А., Ащепков И.В., Штош Х.Г., Зек Х.А., Витт-Айкшен Г.** Ксенолиты гранатовых перидотитов Витимского вулканического поля Забайкалья: петрология и геохимия гранат-шпинелевых перидотитов переходной зоны субконтинентальной мантии // Магматизм рифтов и складчатых поясов. М. Наука. 1993а. С. 169-211
2. **Ионов Д.А., Крамм У, Штош Х.Г., Коваленко В.И.** Эволюция верхней мантии южной части Байкальской рифтовой зоны по данным изотопного состава Sr и Nd в ксенолитах Бартойских вулканов / Под ред. Богатикова, О.А. и др. // Магматизм рифтов и складчатых поясов. М. Наука. 1993б. С. 211-234.
3. **Ионов Д.А., Ягутц Э.** Изотопия Sr и Nd в минералах гранатовых и шпинелевых перидотитов ксенолитов Витимского плоскогорья: Первые данные для мантийных включений СССР // Докл. АН СССР. 1992. Т. 301. №5. С. 1195-1199.
4. **Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Ионов Д.А., Ягутц Э., Люгмайр Г., Штош Х.Г.** Эволюция мантии Центральной Азии и развитие тектонических структур земной коры // Геотектоника. 1990. №4. С. 3-16.
5. **Костицын Ю.А.** Sm-Nd и Lu-Hf изотопные системы Земли: отвечают ли они хондритам? // Петрология. 2004. Т.12. №5, С. 451-466.
6. **Костицын Ю.А.** Взаимосвязь между химической и изотопной (Sr, Nd, Hf, Pb,) гетерогенностью мантии. // Геохимия. 2007. Т.45, №12, С.1267-1291.
7. **Костицын Ю.А.** Время формирования земного ядра по изотопным данным:

- согласование Hf-W и U-Pb систем // Глубинный магматизм, его источники и плюмы. Иркутск, 2012, 4.
8. **Фоп Г.** Основы изотопной геологии // М. Мир, 1989
 9. **Allegre C.J., Poirier J.P., Humber E., Hoffman A.W.** The chemical composition of the Earth // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1995. V. 134. P. 515-526.
 10. **Bedini, J.-L. Bodinier J.-L.**, Distribution of incompatible trace elements between the constituents of spinel peridotite xenoliths: ICP-MS data from the East African rift // *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 1999, V 63, N 22, pp. 3883-3900.
 11. **Buffett B.A.** The thermal state of Earth's core // *Science*, 2003. V.299. P. 1675–1677.
 12. **Davis A. M., Olsen E. J.** REE Patterns in Pallasite Phosphates -A Window on Mantle Differentiation in Parent Bodies, 1996. *Meteoritics & Planet. Sci.* 31, A34-A35.
 13. **Galer S. J. G. and Goldstein S. L.** Influence of accretion on lead in the Earth. // In *Earth Processes: Reading the Isotopic Code* (eds. A. Basu and S. R. Hart). 1996. American Geophysical Union, Washington, DC. P. 75-98.
 14. **Hart S.R., Zindler G.A.** In search of a bulk-earth composition // *Chem. Geol.* 1986. V. 57. P. 247-267.
 15. **Ionov D.A.** Chemical variations in peridotite xenoliths from Vitim, Siberia: inferences for REE and Hf behaviour in the garnet-facies upper mantle // *J. Petrol.* 2004. V. 45. P. 343-367.
 16. **Jagoutz, E., H. Palme, J. Baddenhausen, et al.** (1979), The abundance of major and trace elements in the Earth's mantle as derived from primitive ultramafic nodules, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1979, 11, 2031-2050.
 17. **Pearson D.G., Irvine G.J., Ionov D.A., Boyd F.R., Dreibus G.E.** Re-Os isotope systematics and platinum group element fractionation during mantle melt extraction: A study of massif and xenoliths of peridotite suites // *Chem. Geol.* 2004. V. 208. P. 29-59.
 18. **Takazawa E., Frey E.A., Shimizu N., Obata M.** Whole rock compositional variations in an upper mantle peridotite (Horoman, Hokkaido, Japan): Are they consistent with a partial melting process // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2000. V. 64. №4. P.695-716.
 19. **Tolstikhin, I. Hofmann, A. W.** Early crust on top of the Earth's core // *Phys. Earth Planet. Inter.* 2005, 148, 109-130.
 20. **Tolstikhin I. N., Kramers J. D., Hofmann A. W.** A chemical Earth model with whole mantle convection: The importance of a core–mantle boundary layer (D") and its early formation // *Chemical Geology*, vol. 226, №. 3, pp. 79-99, 2006 **Wasson J.T., Kallemeyn W.** Compositions of chondrites // *Phil. R. Soc.Londjn.* 1988. A325. P. 535-544.
 22. **Wood, J. A.** *Meteorites and the Origin of Planets.* Earth and Planetary Science Series, 1968, McGraw-Hill Book Co., New York, 117 pp.**Xu X., O'Reilly S.Y., Griffin W.L., Zhou X.** Genesis of young lithospheric mantle in SE China // *J. Petrol.* 2000. V. 41. P. 111-148.

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ И ДЛИТЕЛЬНОСТЬ ФОРМИРОВАНИЯ ПАЛЕОЗОЙСКОЙ МАГМАТИЧЕСКОЙ СИСТЕМЫ В ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ КОЛЬСКОЙ ЩЕЛОЧНОЙ ПРОВИНЦИИ

Арзамасцев А.А.¹, Арзамасцева Л.В.², Жирова А.М.³, Глазнев В.Н.⁴

¹*Институт геологии и геохронологии докембрия Российской
Академии наук (ИГГД РАН), Санкт-Петербург*

²*Геологический институт Кольского научного центра Российской Академии наук
(ГИ КНЦ РАН), Апатиты*

³*Геологический институт Кольского научного центра Российской Академии наук
(ГИ КНЦ РАН), Апатиты*

⁴*Воронежский государственный университет, Воронеж*

Представлены результаты комплексного петролого-геофизического и геохронологического исследования крупной палеозойской рудно-магматической системы на северо-востоке Фенноскандинавского щита, объединяющей Хибинский и Ловозерский плутоны, Кургинскую интрузию, вулканогенные образования и многочисленные рои щелочных даек. Анализ материалов глубокого бурения и результаты трехмерного геофизического моделирования свидетельствуют о существовании на нижних горизонтах Хибино-Ловозерского комплекса значительных объемов пород щелочно-ультраосновной серии. В составе плутонов перидотиты, пироксениты, мелилитолиты, мельтейгиты, ийолиты занимают более 50 % объема всего вулcano-плутонического комплекса в пределах доступного для гравиметрических работ уровня 15 км. С учетом новых геохронологических данных, а также имеющихся изотопных датировок пород разных магматических серий, формирование комплекса, начиная с этапа поступления в кальдеры первых порций расплавов и заканчивая постмагматическими событиями, проявившимися в образовании жил поздних пегматоидов, происходило в интервале 404 - 347 млн. лет назад.

ВВЕДЕНИЕ

Северо-восточная часть Балтийского щита представляет собой классическую область развития континентального магматизма, представленного палеозойскими щелочными и щелочно-ультраосновными интрузиями с карбонатитами. Центральное место в составе Кольской провинции занимают Хибинский и Ловозерский плутоны, которые входят в группу наиболее крупных щелочных интрузий мира. Современный уровень оценки рудоносности проявлений магматизма, так же, как и разработки критериев поисков рудной минерализации, базируется на

мультидисциплинарных геолого-геофизических, геохронологических, петрологических и геохимических исследованиях, дающих информацию о глубинном строении интрузий, системах их подводящих каналов и зонах магмогенерации, длительности формирования магматических систем и оценки условий миграции и концентрирования рудных элементов. При изучении гигантских щелочных плутонов решение указанных проблем осложнено следующими факторами.

Во-первых, определение формы и глубинного строения большинства крупных интрузий требует, с одной стороны, значительного объема первичных геофизических данных, достаточных для построения трехмерных моделей тел с высоким разрешением, и, с другой, необходимости комплексирования геофизических методов (гравиметрических и сейсмических), что повышает достоверность результатов моделирования. Плотность сети геофизических наблюдений в районе Хибинского и Ловозерского массивов достаточна для построения плотностных и сейсмических 3D моделей плутонов и оценки основных элементов их внутреннего строения до глубин 10-12 км.

Во-вторых, оценка длительности формирования сложных многофазных плутонов, развивавшихся поэтапно в течение длительного времени и определение возраста инициальных этапов их формирования затруднено, т. к. изотопные системы пород, как правило, нарушены воздействием поздних интрузивных фаз.

В-третьих, для расшифровки механизмов формирования таких гигантских вулcano-плутонических комплексов, как Хибины и Ловозеро, места и роли в них процессов рудогенеза, необходимо исследование всех составляющих магматической системы - от момента заложения кальдер (заполнения ранних кольцевых разрывов фундамента первыми порциями щелочных расплавов) до завершающих событий, проявившихся в образовании даек и трубок взрыва, прорывающих все щелочные комплексы, а также жил поздних пегматоидов, распространенных в приконтактных породах фундамента.

В-четвертых, открытие карбонатитов [22], расширение ареала распространения и спектра щелочно-ультраосновных пород в Хибинском [13], а в последнее время и в Ловозерском массивах [5], обнаружение пород миаскитовой серии [24], приводят к необходимости существенного пересмотра модели формирования этого крупнейшего рудно-магматического узла. Очевидным следствием этих работ является уточнение представлений о структуре рудных зон крупнейших месторождений фосфора, стронция, редкоземельных элементов, циркония и ниобия, заключенных в этих массивах.

В предлагаемой статье изложены результаты комплексного изучения сформировавшейся в центральной части Кольского региона палеозойской рудно-магматической системы, главными элементами которой являются

Хибинский и Ловозерский массивы, примыкающие к ним небольшие ультраосновные и сиенитовые интрузии, а также крупный комплекс щелочных даек и разнообразные по составу субщелочные и щелочные вулканиты. Работа базируется на результатах, проведенных в пределах массивов буровых работ и детальными геофизическими исследованиями. Для исследования глубинного строения массивов была привлечена методика трехмерного моделирования, основанная на интерпретации гравиметрических и сейсмических данных. Подробно методика изложена в работах [28, 18]. Алгоритмы расчета - разработанные оригинальные программы решения обратной задачи для гравитационного поля [16], основанные на принципах эквивалентного перераспределения [23], и коммерческий пакет программ FIRSTOMO для решения обратной задачи сейсмотомографии [27]. Для визуализации результатов использован пакет программ GL3DShow [17], что позволило представить результаты моделирования в наглядной форме. Проведенный в последние годы на более детальной фактурной основе анализ данных сейсморазведки в сочетании с плотностным моделированием позволил существенно детализировать внутреннее строение массивов.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ КОМПЛЕКСА

Палеозойский вулcano-плутонический комплекс составляют Хибинский и Ловозерский плутоны, вулканогенные образования, Кургинская интрузия, а также крупные рои даек и трубок взрыва, располагающиеся как внутри интрузий, так и в их обрамлении (рис. 1).

Согласно геологическим наблюдениям, могут быть выделены инициальная, главная и завершающая фазы формирования вулcano-плутонического комплекса.

Инициальная фаза формирования комплекса

Формирование вулcano-плутонического комплекса началось с заложения серии разломов в позднеархейском комплексе тоналитов, трондьемитов, гранодиоритов, поступления по ним ультраосновных и субщелочных расплавов, образовавших Кургинскую интрузию и толщи вулканитов преимущественно в северо-восточной части будущей Ловозерской структуры.

Кургинский массив, расположенный в 3 км от северо-восточного контакта Ловозерского массива, представляет собой удлиненное в плане полифазную интрузию тела, сложенное преимущественно перидотитами и пироксенитами (рис. 2).

В его центральной и юго-западной частях располагаются два субвертикальных тела нефелиновых сиенитов. Проведенное нами трехмерное плотностное моделирование показывает, что интрузия имеет

лополитообразную форму и прослеживается до глубины 4,5 км (рис. 2).

Аномалия, фиксирующая область подводящего канала, имеет признаки соединения с крупной положительной аномалией в северо-восточной части

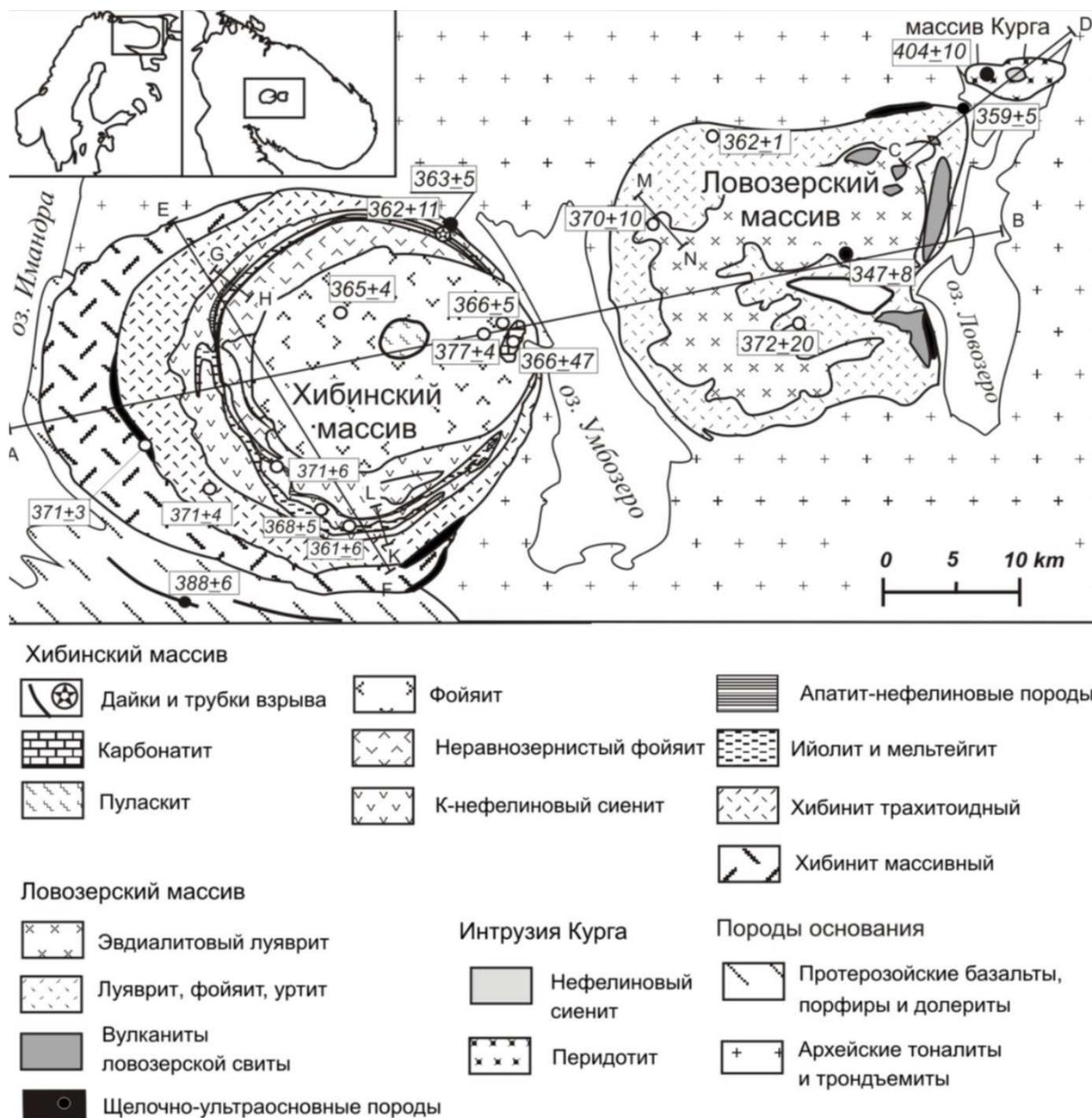


Рис. 1. Схема геологического строения Хибино-Ловозерского рудоносного вулканоплутонического комплекса. Оценки абсолютного возраста пород (цифры в прямоугольниках, млн. лет)

Залитые точки - наши данные, кружки - по данным [9, 10, 20, 30, 31, 33]. Показано положение разрезов, пересекающих контактовые зоны массивов.

Ловозерского массива, указывающей на наличие в этой части щелочного плутона на глубинах более 3 км высокоплотных пород.

Кургинскую интрузию слагают (в последовательности от ранних к

поздним) следующие группы пород, отвечающие фазам формирования массива: 1) перидотиты и оливиниты, 2) пироксениты, 3) щелочные сиениты. Среди сиенитов выделяются щелочные сиениты (ларвикиты и лардалиты) и

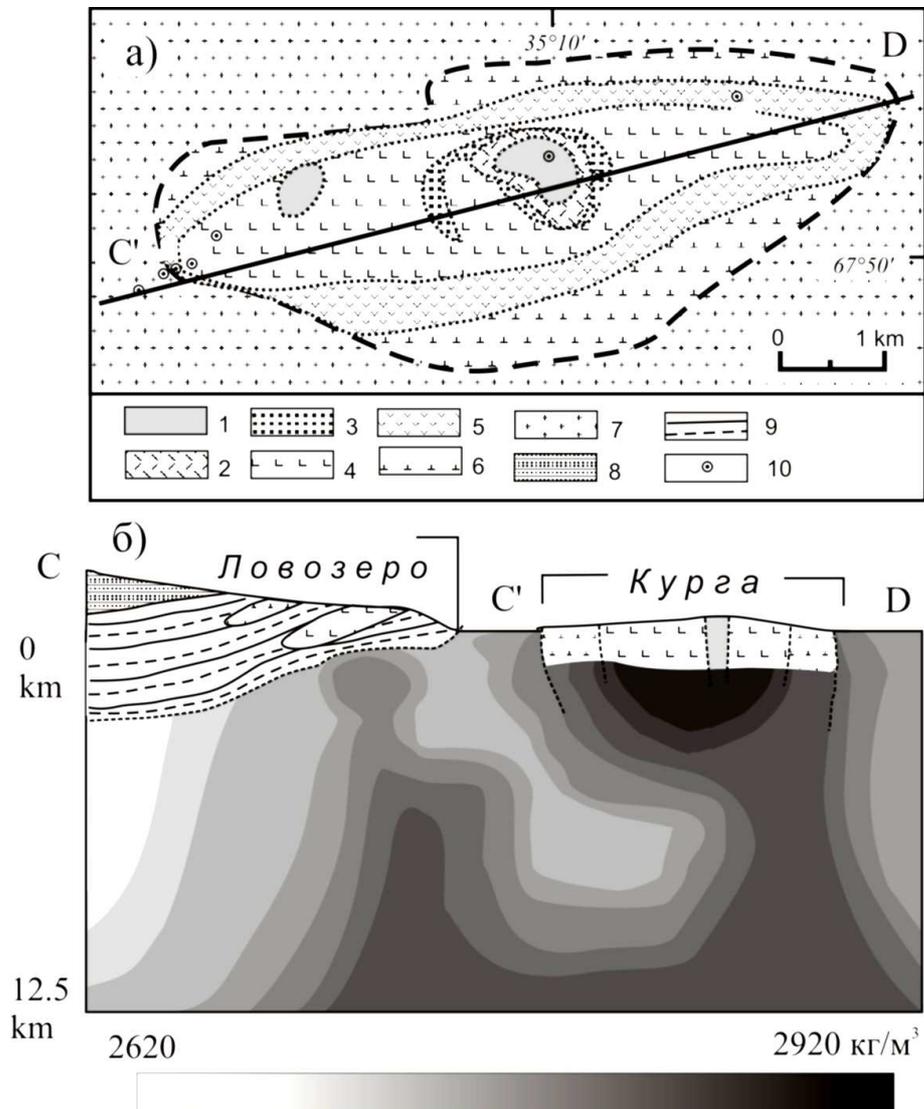


Рис. 2. Схема геологического строения Кургинской интрузии (а) и плотностной разрез (б) участка сочленения Ловозерского и Кургинского массивов.

1 - щелочные сиениты, ларвикиты, 2 - амфибол-пироксен-плагиоклазовые породы, 3 - пироксениты с титаномагнетитом, 4 - оливиниты, 5 - перидотиты, 6 - оливиновые пироксениты, 7 - биотит-амфиболовые гнейсы докембрийского фундамента, породы Ловозерского массива: 8 - эвдиалитовый луаврит, 9 - луаврит, фойяит, уртит дифференцированной серии, 10 - скважины. Схема Кургинского массива дана по [21], с упрощениями.

нефелиновые сиениты. На контакте сиенитов и ультрабазитов располагается зона апогипербазитовых метасоматитов, представленных биотит-керсутитовыми, керсутит-пироксен-плагиоклазовыми породами.

Вулканогенные образования, сформировавшиеся на ранних этапах

заложения кальдер, присутствуют преимущественно в Ловозерском массиве, где они сосредоточены преимущественно в его северо-восточной части: крупные блоки вулканитов мощностью до 200 м залегают в породах дифференцированного комплекса луювритов-фойяитов-уртитов и пространственно ассоциируются с осадочными образованиями ловозерской свиты. В пределах зоны выявляются элементы латеральной зональности в распределении вулканитов разного состава: в крайней северо-восточной части массива преобладают останцы анкарамитов, далее к югу располагаются щелочные базаниты, сменяющиеся в районе гор Апуайв и Куамдеспак фонолит-порфирами. Реконструкция строения толщи возможна лишь для ультраосновной части разреза: изучение крупных останцов вулканитов вкрест простирания и на глубину показало, что в составе толщи преобладают покровы анкарамитов, чередующиеся с базанитами. Мощность каждого покрова не превышает первых метров. Базальтоиды повсеместно содержат мелкие ксенолиты пикритов и анкарамитов и были сформированы, вероятно, в ходе самостоятельной фазы эффузивной активности. В Хибинском массиве вулканогенные породы присутствуют в виде многочисленных ксенолитов, сосредоточенных в наименее эродированных участках высокогорной части массива (рис. 3).

Самый крупный выход вулканогенных пород, протяженностью до 10 км и максимальной видимой мощностью до 100 м, обнаружен в западной его части, на контакте массивных и трахитоидных нефелиновых сиенитов (хибинитов) периферической зоны интрузии. Нижняя часть толщи сложена метаморфизованными вулканогенно-осадочными образованиями, в верхней части преобладают фонолит-порфиры. Помимо лейкократовых разностей вулканитов, Б. Е. Боруцким [11] в пределах Часначорр-Юдичвумчоррского блока Хибин отмечено присутствие авгит-порфиритов.

Главная фаза формирования комплекса

Главный этап эндогенной активности проявился в образовании систем кольцевых разломов, заложении ловозерской и хибинской кальдер проседания и многоэтапном заполнении их щелочными расплавами. Согласно полученным ранее геолого-петрологическим данным [2, 4, 13, 14], заполнение кальдер происходило в результате поступления щелочно-ультраосновных и агпаитовых расплавов из двух источников.

В ходе проведенных работ установлено, что Хибинский и Ловозерский плутоны разделены породами, по плотностным и скоростным характеристикам отвечающим вмещающим массивы гранито-гнейсам. Данные магниторазведки также свидетельствуют об отсутствии в зоне сочленения массивов пород с петрофизическими характеристиками нефелиновых сиенитов. Следовательно, Хибинская и Ловозерская интрузии до глубины 12,5 км имеют автономное внутреннее строение и не имеют единого подводящего канала.

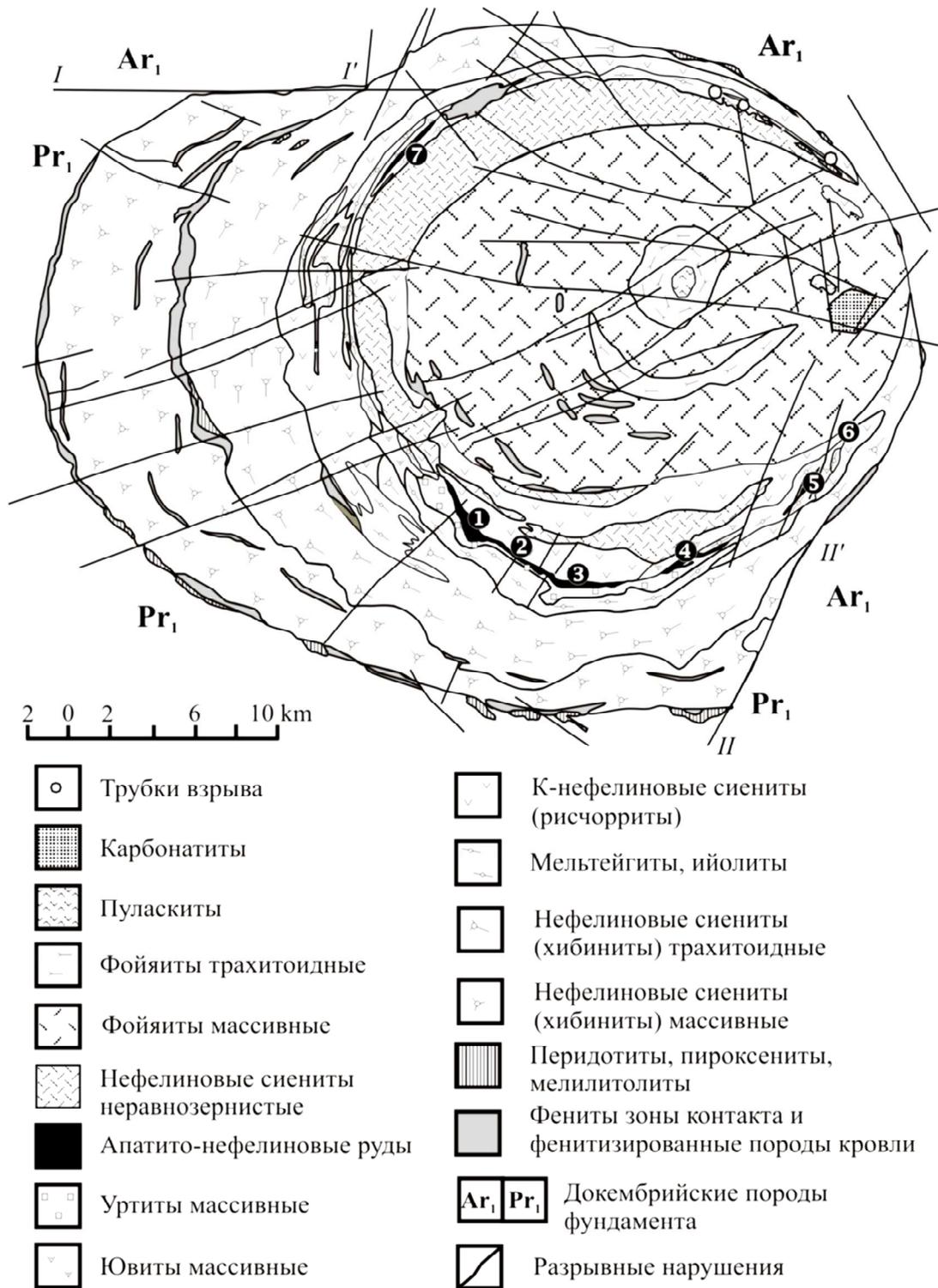


Рис. 3. Схема геологического строения Хибинского массива. Составлена на основе карты МГРЭ ПГО “Севзапгеология”.

Месторождения: 1 - Кукисвумчорр, 2 - Юкспор, 3 - Расвумчорр, 4 - Коашва, 5 - Ньюркапхк, 6 - Олений Ручей, 7 - Партомчорр. I-I' и II-II' - тектонические нарушения в контактовой зоне массива.

Детальное описание геологического строения каждой группы пород Хибинского и Ловозерского массивов приведено во многих работах, поэтому ниже мы остановимся лишь на вновь полученных данных.

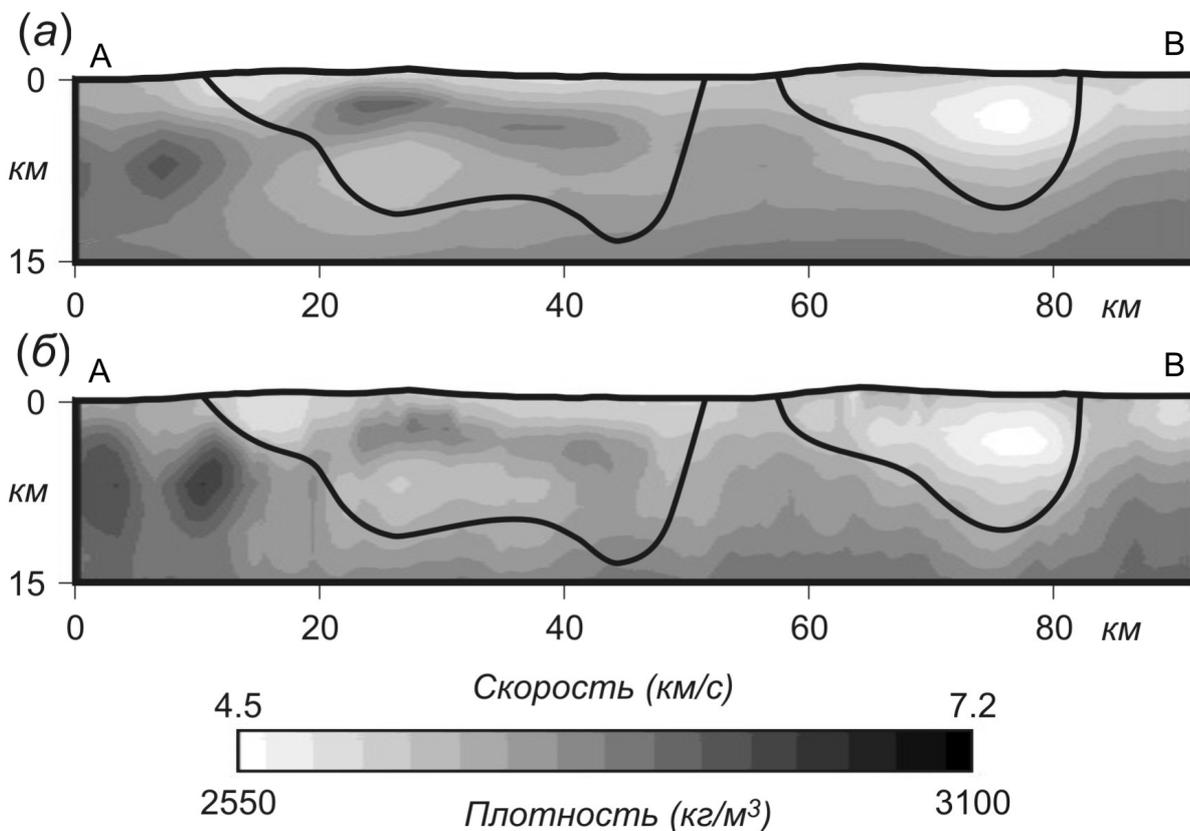


Рис. 4. Скоростной (а) и плотностной (б) разрезы трехмерной комплексной модели Хибинско-Ловозерского вулcano-плутонического комплекса.

Положение разреза см. рис. 1.

Хибинский массив. Конически-кольцевое строение массива сохраняется до глубины 12,5 км. Западный контакт имеет падение к центру под углом 30 - 40° до глубины 5 км и более крутое (50 - 60°) на глубинах 5 - 10 км (рис. 4). Восточный контакт в зоне развития карбонатитового штока круто падает к центру и прослеживается до глубины 13 км. На юго-западе массив имеет субвертикальный контакт с протерозойскими эффузивами, который выполаживается на глубинах около 4 км. Протерозойские вулканиты имандраварзугской зоны представлены как аномалии повышенной плотности (до 3250 кг/м³) и скорости (до 7,0 - 7,5 км/с), которые прослеживаются до глубины 12-13 км. В южном обрамлении Хибинского массива протерозойские породы также отмечаются аномалией высокой плотности, погружающейся под породы массива. В интервале глубин 5 - 11 км контакты выполаживаются, массив уменьшается в размерах, образуя на глубинах > 12 км зону подводящего канала диаметром несколько километров, центр которой смещен к востоку (в сторону Ловозерского массива) относительно

положения на поверхности.

Геологические изыскания, сопровождавшиеся буровыми работами, позволили выявить в пределах массива новые группы пород, а также существенно уточнить геологические соотношения между породными сериями. Согласно последним данным, массив слагают (от древних к молодым): (1) породы щелочно-ультраосновной серии; (2) агпаитовые нефелиновые сиениты периферической части массива ("хибиниты"); (3) К-нефелиновые сиениты; (4) породы дифференцированной серии ийолитов-мельтейгитов; (5) ювиты, уртиты и связанные с ними апатито-нефелиновые руды; (6) агпаитовые нефелиновые сиениты центральной части массива ("фойяиты"); (7) пуласкиты; (8) карбонатиты.

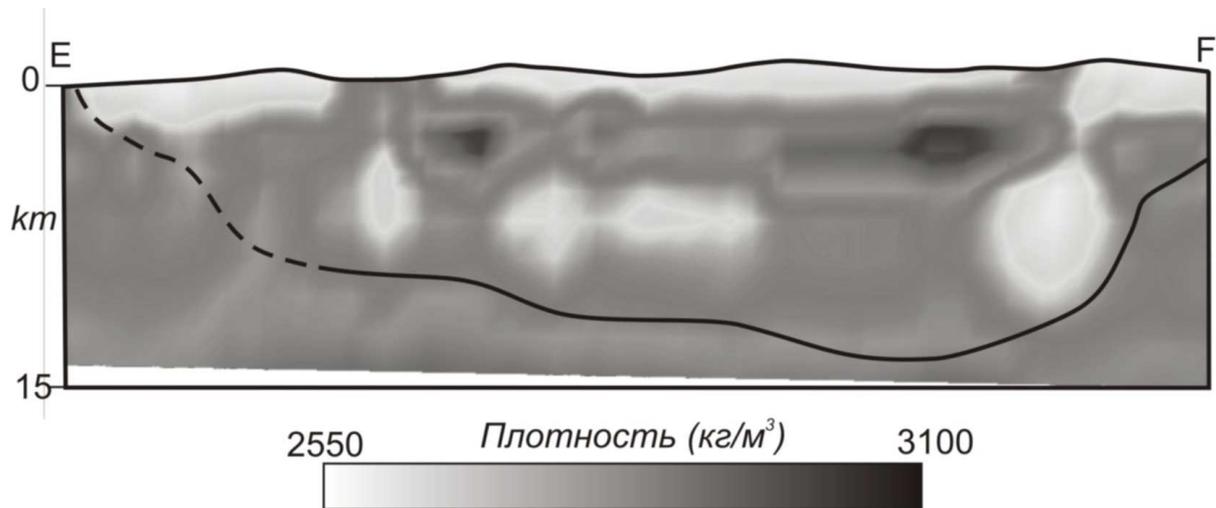


Рис. 5. Плотностной разрез трехмерной комплексной модели Хибинского массива.

Положение разреза см. рис. 1.

Данные плотностного моделирования показывают, что максимальную мощность породы щелочно-ультраосновной серии имеют в северной части, где под нефелиновыми сиенитами на глубине более 3 км располагается крупное кольцевое тело высокоплотных пород (рис. 5). Прямым доказательством присутствия в этой зоне щелочных ультрамафитов являются вскрытые несколькими скважинами зоны, сложенные ксенолитами перидотитов, пироксенитов, мелилитолитов, ультраосновных фойдолитов. В западном секторе массива зона многочисленных ксенолитов щелочных ультрамафитов и вулканитов, протягивающаяся на 15 км, пространственно тяготеет к контакту массивных и трахитоидных нефелиновых сиенитов ("хибинитов") (рис. 3). Значимые геофизические аномалии в этой полосе нами не выявлены, что указывает на бескорневое строение тел зоны, которые, по-видимому, представляют собой останцы кровли массива. Небольшие по мощности выходы щелочных ультрамафитов также известны в районах юго-восточного и северо-западных контактов массива.

Интрузия ийолитов-мельтейгитов обладает рядом особенностей внутреннего строения, текстуры, и структуры, присущих большинству расслоенных магматических комплексов. Корреляция разрезов расслоенной толщи свидетельствуют об относительно пологом падении маркирующих горизонтов к центру плутона под углами 15 - 30°. Анализ структуры показывает отсутствие в юго-западной части на уровнях ниже 3,5 км

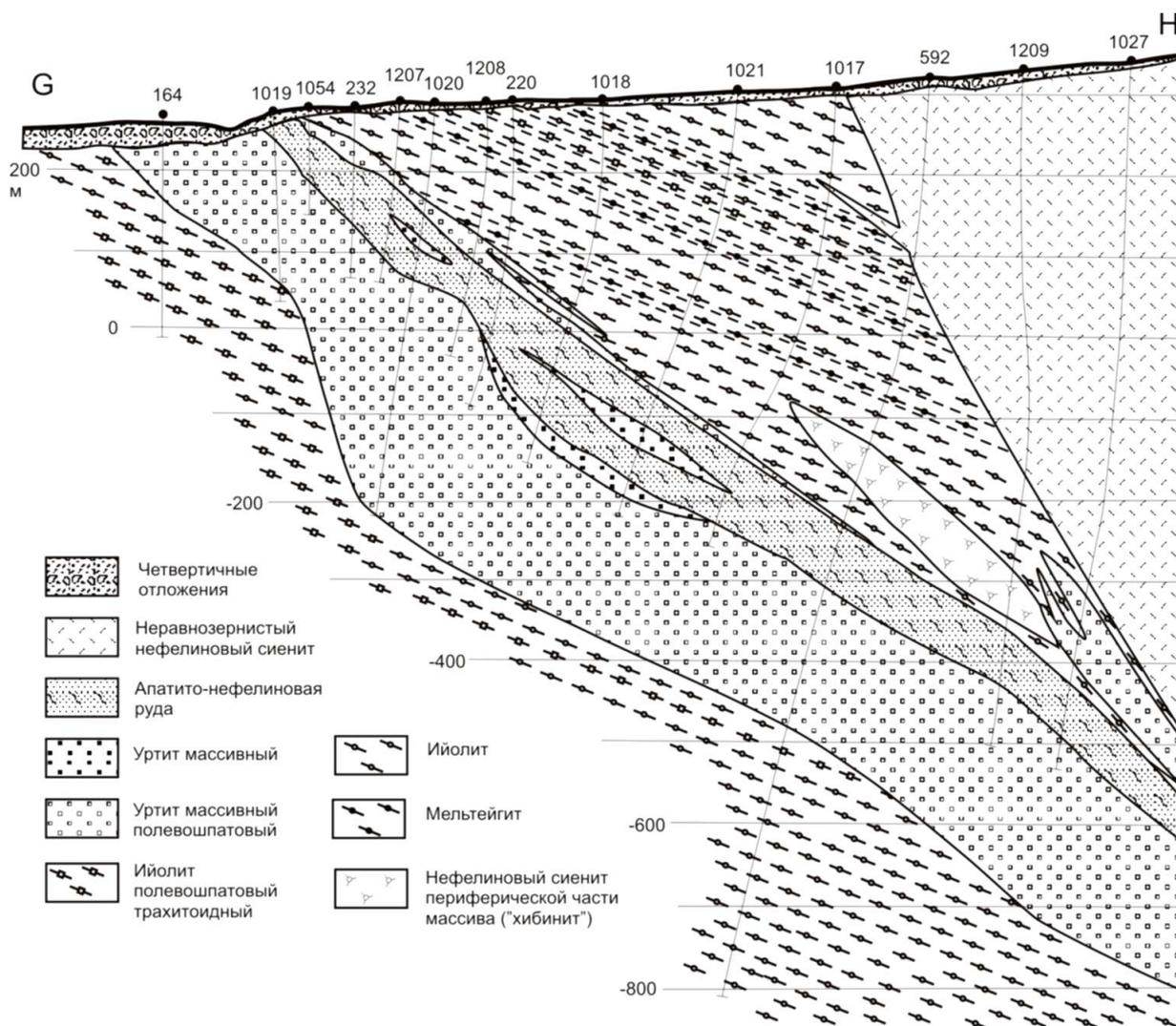


Рис. 6. Геологический разрез по линии G-N через центральную часть месторождения Партомчорр.

Положение разреза см. рис. 1.

положительных гравитационных аномалий, что подтверждает установленную бурением тенденцию к срезанию ийолитов-мельтейгитов на глубине 1 - 2 км агпаитовыми сиенитами центральной части массива (рис. 6, 7).

Проведенными работами установлено, что в центральной части массива, непосредственно под агпаитовыми нефелиновыми сиенитами в интервале

глубин от 3 до 5 км, располагаются положительные гравитационная и сейсмическая аномалии, по параметрам, отвечающие породам фойдолитовой серии (рис. 3). В этой связи представляют интерес обнаруженные среди фойяитов центральной части массива многочисленные ксенолиты ийолитов и мельтейгитов, которые могут указывать на присутствие под фойяитами пород фойдолитовой серии.

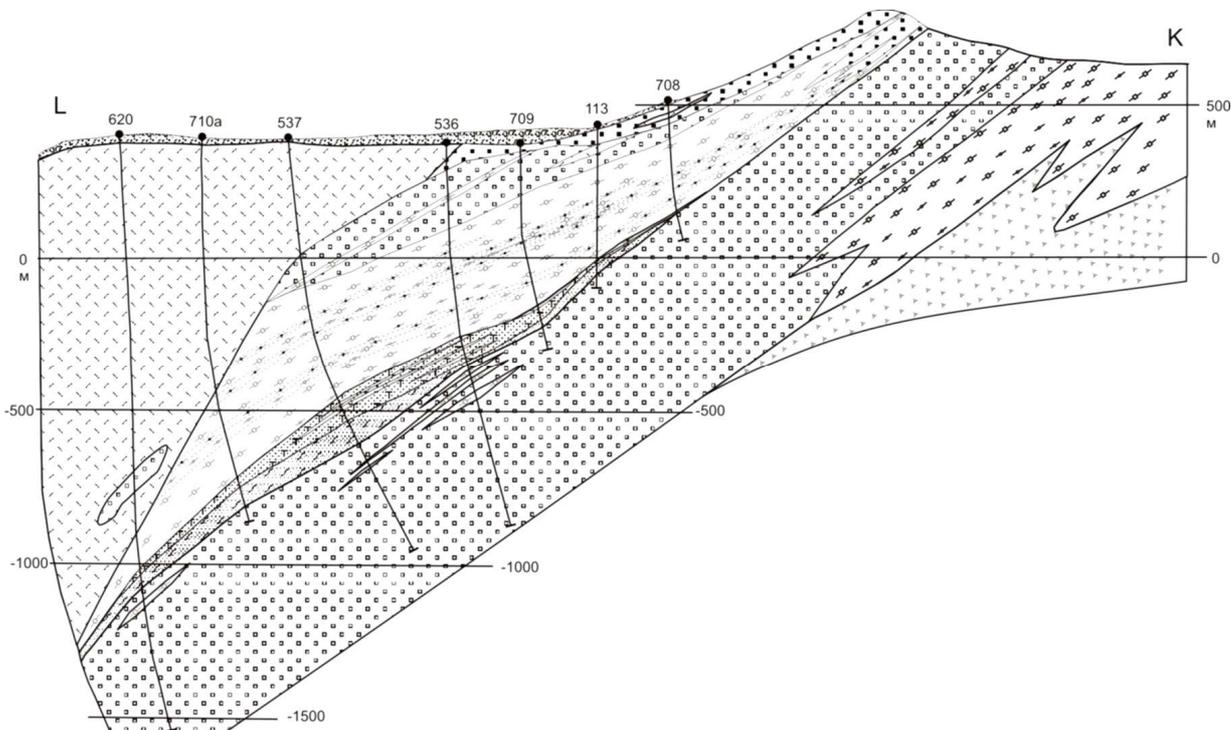


Рис. 7. Геологический разрез по линии К-Л через центральную часть месторождения В. Расвумчорр - Эвслогчорр.

Положение разреза см. рис. 1. Условные обозначения см. рис. 6.

Объединяемые нами по петролого-геохимическим данным [1] в единую серию К-нефелиновые сиениты (рисчорриты), ювиты, уртиты и связанные с ними апатито-нефелиновые руды занимают секующее положение как по отношению к агпайтовым нефелиновым сиенитам периферической части массива, так и к породам расслоенной серии ийолитов-мельтейгитов. Породы образуют последовательный ряд, отражающий постепенное увеличение содержания калиевого полевого шпата от уртитов к ювитам и далее к К-нефелиновым сиенитам (рисчорритам). С бесполевошпатовыми членами этого ряда - массивными урритами - генетически связаны залежи апатит-нефелиновых руд.

Характер взаимоотношений пород однозначно свидетельствует о более древнем возрасте ийолитов-мельтейгитов по отношению к массивным урритам, апатит-нефелиновым рудам, ювитам-рисчорритам. Это подтверждают зоны брекчирования трахитоидных ийолитов массивными

ювитами, срезание верхним контактом рудных зон ряда месторождений ритмов уртитов-ийолитов-мельтейгитов, утыкание трахитоидных пород в более пологий контакт с перекрывающей их толщей ювитов-рисчорритов, наличие ксенолитов и крупных останцов ийолитов и мельтейгитов в массивных ювитах-рисчорритах в северо-западном секторе дуги. Более сложная картина наблюдается в зоне юго-восточного замыкания ийолит-уртитовой дуги. Можно полагать, что формирование рудной залежи на этом участке предшествовало становлению фойдолитовой интрузии, а заложение главного рудоконтролирующего разлома, ответственного за размещение рудных залежей нижнего яруса месторождений Ньюркапхк и Олений Ручей и главных месторождений Хибин, произошло после ее консолидации. Ряд особенностей, как геологического положения, так и соотношения текстурных типов руд участка Ньюркапхк также косвенно свидетельствует об условиях их становления, отличных от остальных месторождений плутона.

Буровые работы, проведенные в плохо обнаженной центральной части массива, позволили установить, что крупные отрицательные плотностные аномалии среди фойяитов образованы карбонатитами (восточная аномалия) [22] и пуласкитами (аномалия в центре комплекса) [24]. Кроме того, установлено, что нефелиновые сиениты центральной части массива содержат многочисленные крупные останцы фенитизированных пород кровли, а также ксенолиты фойдолитов, сходных по составу с породами дифференцированной серии ийолитов-мельтейгитов.

Ловозерский массив (рис. 8). Проведенное комплексное 3D моделирование показало (рис. 4), что до глубины 10 км массив имеет форму несимметричного лополита, зона подводящего канала которого проектируется на юго-восточную часть современного эрозионного среза плутона. В отличие от субвертикального южного контакта, в западной и северо-западной частях кальдеры контакты имеют падение под углом 60-70° до глубины 3 км с тенденцией к выполаживанию. Восточный и северный контакты, вследствие присутствия значительного числа ксенолитов щелочных вулканитов, выявляются нечетко. Близость петрофизических характеристик агпаитовых сиенитов, образующих несколько интрузивных серий, не позволяет достоверно реконструировать внутреннее строение плутона. Тем не менее, установлено, что на глубине более 2 км массив состоит из двух зон, резко различающихся по плотности (рис. 9).

С учетом поверхностных наблюдений и данных бурения, большую часть интрузии, за исключением его юго-восточной части, до глубины 8 км выполняют породы дифференцированной серии люявритов-фойяитов-уртитов. В центральной части массива, в районе озера Сейдявр, установлена локальная отрицательная аномалия силы тяжести, отвечающая телу щелочных и анальцимовых сиенитов с плотностью 2580 - 2630 кг/м³. В северо-восточной части массив имеет двухъярусное строение (рис. 2).

Верхняя зона, прослеживаемая до глубины 1-2 км, как и в юго-западной части, сложена породами серии эвдиалитовых луавритов и дифференцированной серии луавритов-фойяитов-уртитов (рис. 10).

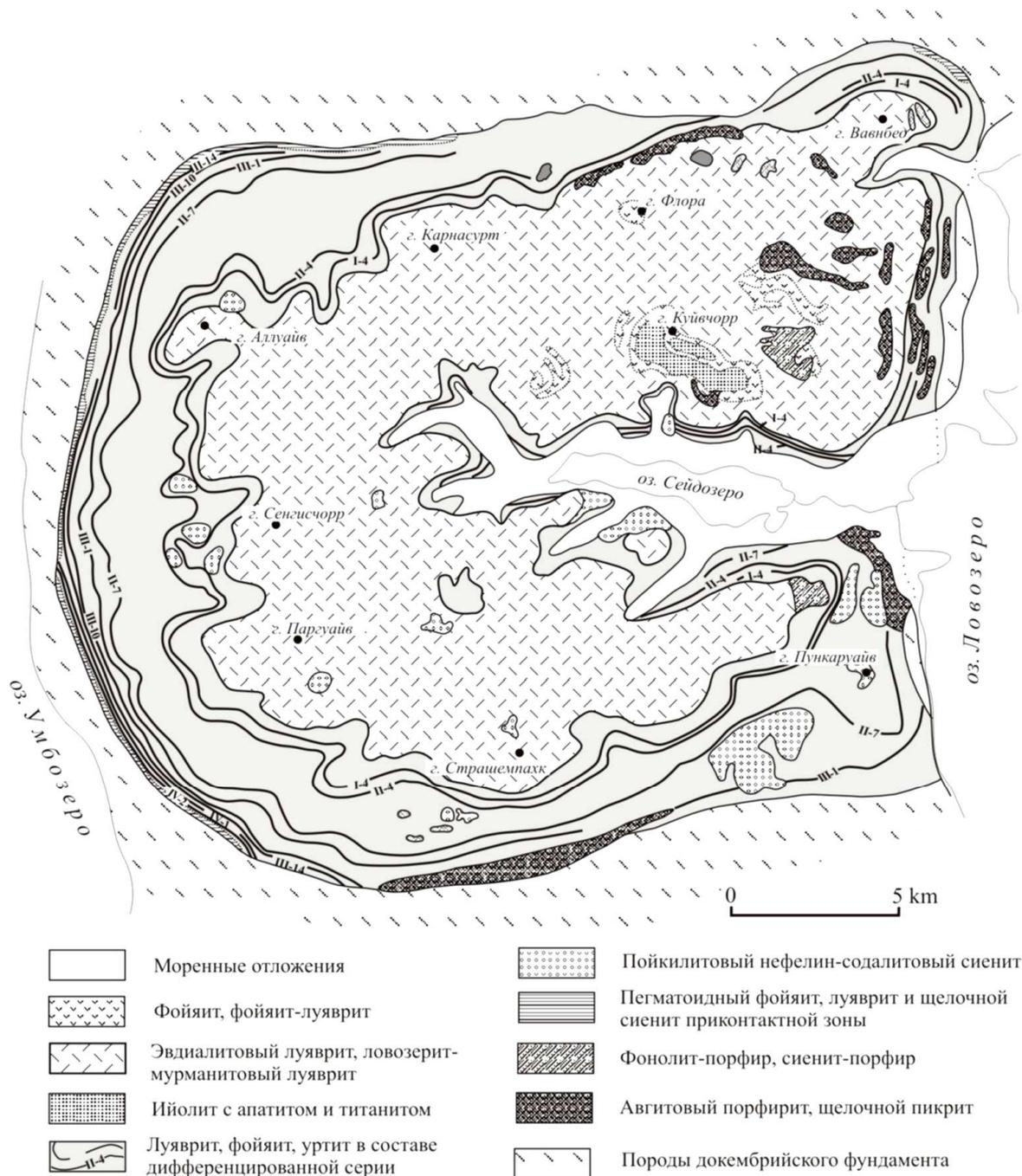


Рис. 8. Схема геологического строения Ловозерского массива.

Составлена на основе данных [12, 15]. Римскими цифрами обозначены номера маркирующих горизонтов дифференцированного комплекса.

Располагающиеся ниже породы имеют плотность, превышающую 2800 кг/м³. Таким образом, с учетом данных [5, 12, 15, 29], Ловозерский массив

слагают следующие серии пород:

1. Останцы щелочных вулканитов и осадочные породы кровли массива, имеющие значительное распространение в северо-восточной и восточной частях кальдеры.

2. Породы щелочно-ультраосновной серии, сконцентрированные преимущественно в северо-восточной части массива, где под породами дифференцированного комплекса люявритов-фойяитов-уртитов на глубине более 2 км они образуют относительно крупное интрузивное тело. Обнаруженные в скважинах ксенолиты мельтейгитов, пироксенитов и мелилитовых пород, позволяют предполагать существование щелочно-ультраосновной интрузии, сходной по составу и строению с известными интрузиями провинции. Следует отметить, что северо-восточная зона высокоплотных пород обнаруживает признаки соединения с породами Кургинского массива субщелочных ультрамафитов на глубине 7 - 8 км (рис.2).

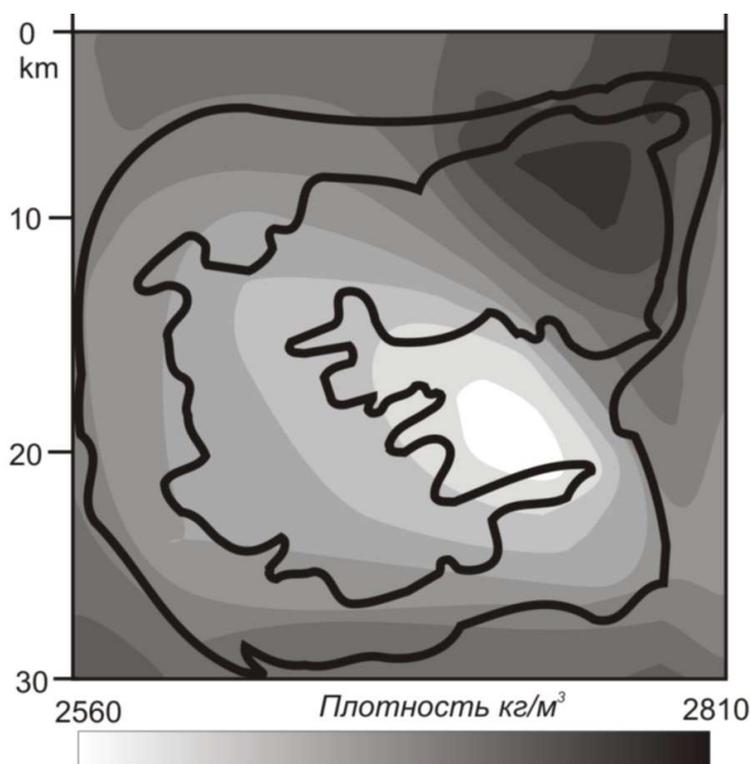


Рис. 9. Распределение плотностей в районе Ловозерского массива на глубине 5 км.

Контуром показано положение главных серий пород массива на поверхности.

3. Породы серии пойкилитовых нефелин-содалитовых сиенитов, сохранившиеся только в нарушенном залегании в виде останцов (и ксенолитов?) среди пород расслоенной серии люявритов-фойяитов-уртитов.

4. Породы лопаритоносной расслоенной серии люявритов-фойяитов-уртитов выполняют основной объем кальдеры и имеют максимальную

мощность в юго-западной части массива, где они прослеживаются до глубины не менее 8 км.

5. Породы серии эвдиалитовых луявритов образуют, согласно данным буровых работ, субпластовое тело мощностью до нескольких сотен метров залегающее субсогласно с породами нижележащих луявритов, фойяитов, уртитов (рис. 10).

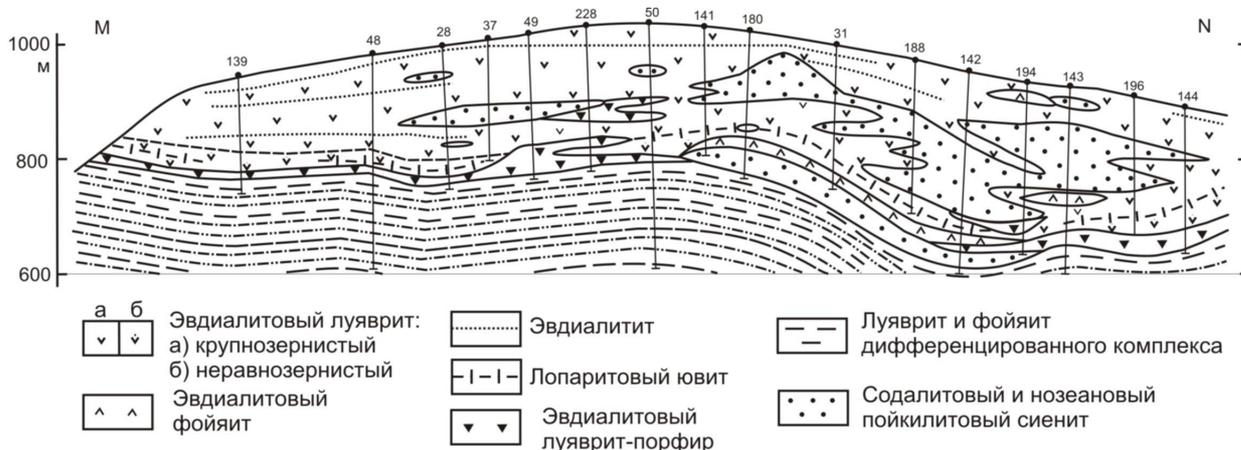


Рис. 10. Геологический разрез северо-западной части Ловозерского массива.

Положение разреза см. рис. 1.

6. Щелочные сиениты с плотностью 2580 - 2630 кг/м³ образуют отрицательную аномалию силы тяжести, штокообразной формы, диаметром до 5 км в центральной части массива. Скважина, заложенная в районе озера Сейдявр, на глубине более 700 м подсекла цирконсодержащие щелочные сиениты, сходные по составу с пуласкитами из центральной части Хибинского массива.

Завершающая фаза формирования комплекса

Наиболее поздние образования, сопровождавшие магматическую активность в кальдерах, представлены роями даек карбонатитов, щелочных пикритов, меланефелинитов, фонолитов, щелочных габброидов; трубками взрыва щелочных пикритов и пикрит-карбонатитов. Наиболее крупные рои располагаются в районе юго-восточной группы хибинских апатитовых месторождений (м-е Ньоркпахк), а также во вмещающих гнейсах зоны северного сочленения Хибинского и Ловозерского массивов. Отдельные кольцевые и радиальные дайки меланефелинитов трассируют разломы в юго-западной части Хибинского массива и прослежены на удалении до 5 км от его юго-западного контакта.

Разнообразные по составу щелочные пегматиты и жилы с уникальной редкометалльной минерализацией, как правило, являются фациальными пегматоидными разновидностями главных породных серий массивов.

Наиболее поздние образования пространственно контролируются поздними тектоническими нарушениями [19].

ДЛИТЕЛЬНОСТЬ ФОРМИРОВАНИЯ КОМПЛЕКСА

Повышение точности геохронологических методов позволяют поставить вопрос не только о датировании конкретных интрузий, но и об оценке возрастного интервала формирования крупных магматических комплексов. Для таких сложных многофазных геологических структур, как Хибинский и Ловозерский массивы, развивавшихся поэтапно в течение длительного времени, задача оценки длительности их формирования является особенно актуальной. К настоящему моменту датирование этих массивов, проведенное разными методами, позволило с высокой степенью достоверности определить возраст главных породных серий этих интрузий, который варьируется в пределах 365 ± 5 млн. лет [9, 10, 20, 30, 31, 33]. Вместе с тем, определение длительности формирования всего Хибино-Ловозерского вулcano-плутонического комплекса предполагает оценку интервала его формирования начиная с этапа поступления в кальдеры первых порций расплавов и заканчивая постмагматическими событиями, проявившимися в образовании жил поздних пегматоидов. Наибольшую сложность представляет определение возраста инициальных этапов формирования комплексов, поскольку их изотопные характеристики могут быть нарушены воздействием поздних интрузивных фаз. Исходя из этого, в качестве объектов для датирования нами были избраны магматические образования, располагающиеся за пределами хибинской и ловозерской кальдер, которые в наименьшей степени испытали воздействие главных фаз щелочных интрузий и могли сохранить первичные изотопные отношения. Для решения поставленной задачи применялся комплекс изотопных методов, включающий Rb-Sr изохронное датирование, определение $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраста пород по флогопиту и амфиболу, а также U-Th-Pb датирование зерен циркона. Измерения проводились по методикам, описанным в [8, 32]. Ошибки возраста, если это специально не оговаривается, приведены в интервале $\pm 2\sigma$.

Возраст заложения кальдер. Образованию ловозерской кальдеры предшествовала серия субширотных разломов в северо-восточной части будущей магматической структуры, по которым произошло внедрение щелочно-ультраосновных расплавов и образование пород Кургинского массива. Проведенное датирование пород массива показало, что изохронная зависимость (рис. 11), полученная по образцам апатита, амфибола, биотита и валу породы, отвечает возрасту 404 ± 10 млн. лет (табл. 1).

Ранее [26] для биотита из пироксенита был получен K-Ar возраст 404 ± 30 млн. лет. Датирование этим же методом [25] керсутита и биотита из ларвикита и амфибол-плаггиоклазовой породы позволило получить возрасты соответственно 405 ± 40 и 430 ± 20 млн. лет, что указывают на сингенетичность

ультрабазитов и щелочных сиенитов, слагающих интрузию.

Геолого-геохимические данные показывают, что формирование Кургинского массива происходило параллельно с комагматичными кургинским плутоническим породам вулканитами, сформировавшими раннюю фазу в пределах Контозерской кальдеры и образующих останцы кровли в северо-восточной части Ловозера [3]. Оценка возраста этих образований Rb-Sr изохронным методом, вследствие термального воздействия интрузивных фаз, дало неудовлетворительные результаты: полученное по 5 точкам уравнение регрессии отвечает возрасту 446 ± 56 млн. лет ($I_{Sr} = 0,70301 \pm 0,00009$, СКВО = 0,64) [7].

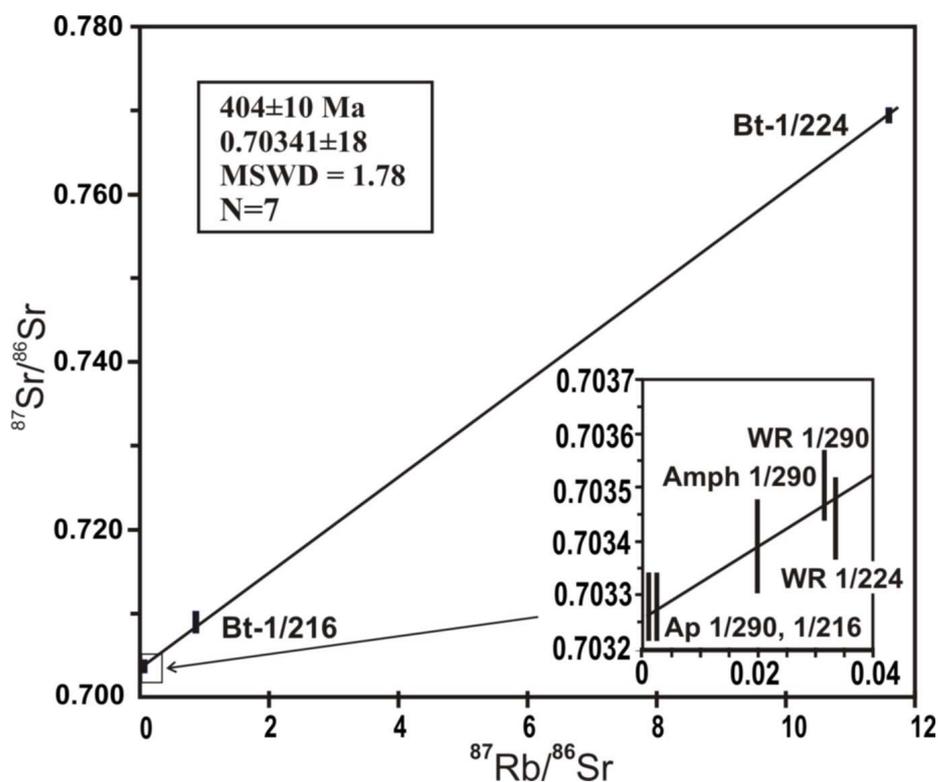


Рис. 11. Rb-Sr изохронная диаграмма для образцов Кургинской интрузии.

Пироксенит (1/290), ларвикит (1/224, 1/216) и слагающие их биотит (Bt), амфибол (Amph) и апатит (Ap).

В Хибинском массиве вероятность сохранности изотопных меток в породах ранних фаз внедрения минимальна, поэтому в качестве объекта для датирования была выбрана дайка щелочного лампрофира, располагающаяся в кольцевых тектонических структурах обрамления на удалении до 5 км от контакта массива. Полученная по этой дайке датировка ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, возраст плато - 388 ± 6 млн. лет) (рис. 12) отвечает минимальному возрасту заложения хибинской кальдеры и началу заполнения ее щелочно-ультраосновными расплавами, являвшимися первой фазой становления Хибинского комплекса.

Таблица 1.

Rb-Sr изотопные характеристики пород Хибинского и Ловозерского вулканоплутонических комплексов.

Образец	Материал	Rb, ppm	Sr, ppm	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \pm 2\sigma$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(t)}$
Кургинская интрузия						
1/290	WR-1	8,0	738	0,03151	0,70352±10	0,70334
1/290	Amph-1	9,2	1337	0,01986	0,70340±36	0,70329
1/290	Ap -1	-	5079	0,0001	0,70328±7	0,70327
1/224	WR-2	84	7292	0,03343	0,70344±12	0,70325
1/224	Bt-2	350	88	11,5943	0,76981±10	0,70294
1/216	Ap-3	-	14096	0,0001	0,70328±7	0,70327
1/216	Bt-3	371	1243	0,86321	0,70874±28	0,70376
Породы из трубки взрыва г. Намуайв, Хибинский массив						
1635-1	WR-1	0,7	2185	0,00092	0,703847±12	0,703842
1635-1	Cpx-1	4,6	332	0,03962	0,704010±21	0,703806
1635-1	Ol+Mel-1	4,3	42,8	0,29329	0,705335±15	0,703823
1635-1	Calc-1	0,76	5135	0,00043	0,703742±18	0,703740
1635-1	Ap-1	0,65	3965	0,00047	0,703862±13	0,703860
1635-2	WR-2	0,55	3557	0,00044	0,703801±18	0,703799
1635-2	Phlog-2	333	2478	0,38872	0,705803±16	0,703800
1635/352.4	WR-3	137	2669	0,14837	0,704588±19	0,703823
1635/352.4	Phlog-3	263	783	0,96981	0,708820±14	0,703822
1635/352.4	Ap-3	2,2	10448	0,00060	0,703835±15	0,703832
1635/197.8	WR-4	132	1602	0,23891	0,704918±11	0,703687

Примечание. WR - порода, вал, Cpx - клинопироксен, Amph - амфибол, Ol - оливин, Mel - мелилит, Calc - кальцит, Ap - апатит, Phlog - флогопит, Bt - биотит. Образцы: 1/290 - пироксенит крупнозернистый, 1/224 и 1/216 - ларвикит. 1635/352.4 - бескарбонатный оливиновый меланефелинит (фаза I), образцы 1635-1, 1635-2, 1635/197.8 - карбонатсодержащий щелочной пикрит (фаза II).



Рис. 12. Результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ исследования методом ступенчатого прогрева монофракции амфибола из дайки 99-1 южного обрамления Хибинского массива.

Возраст завершения магматической активности. В Хибинском массиве для датирования выбраны трубки взрыва и оперяющие их дайки меланефелинитов, располагающиеся в пределах комплекса ювитов - К-нефелиновых сиенитов. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраст флогопита из образца оливинового меланефелинита трубки взрыва составляет $363,4 \pm 5$ млн. лет (рис. 13). Этот

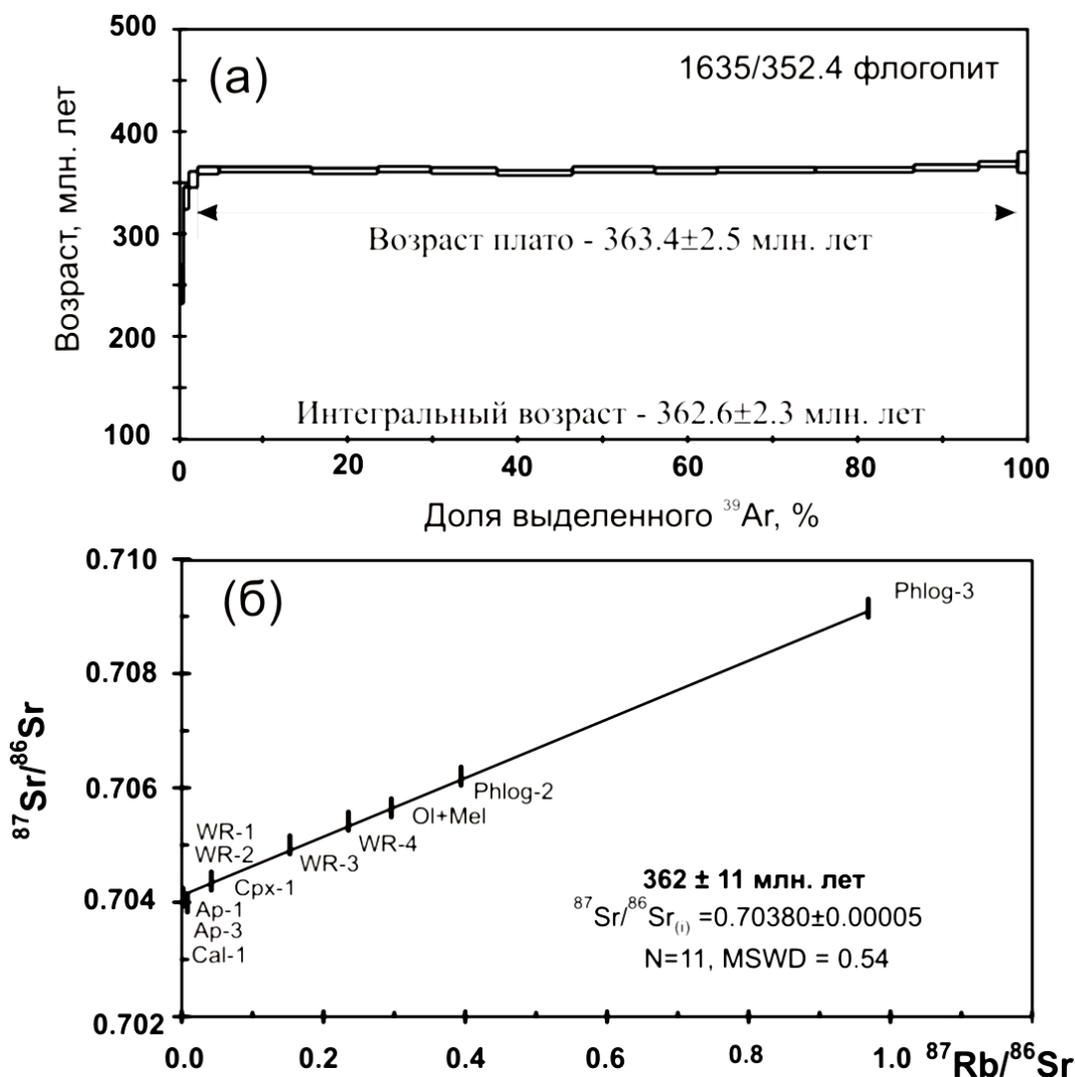


Рис. 13. Данные изотопных исследований пород трубки взрыва горы Намуайв.

(а) результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ исследования методом ступенчатого прогрева монофракции флогопита; (б) Rb-Sr изохронная диаграмма. WR – валовый состав породы; Phlog – флогопит, Ap – апатит, Ol – оливин, Mel – мелилит, Cpx – клинопироксен, Cal – кальцит.

возраст пород трубки подтвержден Rb-Sr изохронным методом (362 ± 11 млн. лет) (табл. 2, 3). Учитывая текущее положение трубки взрыва по отношению к главным породным сериям Хибинского массива, полученный возраст можно интерпретировать как время завершения магматической активности в Хибинском и Ловозерском массивах.

Возраст позднемагматических процессов. Попытки получить

абсолютный U-Pb возраст по валу циркона традиционным методом не дал положительных результатов, поскольку содержания радиогенного свинца в молодых палеозойских цирконах незначительны. Поэтому был применен локальный метод изотопного датирования SHRIMP-II (ЦИИ ВСЕГЕИ). В Ловозерском массиве наиболее благоприятными объектами для датирования явились жилы микроклин-альбитовых пегматоидов с ильменитом и крупными выделениями циркона, развитые в толще докембрийских гнейсов на удалении до 100 метров от северо-восточного контакта Ловозерского массива (г. Вавнбед).

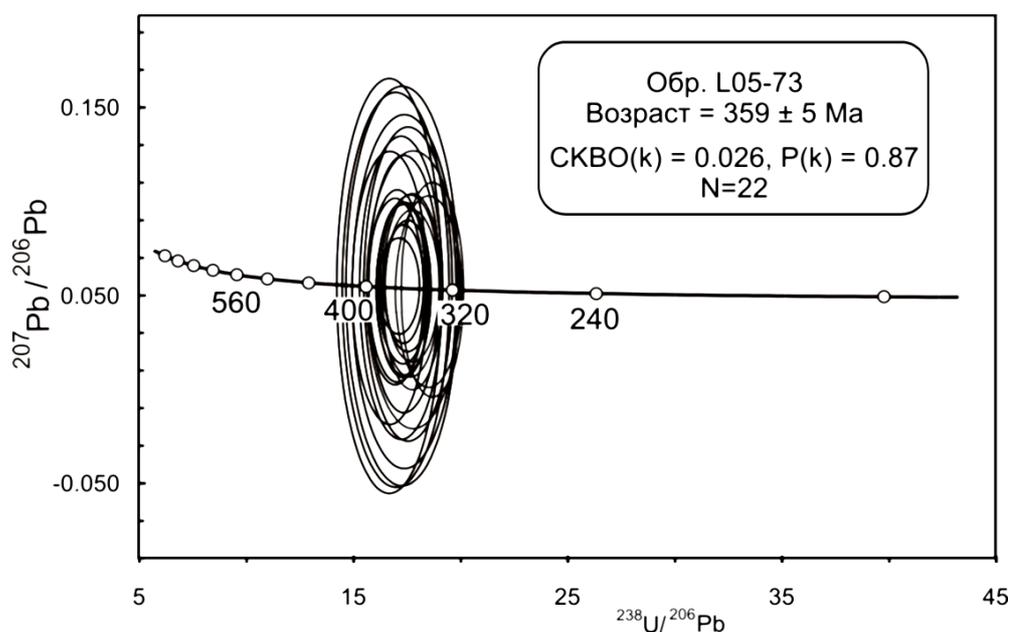


Рис. 14. Диаграмма с конкордией для цирконов из микроклин-альбитовых жил северо-восточного склона г. Вавнбед в Ловозерском массиве.

Циркон в пегматоидах представлен хорошо ограненными кристаллами размером до 2 см. Католюминесцентное исследование обнаружило сложное строение кристаллов: центральные зоны выполнены шестоватым агрегатом игольчатых кристаллов циркона, краевые зоны имеют однородное строение с четко выраженной зональностью роста. Выполнено 22 U-Pb анализа в 4 крупных зернах циркона. Для анализа выбирались наиболее темные части зерен, имеющие более высокую концентрацию урана. Результаты представлены на рис. 14 и в таблице 2. Проанализированные цирконы характеризуются низкими содержаниями U (20-50 ppm) и высоким Th/U отношением (19-46), что типично для циркона, кристаллизовавшегося в щелочной среде. Фигуративные точки образуют конкордантный кластер, дискордантность варьирует от -26 до 28 %. Конкордантный возраст по 22 анализам составляет 359 ± 5 млн. лет.

Таблица 3.

Результаты U-Th-Pb определений изотопного состава участков цирконов на ионном микрозонде SHRIMP-II из щелочных цирконсодержащих сиенитов центральной части Ловозерского массива (Обр. 903/978).

Точка анализа	% $^{206}\text{Pb}_c$	ppm U	ppm Th	$\frac{^{232}\text{Th}}{^{238}\text{U}}$	ppm $^{206}\text{Pb}^*$	$\frac{^{206}\text{Pb}^*}{^{238}\text{U}}$	±, %	Возраст $\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$ млн.лет		%D
1.1	25,61	1,0	168	169,77	0,06	0,0506	28,4	318	±88	-
1.2	35,83	1,4	80	58,31	0,07	0,0368	57,2	233	±131	-
2.1	2,02	15,3	981	66,25	0,73	0,0545	2,5	342	±8	-237
3.1	5,13	4,0	2659	694,00	0,21	0,0573	4,3	359	±15	-124
4.1	0,78	10,8	887	84,49	0,47	0,0502	2,3	316	±7	84
5.1	2,99	4,0	810	211,50	0,21	0,0593	3,5	371	±13	11
2.2	0,93	15,5	961	63,89	0,73	0,0543	2,1	341	±7	-43
2.3	2,02	15,3	989	66,64	0,74	0,0553	2,4	347	±8	-110

Примечание: см. табл. 2.

Вторым объектом для датирования позднемагматических процессов в Ловозерском массиве явились тела щелочных сиенитов, вскрытые на глубинах > 900 м скважиной 903 в центральной части массива. Наличие в сиенитах многочисленных мелких зерен акцессорного циркона позволило провести U-Pb определения изотопного состава. Из 8 замеров в 3 зернах, 5 дали конкордантные значения, отвечающие возрасту 347 ± 8 млн. лет (рис. 15, табл. 3).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Щелочно-ультраосновные серии в составе комплекса

Обнаружение в Хибинском массиве на глубине более 4 км под фойяитами сейсмической и плотностной аномалии пластинообразной формы мощностью 3 км, занимающей всю центральную часть плутона, подтверждает положение о том, что в современном разрезе сохранилась лишь небольшая краевая часть дифференцированной серии ийолитов-мельтейгитов, которая первоначально заполняла всю внутреннюю часть кальдеры. В ходе последующего опускания кальдеры центральная часть дифференцированной серии была взломана и смещена вниз по кольцевому разлому на 2,5 - 3 км. Последовавшая порция агпайтовых расплавов заполнила центральную часть кальдеры и перекрыла нарушенную пластинообразную часть дифференцированной серии фойидолитов. Таким образом, в составе Хибинского массива также можно выделить дифференцированную серию, но в отличие от Ловозерского массива, где формировалась агпайтовая серия луювритов-фойяитов-уртитов, в Хибинах

присутствует расслоенная серия ультраосновных фойдолитов. С этих позиций находит объяснение исключительно выдержанный разрез хибинской ийолит-мельтейгитовой серии, которая не смогла бы сформироваться в узкой конической наклонной камере, в пределах которой располагаются в настоящее время эти породы.

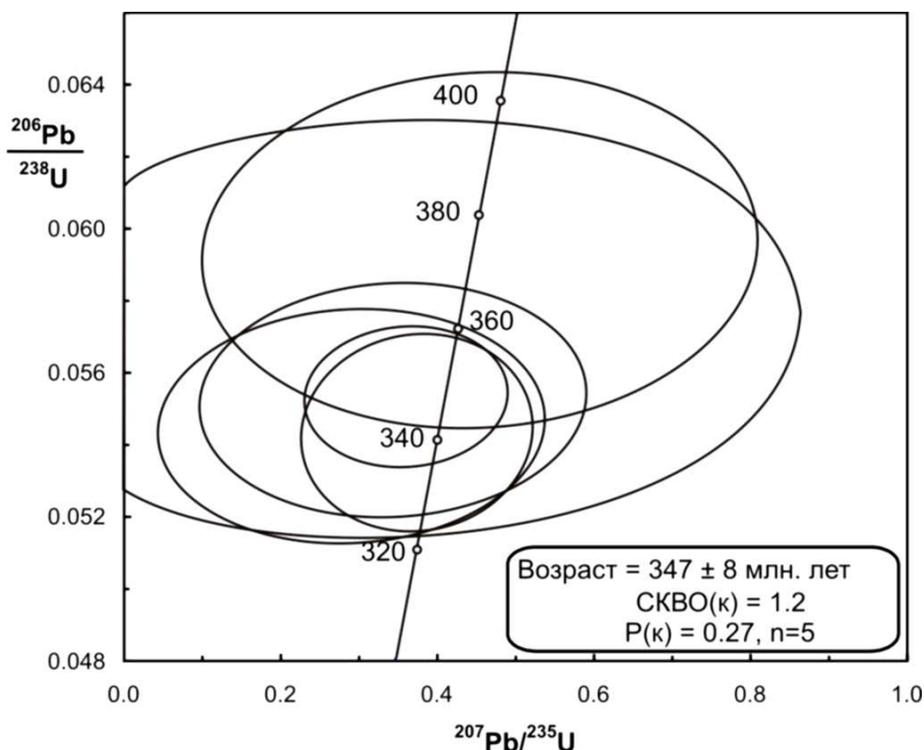


Рис. 15. Диаграмма с конкордией для цирконов из цирконсодержащих щелочных сиенитов из скв. 903 (глуб. 978 м) в центральной части Ловозерского массива.

Полученные данные позволяют пересмотреть соотношение объемов агпайтовой и щелочно-ультраосновных серий в составе массивов. Оценка объемов пород в составе вулcano-плутонического комплекса, проведенная на основе геофизических данных показывает, что основной объем агпайтовых сиенитов в Хибинском массиве сосредоточен в периферической зоне плутона, где эти породы ("хибиниты") образуют коническое тело мощностью не более 2 - 3 км, и занимают менее 25 % объема всей кальдеры. Доля агпайтовых сиенитов в центральной части Хибин, учитывая присутствие обнаруженного плитообразного тела ийолитов-мельтейгитов, также не превышает 15 - 20 %. В Ловозерском массиве щелочные ультрамафиты располагаются преимущественно в северо-восточной части и сосредоточены в примыкающей к Ловозерскому плутону Кургинской интрузии. Их доля превышает 30 % объема массива в пределах доступного для гравиметрических работ уровня 12 км. Таким образом, щелочно-ультраосновные породы занимают более 50 % объема всего Хибино-Ловозерского вулcano-плутонического комплекса. Анализ

петрографического состава ультрамафитов свидетельствует о том, что в составе комплекса присутствует полная серия пород, типичных для щелочно-ультраосновных массивов провинции: перидотиты, пироксениты, мелилитолиты, мельтейгиты, ийолиты, карбонатиты [5]. Эволюция ультраосновных расплавов в этих комплексах была, по-видимому, обусловлено теми же процессами, которые контролировали появление щелочно-ультраосновных серий в карбонатитовых интрузиях Ковдора, Африканды, Турьего мыса и др.

Различия во внутреннем строении Хибинского и Ловозерского массивов

Несмотря на пространственную сопряженность (массивы разделены узкой перемычкой пород докембрийского фундамента), а также близость вещественного состава пород, Хибинский плутон формируют кольцевые и конические интрузии, в то время как Ловозерский образован стратиформными магматическими сериями. Полученные данные позволяют предположить, что различия во внутреннем строении изучаемых щелочных массивов, а, соответственно и в строении рудных тел, обусловлены следующими факторами.

Формирование палеозойской магматической системы в центре Кольского региона началось с заложения ловозерской кальдеры в относительно гомогенном по структурно-тектоническим и прочностным характеристикам архейском фундаменте Кольско-Норвежского террейна. Внедрение на инициальном этапе в обе кальдеры первых порций расплавов, представленных щелочно-ультраосновными дериватами, происходило различно: в ловозерской кальдере ультрабазиты сконцентрировались в ее северо-восточной части, образуя самостоятельную Кургинскую интрузию и соединяющееся с ней субповерхностное компактное тело, залегающее на северо-востоке массива на глубине 0,5 - 2 км под породами дифференцированной серии. Поступление щелочно-ультраосновных расплавов не нарушило лополитообразное строение ловозерской кальдеры и внедрение агпайтовых магм произошло в камере, приближавшейся по форме к идеальному лополиту, что определило формирование краевых и главной дифференцированной магматической серии Ловозерского массива (лопаритоносного комплекса люявритов-фойяитов-уртитов) по типу классических расслоенных интрузий.

В противоположность этому хибинская кальдера возникла на границе архейского и раннепротерозойского комплексов фундамента (рис. 1), и, как показывают полученные геофизические данные, магматический резервуар периферической зоны массива, в который происходило внедрение агпайтовых расплавов, представлял собой линзовидную полость, глубина которой резко варьировала по латерали, образуя ряд сегментов. На современном эрозионном срезе на это указывают следы крупных разломов, по которым

произошло смещение дна кальдеры и усложнение ее формы. Такие нарушения фиксируются в современной структуре массива в виде разломов вдоль северного контакта, прослеживаемого по линии оз. Гольцовое - ст. Имандра (линия *I-I'* на рис. 3) и юго-восточного контакта вдоль линии *II-II'*. В результате заполнения агпаитовым расплавом относительно узкой сегментированной зоны были сформированы нефелин-сиенитовые комплексы периферической зоны массива, обнаруживающие лишь признаки грубой расслоенности [13]. Внедрение значительных объемов щелочных ультрабазитов еще более усложнило форму магматической камеры, которая впоследствии неоднократно заполнялась агпаитовыми сиенитами. Важным фактором, препятствовавшим формированию четко выраженной расслоенности агпаитовых сиенитов Хибин, явилось неоднократное пульсационное поступление в кальдеру расплавов из ультраосновного источника, сопровождавшееся значительными тектоническими нарушениями. С другой стороны, поступление фойдолитовых расплавов происходило в условиях, благоприятствовавших развитию расслоенности. Проведенная нами корреляция разрезов серии ийолитов-мельтейгитов показала выдержанность всех маркирующих горизонтов (сланцевых мельтейгитов, уртитов и т. д.) в пределах всех участков центральной продуктивной зоны массива [1]. Таким образом, можно полагать, что образование магматического резервуара правильной лополитообразной формы, развивавшегося в однородном блоке стабильного докембрийского фундамента, способствовало максимальному проявлению процессов внутрикамерной дифференциации, наблюдаемой в агпаитовых сиенитах Ловозера. В Хибинском массиве развитию этих процессов в нефелин-сиенитовых сериях препятствовали нестабильные условия, существовавшие в относительно узких конических камерах. С другой стороны, процессы дифференциации в Хибинском массиве в полной мере проявились при формировании фойдолитовой серии, крупные фрагменты которой сохранились в виде прерывистого кольца, разделяющего агпаитовые сиениты периферической и центральной частей интрузии.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

С учетом полученных данных, а также имеющихся изотопных датировок пород разных магматических серий, можно полагать, что формирование всей магматической системы имело многофазный характер, причем внедрение магм на раннем этапе сопровождалось образованием самостоятельной интрузии Курга, а более поздние этапы были сближены во времени и происходили в обоих массивах в узком временном интервале. Развитие вулcano-плутонического комплекса происходило по следующей схеме:

Предмагматический этап:

427±6 млн. лет назад. Проявления метасоматоза в мантии,

предшествовавшего мощному циклу палеозойского магматизма [6].

Раннемагматический этап:

404±6 млн. лет назад. Заложение серии разломов в позднеархейском комплексе тоналитов, трондьемитов, гранодиоритов, внедрение интрузивных (массив Курга) и эффузивных (ранняя ловозерская толща субщелочных вулканитов) ультраосновных и субщелочных расплавов в северо-восточной части будущей ловозерской кольцевой структуры (рис. 16 а).

Главный магматический этап:

388±6 млн. лет назад. Образование системы кольцевых разломов и заложение хибинской кальдеры проседания на контакте позднеархейского комплекса тоналитов, трондьемитов, гранодиоритов и палеорифтогенного раннепротерозойского пояса Печенга-Имандра-Варзуга, внедрение первых порций меланефелинитовой магмы, сформировавших кольцевые дайки обрамления.

388-371 млн. лет назад. Внедрение щелочно-ультраосновных расплавов в северной части хибинской и северо-восточной части ловозерской кальдеры, формирование тел оливиновых пироксенитов, мелилитолитов, оливиновых мельтейгитов (рис. 16 а).

371-362 млн. лет назад. Формирование главных плутонических комплексов агпаитовых сиенитов Хибин и Ловозера.

В Хибинской кальдере:

- Внедрение агпаитовых нефелиновых сиенитов по внешним коническим разломам (интрузия хибинитов);
- Дальнейшее проседание кальдеры и формирование в центральной зоне кальдеры расслоенного комплекса ийолитов-мельтейгитов (рис. 16 б);
- Образование в толще комплекса ийолитов-мельтейгитов конических разломов и внедрение по ним фосфатоносной интрузии уртитов-ювитов-кальсилитовых сиенитов (рис. 16 в);
- Образование в центральной части комплекса ийолитов-мельтейгитов новой серии конических разломов, взламывание его центральной зоны и внедрение нефелин-сиенитовых расплавов, сформировавших ядро массива (интрузия фойяитов);
- Внедрение штоков карбонатитов и пуласкитов в восточной части кальдеры (*367-366 млн. лет назад*).

В Ловозерской кальдере:

- Образование серии конических разломов и проседание юго-западной части кальдеры, сопровождавшееся внедрением первых порций агпаитовых магм, образовавших пойкилитовые содалитовые сиениты;

Дальнейшее проседание юго-восточной части кальдеры. Амплитуда погружения (современное положение дна кальдеры), согласно данным–плотностного моделирования, составляет 7 - 8 км. В этот период, депрессии

агпайтовой магмой и формирование расслоенного состава в течение 370±6,7 млн. лет назад [30], произошло заполнение всей

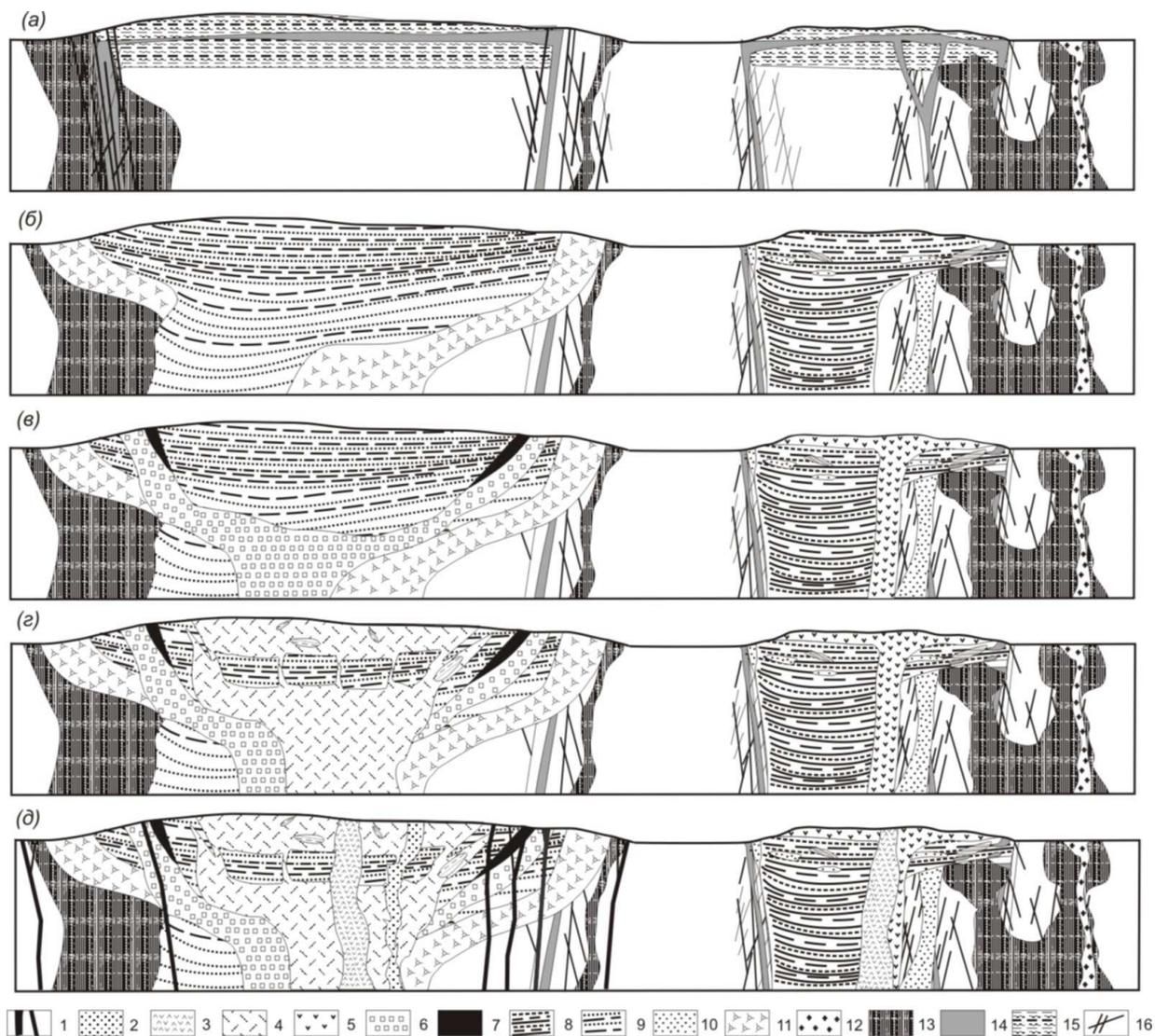


Рис. 16. Гипотетическая модель формирования Хибино-Ловозерского вулканоплутонического комплекса.

Условные обозначения: 1 - дайки и трубки взрыва оливиновых меланефелинитов, 2 - карбонатиты, 3 - пуласкит, щелочной сиенит, 4 - нефелиновый сиенит центральной части Хибинского массива (фойяит), 5 - эвдиалитовый луяврит, 6 - К-нефелиновый сиенит, ювит, уртит, 7 - апатито-нефелиновая руда, 8 - породы дифференцированной лопаритоносной серии луявритов-фойяитов-уртитов, 9 - породы дифференцированной серии ийолитов-мельтейгитов, 10 - пойкилитовый содалитовый сиенит, 11 - нефелиновый сиенит периферической части Хибинского массива ("хибинит"), 12 - ларвикит, лардалит, 13 - щелочно-ультраосновные породы (перидотит, пироксенит, мелилитолит, фойдолит), 14 - субщелочные ультраосновные вулканы в составе ловозерской свиты, 15 - осадочные породы ловозерской свиты и ксенолиты, 16 - породы докембрийского фундамента и разломы в нем.

лопаритоносного комплекса луявритов-фойяитов-уртитов (рис. 16 б);

– Взламывание центральной части дифференцированного лопаритоносного комплекса и внедрение по образовавшейся зоне расколов приповерхностной интрузии эвдиалитовых луявритов;

– Внедрение в центральную часть ловозерской кальдеры интрузии щелочных сиенитов (пуласкитов) (рис. 16 г).

363 - 362 млн. лет назад. Формирование постинтрузивного дайкового комплекса Хибин и Ловозера. Внедрение даек и трубок взрыва щелочных пикритов, оливиновых меланефелинитов, нефелинитов, фонолитов (рис. 16 г).

Позднемагматический этап:

359±5 млн. лет назад. Образование в обрамлении Ловозерского массива поздних микроклин-альбитовых пегматоидов с ильменитом и цирконом.

347±8 млн. лет назад. Позднемагматические процессы в щелочных сиенитах центральной части Ловозерского массива, фиксирующие завершение магматической активности в хибинской и ловозерской кальдерах.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант 09-05-00224) и программ ОНЗ РАН 6 и 8.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Арзамасцев А.А., Иванова Т.Н., Коробейников А.Н. Петрология ийолит-уртитов Хибин и закономерности размещения в них залежей апатита. Л.: Наука, 1987. 109 с.
2. Арзамасцев А.А., Арзамасцева Л.В. Эволюция фойдолитовых серий в щелочных массивах Кольской провинции: минералого-геохимические признаки // Петрология. 1993. Т.1. № 5. С. 524-535.
3. Арзамасцев А.А., Арзамасцева Л.В. Комагматические эффузивные и плутонические щелочно-базальтовые серии в составе Кольской провинции // Доклады АН. 1993. Т. 331. № 6. С. 699-702.
4. Арзамасцев А.А., Арзамасцева Л.В. Щелочно-ультраосновная плутоническая серия в Ловозерском массиве, Кольский полуостров // Доклады АН. 1996. Т. 348. № 1. С. 74-77.
5. Арзамасцев А.А., Арзамасцева Л.В., Глазнев В.Н., Раевский А.Б. Глубинное строение и состав нижних горизонтов Хибинского и Ловозерского и комплексов, Кольский полуостров, Россия: петролого-геофизическая модель // Петрология. 1998. Т. 6. № 5. С. 478-496.
6. Арзамасцев А.А., Б.В.Беляцкий. Эволюция мантийного источника Хибинского массива по данным Rb-Sr и Sm-Nd изучения глубинных ксенолитов // Доклады АН. 1999. Т. 366. № 3. С. 387-390.
7. Арзамасцев А.А., Беляцкий Б.В., Арзамасцева Л.В. Кольская щелочная провинция в палеозое: оценка длительности процессов и эволюция мантийных источников // Труды научной школы "Щелочной магматизм Земли". М.: ГЕОХИ РАН, 2001. С. 8-9.
8. Арзамасцев А.А., Беляцкий Б.В., Травин А.В. Арзамасцева Л.В., Царев С.Е. Дайковые породы в Хибинском массиве: связь с плутоническими сериями, возраст, характеристика мантийных источников // Петрология. 2005. Т. 13. № 3. С. 295-318.
9. Баянова Т.Б. Возраст реперных геологических комплексов Кольского региона и длительность процессов магматизма. СПб.: Наука, 2004. 174 с.

10. **Баянова Т.Б., Елизаров Д.В., Икорский С.В.** Изотопное Rb-Sr датирование пегматитов Хибинского массива Кольского региона // Тезисы международной конференции "Рудный потенциал щелочного, кимберлитового и карбонатитового магматизма. Москва-Минск: Изд. ГЕОХИ РАН, 2011. С. 8-9.
11. **Боруцкий Б.Е.** Пороодообразующие минералы высокощелочных комплексов. М.: Наука, 1988. 215 с.
12. **Буссен И.В., Сахаров А.С.** Петрология Ловозерского щелочного массива. Л.: Наука, 1972. 296 с.
13. **Галахов А.В.** Петрология Хибинского щелочного массива. Л.: Наука, 1975. 256 с.
14. **Галахов А.В.** Хибинский щелочной массив - сложный полиочаговый интрузив центрального типа // Доклады АН СССР. 1988. Т. 302. № 3. С. 673-675.
15. **Герасимовский В.И., Волков В.П., Когарко Л.Н. Поляков А.И. Сапрыкина Т.В., Балашов Ю.А.** Геохимия Ловозерского щелочного массива. М.: Наука, 1966. 396 с.
16. **Глазнев В.Н., Раевский А.Б., Балаганский В.В., Маннинен Т.** Трехмерная модель верхней коры района Киттила-Соданкюля, Финская Лапландия (север Балтийского щита) // Сборник материалов, посвященный 40-летию юбилею кафедры геофизики ВГУ. Воронеж: Изд. ВГУ, 2002. С. 11-20.
17. **Глазнев В.В., Глазнев Е.В.** Компьютерное моделирование трехмерных геолого-геофизических сред // Сб. материалов 34-й сессии Международного семинара им. Д.Г.Успенского "Вопросы теории и практики интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей". М.: ИФЗ РАН, 2007. С. 77-78.
18. **Глазнев В.Н., Жирова А.М., Раевский А.Б.** Новые данные о глубинном строении Хибинского и Ловозерского массивов, Кольский полуостров / Доклады АН. 2008. Т. 422. № 3. С. 391-393.
19. **Дудкин О.Б., Савицкий А.В.** Поздние ортоклазиты Ловозерского массива и его обрамления // Доклады АН СССР. 1979. Т. 247. № 6. С. 1441-1443.
20. **Зайцев А.Н., Белл К., Уолл Ф., Ле Ба М.Дж.** Щелочно-редкоземельные карбонаты из карбонатитов Хибинского массива: минералогия и генезис // Доклады АН. 1997. Т. 355. № 2. С. 241-245.
21. **Калинкин М.М.** Новые данные о глубинном строении и тектонике Ловозерского щелочного массива // В сб.: Региональная геология, металлогения и геофизика. Апатиты: Изд-во Кольского Филиала АН СССР, 1974. С. 56-75.
22. Карбонатиты Хибин / Под ред. Дудкина О.Б., Минакова Ф.В. Апатиты: Изд-во Кольского филиала АН СССР, 1984. 98 с.
23. **Кобрунов А.И., Варфоломеев В.А.** Об одном методе ϵ -эквивалентных перераспределений и его использовании при интерпретации гравитационных поле // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. 1981. № 10. С. 25-44.
24. **Коробейников А.Н., Арзамасцев А.А.** Пуласкиты в Хибинском щелочном массиве: новые доказательства полисерийности // Доклады АН. 1994. Т. 338. № 5. С. 638-640.
25. **Кухаренко А.А., Булах А.Г., Ильинский Г.А., Шинкарев Н.Ф., Орлова М.П.** Металлогенические особенности щелочных формаций восточной части Балтийского щита // Тр. Ленингр. об-ва естествоиспыт. природы. 1971. Т. 72. Вып. 2. Л.: Недра. 280 с.
26. **Проскураков В.В., Зак С.И.** Кургинский массив ультраосновных и щелочных пород на Кольском полуострове // В сб.: Щелочные породы Кольского полуострова. Ред. Т.Н.Иванова. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1966. С. 44-54.
27. **Рослов Ю.В., Винник А.А., Копылова А.В.** Восстановление сложнопостроенных скоростных моделей на основе интегрирования сейсмической томографии и кинематической миграции // В сб.: Модели Земной коры и верхней мантии.

- Материалы Международного научно-практического семинара. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2007. С. 177-180.
28. **Arzamastsev A., Glaznev V., Arzamastseva L., Raevsky A.** Morphology and internal structure of the Kola alkaline intrusions, NE Fennoscandian Shield: 3D density modeling and geological implications // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2000. V.18. № 2. P. 213-228.
 29. **Kogarko L.N., Kononova V.A., Orlova M.P., Woolley A.R.** Alkaline rocks and carbonatites of the world: Part 2. Former USSR. 1995. Chapman and Hall, London, P. 225.
 30. **Kramm U., Kogarko L.N.** Nd and Sr isotope signatures of the Khibina and Lovozero apgraitic centres, Kola Alkaline Province, Russia // *Lithos*. 1994. V. 32. P.225-242.
 31. **Kramm U., Kogarko L.N., Kononova V.A., Vartiainen H.** The Kola Alkaline Province of the CIS and Finland: Precise Rb-Sr ages define 380-360 age range for all magmatism // *Lithos*. 1993. V. 30. P. 33-44.
 32. **Williams I.S.**, U-Th-Pb Geochronology by Ion Microprobe. In: McKibben, M.A., Shanks III, W.C. and Ridley, W.I. (eds), *Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes* // *Reviews in Economic Geology*. 1998. V. 7. P. 1-35.
 33. **Wu Fu-Yuan, Yang Yue-Heng, Marks M.A.W., Liu Zhi-Chao, Zhou Qin, Ge Wen-Chun, Yang Jing-Sui, Zhao Zi-Fu, Mitchell R.H., Markl G.** In situ U-Pb, Sr, Nd and Hf isotopic analysis of eudialyte by LA-(MC)-ICP-MS // *Chemical Geology*. 2010. V. 273. P. 8-34.

ОСМИЕВАЯ ИЗОТОПНАЯ СИСТЕМАТИКА ПЛАТИНОМЕТАЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ: ИСТОЧНИКИ РУДНОГО ВЕЩЕСТВА И ХРОНОЛОГИЯ ИХ ФОРМИРОВАНИЯ

Костоянов А.И., Пушкарев Ю.Д.

Институт геологии и геохронологии РАН (ИГГД РАН), Санкт-Петербург

Рассмотрены результаты изотопных анализов осмия в единичных зернах самородных платиноидов из россыпных проявлений Урала, Тимана, Таймыра, Приамурья, Маймеча-Котуйского, Алтае-Саянского и Камчатско-Корякского регионов, Якутии, а также россыпей Витватерсранда (Южная Африка). Установлено, что в россыпях, приуроченных к платиноносным массивам различных формационных типов, преобладают минералы, изотопный состав осмия в которых в основном согласуется с изотопной эволюцией Os в хондритовом однородном резервуаре - CHUR. Для таких минералов рассчитаны модельные Re-Os возраста. Посредством дисперсионного анализа показано, что в пределах отдельных россыпей характер вариаций этих датировок подчинен закону дискретного распределения. Высказано предположение, что дискретность модельных Re-Os возрастов самородных платиноидов обусловлена тем, что их образование приурочено к периодам активизации планетарной эндогенной деятельности. Как следствие таких циклических процессов в мантии формируются крупномасштабные изотопно-геохимические неоднородности, которые в дальнейшем являются источниками ультрамафитов платиноносных комплексов. Допускается, что на стадии становления комплексов самородные платиноиды, вследствие высокой химико-термодинамической устойчивости, сохраняют свою первоначальную изотопную индивидуальность. Для месторождений, специализированных на платиновые металлы (Pt, Os, Ru, Ir), а также на Pd с Pt, предположена модель формирования комплементарных в отношении этих элементов и Re источников рудного вещества. Модель основана на закономерностях дифференциации ЭПГ и Re в хондритовых и железных метеоритах.

ВВЕДЕНИЕ

История многолетних исследований месторождений платиновых металлов показывает, что они приурочены к относительно узкому кругу геологических образований. Преимущественно таковыми являются мафит-ультрамафитовые комплексы, которые представлены ритмично расслоенными, зональными и офиолитовыми (альпинотипными) интрузивными массивами [4]. В процентном соотношении 95 % мировой добычи платиновых металлов приходится на сульфидные месторождения

Бушвельда (ЮАР), Садбери (Канада), Стиллуотера (США) и Норильска (Россия), а остальные 5 % добываются из россыпей, связанных с зональными дунит-клинопироксенитовыми массивами. Сульфидные месторождения специализированы главным образом на Pd и Pt. Основными рудными минералами таких месторождений являются поликомпонентные соединения ЭПГ с серой, мышьяком, висмутом, селеном, а также железо-платиновые твердые растворы. Минералогия россыпей зональных дунит-клинопироксенитовых массивов преимущественно представлена железо-платиновыми твердыми растворами, в которых, в виде включений в матрице, встречаются минералы системы Os-Ir-Ru [32]. В россыпях, приуроченных к альпинотипным (офиолитовым) массивам, преобладают твердые растворы Os, Ru, Ir и Pt при подчиненной роли железо-платиновых твердых растворов и сульфидов ЭПГ. По запасам рудных компонентов россыпи, сопряженные с зональными массивами, значительно превосходят таковые, связанные с альпинотипными комплексами. При этом важной геохимической особенностью последних является их специализация на тугоплавкие платиновые металлы: Os, Ru и Ir.

Несмотря на длительную историю изучения, до сих пор продолжается дискуссия относительно происхождения месторождений платиновых металлов. Представления о механизмах формирования рудных минералов варьируют от магматической кристаллизации до мантийно-метасоматического рудогенеза с последующим выведением на уровень коры рудоносных блоков мантийного вещества в виде протрузий. В связи с этим выбор наиболее адекватной модели платинометалльного рудогенеза во многом зависит от надежности идентификации источников рудного вещества и определения хронологии рудных процессов. Для месторождений благородных металлов информация такого рода может быть получена с помощью Re-Os изотопной системы, перспективность использования которой обусловлена рядом факторов.

(1) Во-первых, радиогенный ^{187}Os , продукт β - распада ^{187}Re ($T_{1/2} = 4,16 \times 10^{10}$ лет), является одним из изотопов элемента, принадлежащего семейству платиноидов, и поэтому его геохимическое поведение подобно поведению Ru, Rh, Ir и Pt.

(2) Во-вторых, начальный изотопный состав осмия, а именно отношение $(^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os})_0$, является надежным критерием при идентификации источников вещества. Это обусловлено тем, что относительное содержание радиогенного осмия (^{187}Os) в коре значительно превосходит таковое в мантии.

(3) В-третьих, в связи с исключительно низким содержанием осмия в коре, Re-Os изотопная система мантийных производных обладает высокой степенью защищенности от коровой контаминации.

(4) В-четвертых, посредством определения $(^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os})_0$ в Os-содержащих минералах можно вычислять их модельный Re-Os-возраст. Такой способ датирования в 1980 году был предложен К. Аллэге и

Дж. Люком [42], а впоследствии, в модифицированном виде, использован в отделе изотопной геологии ВСЕГЕИ [10].

Отмеченные положения были реализованы в процессе изучения особенностей генезиса минералов ЭПГ, аккумулярованных в россыпях платиноносных массивов различных формационных типов. Преимущественно исследования состояли в идентификации источников рудного вещества и в определении модельного Re-Os-возраста единичных зерен самородных платиноидов. На основе полученных результатов была выбрана наиболее адекватная модель формирования источников вещества платинометаллических месторождений, некоторые положения которой в тезисной форме были уже изложены ранее [15, 17].

МЕТОДИКА

За рубежом изотопные анализы осмия в платиновых минералах выполняются главным образом с помощью ионно-ионной микроскопии (ионно-ионные микрозонды, SHRIMP) и масс-спектропии с индуктивно связанной плазмой ICP-MS [42, 62, 63, 72, 81]. Для аналогичных целей нами был использован усовершенствованный вариант NTI-MS метода (negative thermal ionization mass-spectrometry) [10, 11, 12]. Измерения осуществлялись на модернизированном масс-спектрометре МИ 1320 [13], а впоследствии на мультиколлекторном масс-спектрометре "Triton". В первом случае погрешность определения величины $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ (СКВО) в единичных зернах самородных платиноидов в среднем была близка к $\pm 0,25$ отн. %, а во втором - $\pm 0,015$ отн. % (табл. 1). Корректность изотопных анализов контролировалась также посредством ICP-MS-измерений, выполненных на многоколлекторном масс-спектрометре "Neptun" (табл. 1).

Алгоритм анализов самородных платиноидов предусматривал несколько этапов. Как правило, в начале, при помощи рентгеновской и сканирующей электронной микроскопии устанавливался их морфологический и химический состав. Затем зерна платиноидов извлекались из шайб и истирались в корундовой ступке совместно с эмиттером, который обеспечивал получение стабильной эмиссии электроотрицательных ионов OsO_3^- и OsO_4^- . Ионы такого состава формировались на поверхности танталового (либо платинового) ионизатора при температурах 700 - 1400 °C [12]. Подобная методика позволяла определять изотопный состав Os в единичных зернах платиноидов массой порядка 5×10^{-7} г. В процессе измерений осуществлялась коррекция изотопных отношений, предусматривающая учет изобарных и масс-дискриминационных эффектов. Изобарные эффекты рассчитывались в соответствии с методом "добавленного атома" [36], а для коррекции масс-дискриминации использовался закон экспоненты: $(R_{\text{изм}} = R_{\text{ист.}}(M_i/M_j)^P)$, где $R_{\text{изм.}}$ - измеряемое

отношение изотопов с массами M_i и M_j , $R_{\text{ист}}$ – истинное изотопное отношение. Как правило, в каждом опыте регистрировалось порядка 250 масс-спектров, на основании которых рассчитывались изотопные отношения и определялись погрешности их измерений, в виде средне квадратичных отклонений величин (СКВО).

Изотопный состав Os в платиновых минералах, а именно отношение $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$, является функцией трех производных. Прежде всего, оно отражает вариации изотопного состава осмия в источниках вещества минералов. Существует также вероятность того, что $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ в индивидуальных зернах платиноидов могут изменяться вследствие радиоактивного β -распада ^{187}Re in situ. Однако, установлено, что из-за исключительно низких содержаний Re в соответствующих минералах, такие радиогенные эффекты пренебрежимо малы. В частности, микрозондовые и изотопные анализы, которые сопровождалось сканированием пика, отвечающего массе 233 ($^{187}\text{ReO}_3$), показали, что, Re/Os отношения в самородных платиноидах не превышают 0,003, притом, что чувствительность NPI-MS метода в отношении Re значительно превосходит таковую для Os [12]. При таком соотношении Re и Os обсуждаемые эффекты в подавляющем числе образцов являются статистически незначимыми, по сравнению с теми эффектами, природа которых определена колебаниями изотопного состава Os в источниках вещества минералов ЭПГ. Этот вывод хорошо коррелируется с результатами, опубликованными С. Хартом и Е. Кинлочем [62]. В процессе микрозондовых анализов осмиридов, лауридов и Fe-Pt-сплавов, выделенных из конгломератов Витватерсранда и платиновых руд Бушвельдского комплекса (ЮАР), авторами было установлено, что концентрация Re в исследованных минералах не превышала 0,02 %, и поэтому вариативность изотопного состава Os в них не может быть связана с радиогенными эффектами in situ.

Нельзя исключать, что определенный вклад в колебания отношения $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ в минералах ЭПГ вносит контаминация. Правда, в этом случае существует простой способ идентификации соответствующих эффектов. Согласно законам смешения при контаминации отношения $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ в платиновых минералах должны быть коррелированы с содержаниями Os. Однако в процессе многочисленных анализов таких зависимостей обнаружено не было. Изотопный состав Os в образцах, как правило, варьировал вне зависимости от их химического состава (табл. 2, 3).

Таким образом, оценив роль различных факторов, способных обусловить вариации отношения $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ в самородных платиноидах, можно констатировать, что в преобладающем числе минералов величины данного отношения, вплоть до пятого знака после запятой, отвечают изотопному составу Os в источниках их вещества. Поэтому, определив $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ в образцах известного возраста, можно идентифицировать их источники. Обычно для таких целей используется критерий $\gamma_{(\text{Os})}$, расчет

которого производят согласно выражению:

$$\gamma_{(Os)} = [({}^{187}Os/{}^{188}Os)_t^{обр.}/({}^{187}Os/{}^{188}Os)_t^{хон.} - 1] \times 100; (1),$$

где $({}^{187}Os/{}^{188}Os)_t^{хон.}$ - отношение в CHUR, отвечающее времени образования исследуемого минерала (Т); а $({}^{187}Os/{}^{188}Os)_t^{обр.}$ - измеренное отношение в образце.

Таблица 2.

Вариации изотопного состава осмия и модельных Re-Os-датировок самородных платиноидов в россыпях Витватесранда (ЮАР)

Золоторудное поле Эвандер				Золоторудное поле Велком [62]			
Состав	${}^{187}Os/{}^{188}Os^*$		Т (Re-Os),** млн. лет	Состав	${}^{187}Os/{}^{188}Os$		Т (Re-Os),** млн. лет*
	Измеренное	Среднее			Измеренное	Среднее	
Os,Ir,Ru	0,1024	0,1024	3640		0,1046	0,1046	3320
Os,Ir	0,1050				0,1055		
Os,Ir,Ru + Os,Ir	0,1050				0,1061		
***Os,Ru,Ir + SP	0,1050				0,1060		
Ru,Os,Ir,Pt	0,1054	0,1054	3210		0,1059	0,1056	3160
Ru,Os,Ir,Pt,Fe	0,1052				0,1055		
Ir,Os,Pt,Ru,Fe	0,1055				0,1058		
Os,Ir,Ru,Pt,Fe	0,1052						
Pt,Ir,Os,Fe,Ru	0,1052				0,1067		
					0,1064	0,1066	3020
Os,Ir,Ru	0,1056			“Ir,Os”	0,1064		
Os,Ir	0,1057				0,1066		
***Os,Ir + (Fe)	0,1059						
***Ru,Os,Ir + LR	0,1060				0,1073		
***Os,Ir,Ru	0,1061				0,1074		
Os,Ir	0,1061	0,1063	3060		0,1074	0,1075	2890
Os,Ir,Ru	0,1062				0,1078		
Ru,Os,Pt,Ir	0,1068				0,1071		
Os,Ru,Ir	0,1066						
Os,Ir,Ru	0,1063				0,1085	0,1084	2760
Os,Ir,Ru	0,1064				0,1084		
Ir,Ru,Os	0,1072	0,1072	2930		0,1195	0,1195	1145
Os,Ir	0,1091				0,1644	0,1644	-
***Ru,Os,Ir,Pt + SP	0,1093	0,1091	2640				
***Os,Ir,Ru	0,1133						
Os,Ir,Ru	0,1131						
***Ir,Ru,Os	0,1130	0,1133	2040				
Ru,Os,Ir,Pt	0,1133						
Os,Ir,Ru	0,1136						
***Ru,Os,Ir	0,1181	0,1181	1350				

Примечание. * - СКВО (2σ) = ±0,00025; ** - рассчитано по формуле (2); ***- измерено на масс-спектрометре “Triton”.

Кроме того, посредством определения изотопного состава Os в самородных платиноидах, источниками которых является мантийное вещество, можно решать и другую, не менее важную задачу.

Таблица 3.

Вариации ${}^{187}Os/{}^{188}Os$ в самородных платиноидах россыпи массива Гули

№ №	Состав	$^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$	T(Re-Os), млн. лет*
Gule-2	Os-Ir-(Ru)	0.12309	622
Gule-1	Os	0.12332	589
Gule-3	Os-Ir	0.12341	576
B 3-17	Os-Ir-(Ru)	0.12406	481
G -12	Pt-Fe +Ru-Os-+LR	0.12411	473
G 6.2	Os +OL	0.12428	449
B 1-10	Os	0.12431	444
C 3.4-1	Os-Ir-(Ru)	0.12432	443
G1-12	Os	0.12436	437
B 3-7.8	Os -Ir-(Ru)	0.12436	437
B 2-13	Os -Ir-(Ru)	0.12437	436
B 1-6	Os- Ir-(Ru)	0.12438	434
C 3.4-3	Os-Ir-(Ru)+ISR	0.12438	434
B 2-4	Os-Ir-(Ru)	0.12443	427
BB 1-4	Os	0.12443	427
B 2-16	Os-Ir-(Ru)	0.12444	426
B 3-22	Os-(Ir-Ru)	0.12445	423
B 6-8	Os-Ir-(Ru)	0.12446	422
B 6-1	Os -Ir-(Ru)	0.12446	421
G 1.5	Os-Ru-Ir+Pt-Fe+LR	0.12447	421
B 6-12	Os-Ir-(Ru)	0.12447	420
BB 6-3	Os-(Ir,Ru)	0.12448	420
B 3-19	Os-Ir-(Ru)	0.12448	420
A 2-2	Os-Ir+LR	0.12448	418
B 2-15	Os-Ir-(Ru)	0.12450	417
BB 1-3	Os-(Ir,Ru)	0.12450	415
BB 1-2	Os-(Ir,Ru)	0.12451	415
BB 6-1	Os-(Ir,Ru)	0.12451	414
B 4-1	Os-Ir-(Ru)	0.12452	414
B 6-13	Os-Ir-(Ru)	0.12452	414
BB 6-2	Os-(Ir,Ru)	0.12452	412
BB 6-9	Os-(Ir,Ru)	0.12453	411
B 6-7	Os-Ir-(Ru)	0.12454	410
B 6-15	Os-(Ir,Ru)+ERL	0.12455	410
B 1-4	Os-(Ir,Ru)	0.12455	410
BB 1-3	Os-Ir-(Ru)	0.12455	410
BB 3-1	Os-Ir-(Ru)	0.12456	408
II-7/1	Os-(Ir,Ru)	0.12457	407
B 3-25	Os-Ir-(Ru)	0.12464	396
BB 2-1	Os-(Ir,Ru)	0.12464	396
B 5-3	Os-Ir-(Ru)+LR	0.12466	394
B 4-2	Os-Ir-(Ru)	0.12468	390
B 6-11	Os-Ir-(Ru)	0.12469	389
B 1-1	Os-Ir-(Ru)	0.12469	389
G 2.1	PT-Fe+Os-Ru-Ir+LR	0.12477	376
B 2-23	Os-Ir-(Ru)	0.12478	376
B 3-27	Os-Ir-(Ru)	0.12490	358
B 1-11	Os-Ir-(Ru)	0.12497	348
B 4-7	Os-Ir-(Ru)	0.12501	342
BB 3-2	Os-Ir-(Ru)	0.12502	341
B 1-2	Os-Ir-(Ru)	0.12512	326
A -4	Os	0.12529	302
B 4-5	Os-Ir-(Ru)	0.12531	299
B 5-1	Os-Ir-(Ru)	0.12560	256
B 3-6	Os-Ir-(Ru)	0.12587	217

Согласно величине отношения $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ можно рассчитать их модельный Re-Os-возраст [10, 42]. Достоверность таких вычислений во

многим зависит от идентичности параметров реальных источников вещества минералов, и гипотетических, используемых для этих целей. Поскольку формирование платиноносных ультрамафитов обычно связывают с мантией, то есть все основания полагать, что и генезис самородных платиноидов обусловлен мантийными процессами. Поэтому, по аналогии с другими изотопными системами, параметры гипотетического источника вещества минералов ЭПГ, могут быть установлены согласно изотопно-геохимическим данным, характеризующим Re-Os-систему однородного хондритового резервуара – CHUR. В этом случае для расчета модельных Re-Os-возрастов используется следующее выражение:

$$T(\text{Re-Os})_{\text{мод.}} = [({}^{187}\text{Os}/{}^{188}\text{Os})_{\text{с}} - ({}^{187}\text{Os}/{}^{188}\text{Os})_{\text{обр.}}] / \text{tg}(\gamma); (2),$$

где $({}^{187}\text{Os}/{}^{188}\text{Os})_{\text{обр.}}$ – измеренное отношение в образце; $\text{tg}(\gamma)$ – тангенс угла наклона регрессии, описывающей эволюцию изотопного состава осмия в источнике платиновых металлов; $({}^{187}\text{Os}/{}^{188}\text{Os})_{\text{с}}$ – современное значение данного отношения в этом резервуаре.

Для определения модельных Re-Os-возрастов минералов ЭПГ в качестве гипотетического источника металлов платиновой группы нами выбран резервуар NUR (nugget uniform reservoir), параметры которого были установлены К. Йином и др. [97], на основе обобщенной Re-Os изохронной зависимости для 62-х железных и хондритовых метеоритов. Современное отношение $({}^{187}\text{Os}/{}^{188}\text{Os})_{\text{с}}$ в NUR оценивается величиной, равной $0,12736 \pm 0,00016$, а $\text{tg}(\gamma)$ - $0,006862$. При этом необходимо отметить, что параметры NUR практически совпадают с таковыми в CHUR, в котором их величины: $0,12863 \pm 0,00046$ и $0,00714$, соответственно [53]. Близость параметров NUR и CHUR предопределяет то, что различия между модельными Re-Os-датировками самородных платиноидов T_{NUR} и T_{CHUR} не превышают четырех процентов.

Выбор NUR в качестве гипотетического источника платиновых металлов был обусловлен тем, что параметры этого резервуара основаны на довольно представительной выборке, включающей анализы 62-х метеоритов разных типов. При этом эволюция изотопного состава осмия в NUR тождественна его эволюции в углистых хондритах (C1). Применительно к проблеме генезиса самородных платиноидов это играет определенную роль, поскольку формы нахождения ЭПГ в C1, также как и в гипербазитах платиноносных массивов, представлены одинаковыми парагенетическими ассоциациями минералов: Fe-Pt и Ru-Ir-Os [79].

Для расчета модельных Re-Os-возрастов можно также использовать значения параметров CHUR, установленные С. Шереем и Р. Волкером [87] или М. Хораном и др. [65]. Однако, следует отметить, что для таких вычислений выбор параметров гипотетических источников самородных платиноидов не очень критичен, поскольку существует возможность пересчета результатов вычислений с привязкой их к любой другой системе

координат. Тем более что, по мере получения новых экспериментальных данных параметры гипотетических источников платиновых металлов со временем непременно будут корректироваться.

В контексте обсуждаемой проблемы необходимо отметить, что идентичность отношений Re/Os в CHUR и в PUM (в примитивной мантии), соответственно равных $0,088 \pm 0,002$ [65] и $0,090 \pm 0,002$ [46], позволяет допустить, что на протяжении 4,5 млрд. лет геологической истории соотношение между Re и Os в Земле в целом и мантии оставалось относительно постоянным. Вследствие чего модельные Re-Os-датировки могут быть близки к реальному времени кристаллизации минералов ЭПГ, а поэтому, несмотря на их условность, они несут определенную полезную геохронологическую информацию.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

КРАТКОЕ ГЕОЛОГО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ ИССЛЕДОВАННЫХ ОБЪЕКТОВ

Аллювиальные, элювиальные, делювиальные и другие типы россыпей, пространственно сопряженные с платиноносными массивами, являются по существу уникальной природной лабораторией по пробоподготовке. Поскольку платиновые минералы чрезвычайно рассеяны в материнских породах, то их обнаружение сопряжено с большими трудностями. Однако в процессе разрушения коренных пород в зонах, приуроченных к платиноносным массивам, происходит концентрирование платиновых минералов.

В соответствии с классификацией, предложенной В. Лазаренковым и др. [18], выделяют пять типов экзогенных платинометалльных месторождений: 1. – россыпи складчатых областей развития зональных дунит-клинопироксенитовых массивов (урало-аляскинский тип), 2. – россыпи платформенных областей развития зональных щелочно-ультраосновных массивов (алдансий тип), 3. – родиево-рутениево-платиновые россыпи платформенных областей (вилюйский тип), 4. – осмирид-иридосминовые россыпи складчатых областей (тихоокеанский тип) и 5. – осмиевые россыпи платформенных областей развития щелочно-ультраосновных массивов (гулинский тип).

Классическими представителями россыпей, относимых к урало-аляскинскому типу, являются отложения платиновых минералов, приуроченные к зональным массивам дунит-клинопироксенит-габбровой формации Платиноносного пояса Урала. Возраст этих массивов относительно молодой – фанерозойский. При этом россыпи зональных массивов специализированы главным образом на платину, которая преобладает в россыпных проявлениях в виде изоферроплатины (Pt_3Fe). Платиновые минералы, которые представляли в наших исследованиях

россыпи урало-аляскинского, были отобраны из аллювиальных проявлений Среднего Урала (р. Тура и р. Ис) [16].

Для установления закономерностей вариаций изотопного состава Os в россыпях алданского типа были использованы результаты анализов платиновых минералов, из проявлений, генетически связанными с концентрически-зональными массивами Восточной Сибири (Алдан, Инагли), Корякско-Камчатского региона (Гальмоэнанский, Матыскенский, Эпильчинский, Верхневывенский, Прижиминский, Ганычалинский) [2, 10, 21]. Корякско-Камчатский пояс зональных массивов представляет собой образование, возникшее в верхнемеловое время [2]. Примерно в этот же период времени проходило формирование базит-гипербазитового платиноносного массива Кондер. В частности, посредством Rb-Sr и Sm-Nd датирования пироксенитов и габбро-пегматитов было установлено, что возраст этих пород равен $122,9 \pm 2,8$ и $93 \pm 4,7$ млн. лет, соответственно [31]. Главным платиновым минералом кондерских россыпей является платина в ассоциации с осмистым иридием, куперитом, брэггитом и лауритом. В них также отмечено присутствие изоферроплатины и иридосминов [18]. В россыпных проявлениях Корякско-Камчатского региона ассоциированы главным образом сплавы Pt и Fe. Кроме того, в них установлено присутствие сплавов Pt, Os и Ir, Ru, минералов ряда куперит-брэггитов, сульфосарсенидов, сперрилитов и др. [2].

Вилу́йский тип россыпей, который был изучен, представлен аллювиальными проявлениями платиновых минералов рек Кемпендяй, Вилу́й и Чара [27]. Полагают, что коренными источниками “вилу́йской” платины Ленской провинции Сибирской платформы являются нетрадиционные платиноносные объекты, приуроченные, к блоковым структурам, которые погребены под платформенном чехлом. По своим минералого-геохимическим характеристикам россыпи Ленской провинции резко отличаются от платиноносных россыпей других районов Сибирской платформы и ее обрамлений. Минералогические исследования показали, что в вилу́йских россыпях преобладает высокородистая железистая платина с небольшим количеством минералов Ru-Ir-Os состава [26]. Данный парагенезис платиновых минералов не имеет аналогов среди известных платиноносных коренных и россыпных месторождений, и поэтому он был выделен в самостоятельный “вилу́йский” тип.

К тихоокеанскому типу экзогенных платинометаллических проявлений можно отнести россыпи, генетически связанные с офиолитовыми (альпинотипными) массивами различных регионов России. В их число входили массивы Корякско-Камчатского региона: Усть-Бельский, Валижген, массив Филиппа, Солдатский, Куюльский, Хатырский меланж и Пекульнейский массив [2, 14, 28, 33]. Были также изучены минералы ЭПГ из аллювиальных проявлений (реки Золотая, Вертолетная, Ко, Балыкса), приуроченных к ультрабазит-базитовым комплексам Алтае-Саянской

области, Кузнецкого Алатау и Саян, а также самородные платиноиды из россыпей Приамурья (Гагаринский и Дамбукинский рудные узлы) [24]. К тому же объектами исследований являлись минералы ЭПГ, выделенные из производственного концентрата Унгинского россыпного месторождения золота (Таймыр) [23]. Существует мнение, что коренными источниками этих россыпей являются хромиты кунарского комплекса ультраосновных пород. Тихоокеанский тип россыпей на Урале в нашем исследовании был представлен платиновыми минералами из аллювиев рек Елец и Лонгот-Юган, пространственно совмещенные с альпинотипными комплексами Полярного Урала – Рай-Из и Сыумкей [16]. Минеральный анализ платиноносных россыпей, связанных с массивами альпинотипной формации, показывает, что в этих россыпях основными рудными минералами являются самородный Os, Ru и Ir, а также Fe-Pt твердые растворы с включениями самородных тугоплавких платиноидов [33].

Минералого-геохимическая типизация ультрамафитов Гулинского массива, расположенного в пределах Маймеча-Котуйской провинции севера Сибирской платформы, выявила черты их сходства как с платиноносными ультрамафитами зональных клинопироксенит-дунитовых массивов Урала, Алдана, Дальнего Востока, так и с альпинотипными ультрамафитами дунит-гарцбургитовых массивов Корякии [21]. При этом уникальность, связанных с Гулинским массивом платиноидных россыпей, была определена спецификой минеральных парагенезисов платиновых минералов. В аллювиальных отложениях рек (Ингарингда, Селинга и Сабыда) преобладали самородные платиноиды, представленные гомогенными Os-(Ir-Ru)- твердыми растворами или минералами Os. В аллювиях также были обнаружены Fe-Pt-твердые растворы, а также полиминеральные ассоциации платиновых минералов и необычные природные поликомпонентные твердые растворы системы. Ru-Os-Ir-Pt-Fe [21].

В некоторых случаях бывает трудно установить коренные источники россыпей платиновых минералов. К таким объектам, в частности, можно отнести аллювиальные отложения рек Кожим (Приполярный Урал) и ручей Кыввож (Тиман). Существует мнение, что минералы ЭПГ в этих аллювиях могут быть генетически связаны с двумя россыпеобразующими ультрабазитовыми формациями: Os-Ir и Ru-Ir-Os – сплавы и лауристы с альпинотипными массивами, а Fe-Pt-интерметаллиды и Os-Ir- с концентрически-зональными массивами уральско-аляскинского типа [20]. При этом на Среднем Тиммане известно более десятка альнеитовых трубок девонского возраста, прорывающих докембрийские кристаллические породы фундамента, поэтому существует мнение, что именно эти тела являлись материнскими породами для минералов ЭПГ [20].

В данной работе рассмотрены также результаты изотопных анализов самородных платиноидов, выделенных из конгломератов Витватерсранда (ЮАР). Витватерсранд известен, как уникальное месторождение золота и

урана. Минералы ЭПГ в золотоносных конгломератах представлены соединениями системы Ir-Os-Ru, самородным Os, Os-Ir, Os-Ir и самородным Ir. В шлихах также отмечено присутствие природных поликомпонентных сплавов системы Ru-Os-Ir-Pt-Fe [22]. Существует предположение, что коренными источниками самородных платиноидов Витватерсранда являлись архейские ультрамафиты офиолитовых массивов (3,3 - 3,5 млрд. лет) [55]. Возраст же самого месторождения Витватерсранд оценивается в 3,07 - 2,71 млрд. лет [18].

МЕТОДОЛОГИЯ СТАТИСТИЧЕСКОЙ ОБРАБОТКИ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫХ ДАННЫХ

Для установления закономерностей вариаций отношения $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ в минералах ЭПГ, из россыпей, генетически связанных с платиноносными массивами различных формационных типов, был использован дисперсионный анализ [16]. Поскольку любые измерения отягощены экспериментальными ошибками, то в том случае, когда различия между изотопными составами осмия в единичных зернах самородных платиноидов лежат в пределах погрешностей их определения, необходимо оценивать статистическую значимость этих отличий. Т. е. проверить гипотезу о равенстве измеряемых отношений. Абсолютизировать результаты анализов единичных зерен можно лишь тогда, когда точно установлено, что совпадения (или различия) между измеренными величинами статистически значимы. Исходя из этого, метод статистической обработки был основан на анализе средних значений, в нашем случае изотопных отношений, в соответствии с погрешностями их определений. Дисперсионный анализ позволял посредством расчета (t)-критерия, величины которого табулированы в зависимости от заданной вероятности и количества измерений [34], решать вопрос о случайном или неслучайном расхождении средних величин, характеризующих вариации изотопного состава осмия в индивидуальных зернах самородных платиноидов. С точки зрения статистики данный метод позволял объективно оценить значимость результатов анализа единичных зерен платиноидов. Алгоритм расчета (t)-критерия детально описан в статье А. Костоянова и др. [16]. Поскольку СКВО при измерениях изотопных отношений были известны, то при обработке результатов использован метод “сравнения средних при известной дисперсии” [34]. При этом алгоритм расчетов реализован в виде программы на языке Matlab 5.

Иными словами, дифференциация образцов была основана на статистическом анализе выборок, отражающих вариативность $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ в минералах ЭПГ из россыпей различных типов. Причем в случае репрезентативности выборок такой способ позволял выявить этапы активизации процессов минералообразования в мантии, а также оценить интенсивность соответствующих процессов. Методологически такой подход

был обоснован тем, что геологическим процессам присущи черты цикличности и мегацикличности [7, 29, 37, 39].

РОССЫПИ ВИТВАТЕРСРАНДА (ЮАР)

В этом разделе рассмотрены результаты статистической обработки изотопных анализов самородных платиноидов из россыпных проявлений Витватерсранда (ЮАР). Рассмотрены две выборки. Первая, включала в себя результаты оригинальных изотопных анализов минералов ЭПГ, выделенных из конгломератов золоторудного поля Эвандер (табл. 2). В этом случае изотопные исследования выполнялись с помощью NTI-MS методики [12]. Вторая – отражала закономерности вариаций отношения $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ в “осмиридах” золоторудного поля Велком, исследованных С. Хартом и Е. Килочем [62]. В ходе статистической обработки этих выборок было установлено, что минералы в зависимости от изотопных составов могут быть дифференцированы в несколько кластеров (табл. 2). При этом каждый кластер характеризовался индивидуальной средней величиной отношения $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ статистически значимо отличной от средних, присущих другим группам. Поскольку, как было отмечено выше, изотопный состав Os в индивидуальных минералах ЭПГ практически совпадает с таковым в их источниках, то природа дискретности средних может отражать цикличность процессов образования платиноидов в мантийном субстрате. Так как в золоторудных конгломератах Витватерсранда преобладают минералы, величины отношений $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ в которых соответствуют изотопной эволюции Os в CHUR и NUR, то вариативность их изотопных составов может быть представлена опосредовано – в виде модельных Re-Os-возрастов, вычисленных по формуле (2) (табл. 2). Как отмечалось выше, такой способ датирования несет определенный геохронологический смысл, суть которого состоит в том, что модельный Re-Os-возраст платиновых минералов близок к реальному времени их кристаллизации. Причем одним из критериев, который позволяет оценить геохронологическую значимость таких датировок, является их совпадение с возрастом геологических процессов, фиксируемых другими изотопными системами. В этой связи корреляция между U-Pb-возрастами цирконов, выделенных из конгломератов Витватерсранда, и модельными возрастами самородных платиноидов [22] может рассматриваться в качестве одного из таких аргументов. Наиболее вероятно, что отмеченная корреляция свидетельствует о приуроченности процессов образования цирконов и платиновых минералов к одним и тем же этапам активизации эндогенной деятельности, проявленной в пределах Каапваальского кратона. Несмотря на то, что коренными источниками самородных платиноидов, как правило, являются гипербазиты, а материнскими породами цирконов – граниты. Следует отметить, что в конгломератах Витватерсранда аккумулярованы цирконы, U-Pb возраст которых варьирует в очень широком диапазоне значений от 2,02 до 3,7 млрд.

лет [43, 45, 84]. Поэтому, по аналогии с платиновыми минералами, представлялось возможным использовать дисперсионный анализ для обобщения таких датировок. С этой целью опубликованные Р. Армстронгом и др., Е. Бартоном и др., Л. Роббом и др. [43, 45, 84] результаты датирования единичных зерен цирконов были подвергнуты статистической обработке. В итоге удалось показать, что многие возрасты выявленных этапов образования цирконов и витватерсрандских самородных платиноидов, с учетом погрешностей их определений, имеют весьма близкие значения (рис. 1). В частности, этапы магматизма, которые обусловили образование цирконов в этом регионе, имели место 3,30, 3,18, 3,02, 2,91, 2,76, 2,52 и 2,05 млрд. лет тому назад (рис. 1). В то время как генезис самородных платиноидов был связан с активизацией мантийных процессов, возраст которых был близок к 3,64, 3,21, 3,06, 2,93, 2,64, 2,04 и 1,35 млрд. лет.

В пределах кратона Каапвааль Rb-Sr изотопная система фиксирует также несколько этапов метаморфизма (2,55, 2,3, 2,4 млрд. лет) [90]. Причем некоторые модельные Re-Os датировки самородных платиноидов (2,52, 2,04 млрд. лет) в пределах погрешностей определения согласуются и с возрастом таких процессов. В частности, с возрастом, термального метаморфизма (2,05 млрд. лет), связанного с внедрением Бушвельдского комплекса [86]. При этом необходимо отметить, что некоторые модельные Re-Os-датировки платиновых минералов (1,35, 1,145 млрд. лет) (табл. 2) не соответствуют возрастному диапазону, который отражает геохронологическую эволюцию Витватерсрандского бассейна (2,02 - 3,7 млрд.лет). Представляется, что в этом нет особых противоречий. Вероятно, что происхождение таких минералов связано с источниками, отношения Re/Os в которых были выше, чем в хондритах.

В контексте обсуждаемой проблемы следует отметить, что модельные Re-Os возраста самородных платиноидов, которые локализованы в конгломератах золоторудного поля Эвандер, хорошо согласуются с результатами статистической обработки данных, полученных С. Хартом и Е. Кинлочем [62] в процессе изотопных анализов “осмиридов” (Табл. 2). Напомним, что С. Харт и Е. Кинлоч с помощью микрозонда исследовали минералы ЭПГ Витватерсранда, выделенные из конгломератов золоторудного поля Велком.

Поскольку генезис самородных платиноидов тесно связан с глубинными процессами, то для выбора наиболее адекватной модели их формирования необходимо учитывать закономерности изотопной эволюции мантийных пород. Для ЮАР такая информация вполне доступна и представлена широким спектром данных по ксенолитам из южноафриканских алмазоносных кимберлитов [88].

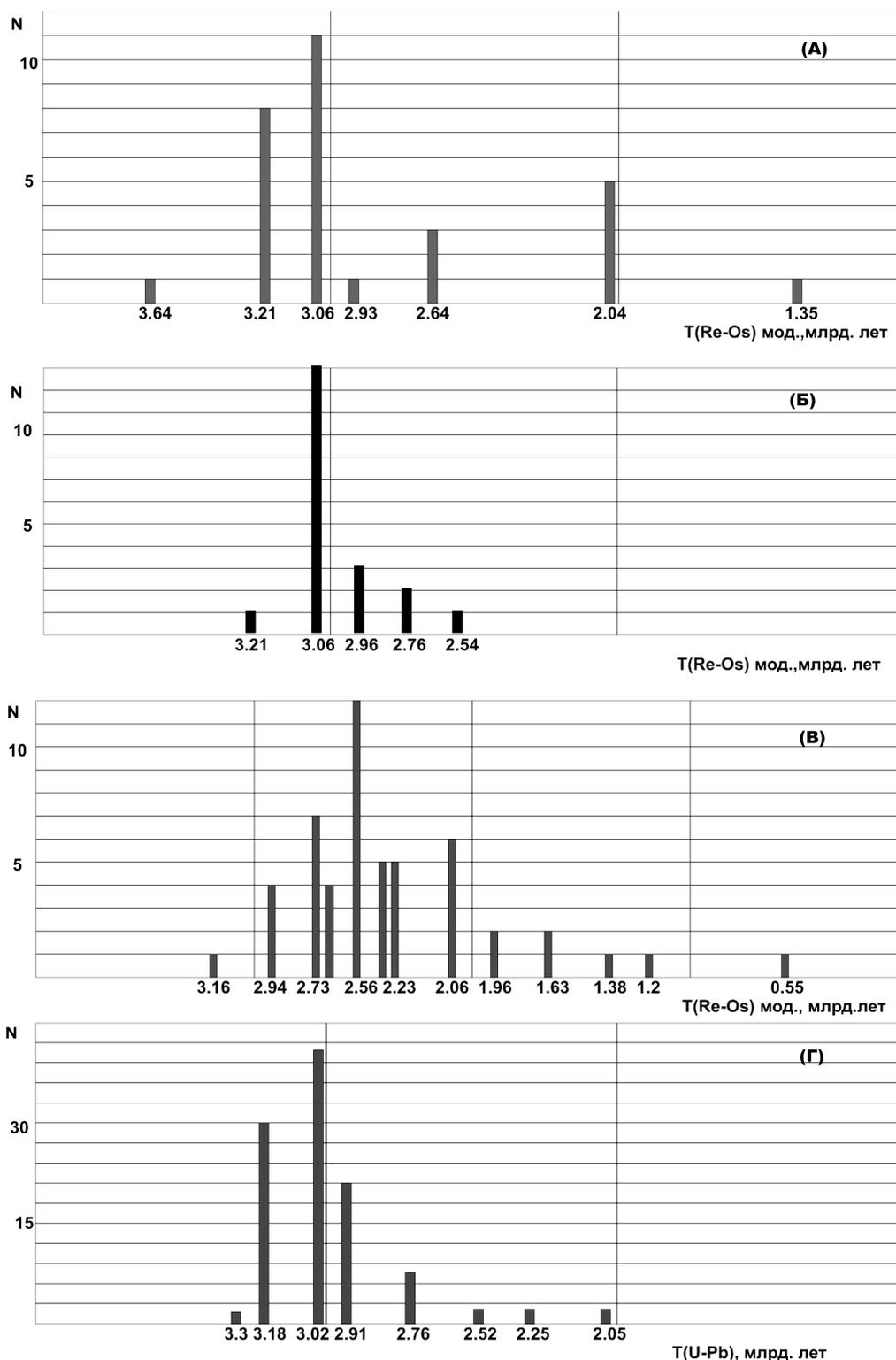


Рис. 1 Гистограммы распределения модельных Re-Os- датировок.

(а) - модельные Re-Os- датировки самородных платиноидов в россыпях Витватерсранда Золоторудное поле Эвандер (ЮАР); (б) – модельные Re-Os датировки шлихового золота в рудах Ваальского, Верхне-Елсберкского и Вентерсдорпского рифов рифов [68]; (в) – модельные Re-Os-датировки мантийных ксенолитов из алмазонасных кимберлитов (ЮАР) [52, 73]; (г) – U-Pb датировки цирконов из конгломератов Витватерсрандского бассейна (ЮАР) [43, 45, 84].

В частности, Р. Карлсоном и др. и А. Мензисом и др. [52, 73] были представлены результаты, которые достаточно полно характеризовали Re-Os систему перидотитовых ксенолитов из кимберлитов алмазоносных трубок ЮАР: Венеция, Премьер, Лесото, Кимберли, Ньюланд и Лекхаран. Эти ксенолиты, в отличие от аналогичных образований других регионов, имели явные геохимические и изотопные особенности (рис. 2). В частности, в силу исключительно низкого содержания рения в этих ультрамафитах радиогенные эффекты, обусловленные радиоактивным распадом ^{187}Re *in situ*, не превышают сотых долей процента. Т. е. измеряемые отношения $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ в ксенолитах были близки к таковым в источниках их вещества. Кроме того, в образцах не было отмечено корреляций между изотопными составами Os, концентрациями Re и содержаниями Al_2O_3 . Это позволило Р. Карлсону и др. [52] сделать вывод о том, что низкие Re/Os отношения в ксенолитах есть следствие процессов обогащения вещества верхней мантии осмием. Косвенно в пользу такого вывода свидетельствуют также результаты химических анализов образцов, согласно которым концентрация Os в проанализированных ультрамафитах варьировала в пределах от 1,28 ppb до 222,6 ppb, при колебаниях рения - от 0,0016 ppb до 1,38 ppb [52, 73]. Т. е., по сравнению с хондритами [65], эти ксенолиты были обеднены рением в 1100 раз, а осмием в 20 раз. Притом, что в среднем концентрации Os в данных ультрамафитах (4,7 ppb) превышали таковые в аналогичных образованиях других регионов (рис. 2).

В силу исключительно низкого содержания Re в южноафриканских ксенолитах, существует возможность расчета их модельных Re-Os возрастов, а, соответственно, и времени, когда происходило обогащение мантийного субстрата осмием. Данное предположение обосновано выводами о природе повышенных концентраций Os в южноафриканских ксенолитах, сделанных Р. Карлсоном и др. [52]. В итоге выполненных расчетов, основанных на результатах изотопных анализов, опубликованных Р. Карлсоном и др. [52] и А. Мензисом и др. [73], и их последующей статистической обработки, удалось установить, что этапы, связанные с обогащением мантийного субстрата ЮАР осмием, и этапы формирования самородных платиноидов, которые локализованы в россыпях Витватерсранда, достаточно хорошо коррелированы во времени (рис. 1). Такое совпадение наводит на мысль, о том что, по аналогии с ультрамафитами платиноносных массивов, вариации изотопного состава Os в ксенолитах, по всей видимости, контролируются присутствием в них разновозрастных акцессорных самородных платиноидов, либо кластеров ЭПГ, о существовании которых говорилось в статье М Тредокса и др. [92].

Отмеченные закономерности вариаций изотопного состава Os в мантийном веществе ЮАР и в шлиховых самородных платиноидах Витватерсранда также хорошо согласуются с результатами исследования Re-Os системы золота, извлеченного из руд Ваальского (Vaal Reef) Верхне-Елсбергского

(Upper Elsberg) и Вентерсдорпского (Ventersdorp Reefs) рифов [68]. В частности, Дж Кирком и др. было показано, что отношения $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ в пробах Au, представленных отдельными золотинками, варьируют в

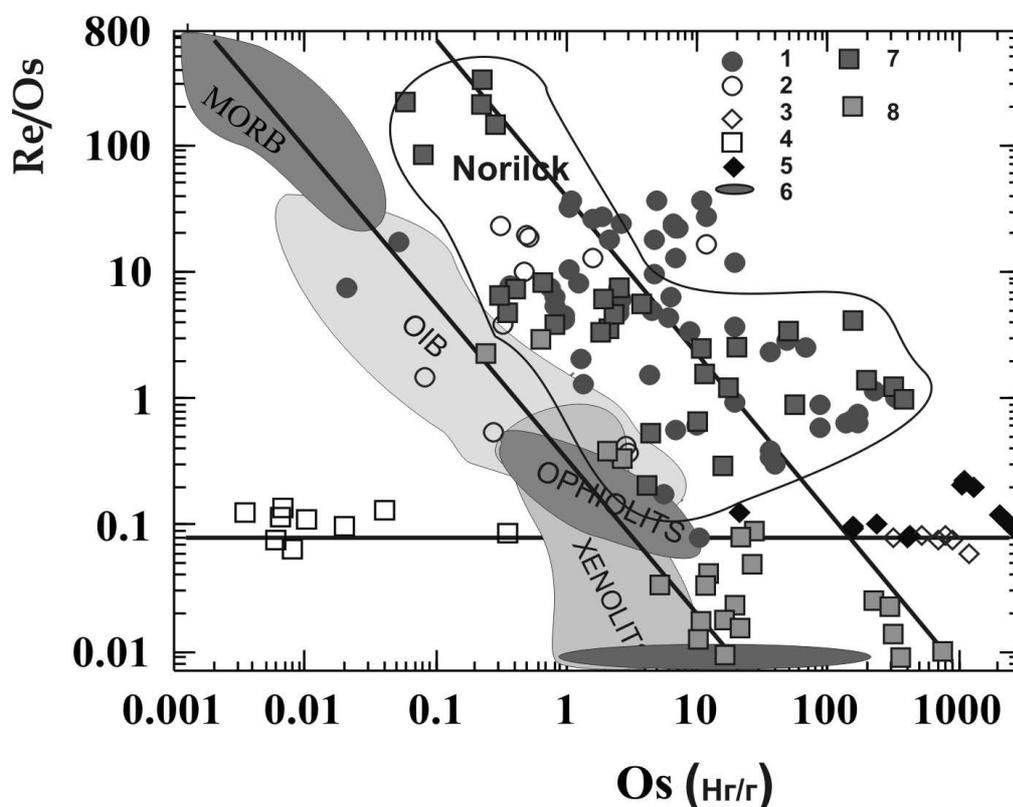


Рис. 2 Вариации содержаний рения и осмия в метеоритах, мантийных ксенолитах и сульфидных платинометалльных рудах:

1, 2 – сульфидные руды и изверженные породы [61, 74, 77, 85, 89]; 3 – хондритовые метеориты [49, 65]; 4 – железные метеориты [51]; 5 – ахондриовые метеориты [49]; 6 – мантийные ксенолиты (ЮАР) [52, 73, 88]; 7 – руды Норильска [93]; 8 – руды Бушвелда (ЮАР) [85].

пределах от 0,1053 до 0,1099. Поскольку в изученных образцах отсутствовала корреляция между величинами $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ и концентрациями Re, то природа непостоянства изотопного состава Os в золоте не может быть обусловлена радиоактивным распадом ^{187}Re in situ. К тому же величины отношения Re/Os в Au (за исключением одной пробы) не превышали 0,003. В значительной степени это связано с высокой концентрацией Os в пробах золота, достигающей 10350 ppb [68]. Необходимо отметить, что столь высокие содержания не могут быть связаны с явлением изоморфного замещения. Размеры атомов Os и Au очень сильно различаются. Более того, Au кристаллизуется в плотной кубической упаковке, а Os – в гексагональной, а соответственно эти металлы в природе плохо совместимы друг с другом. Однако можно предположить, что высокое содержание Os связано с наличием в отдельных золотинках микровключений минералов ЭПГ.

Показательно, что в такой форме Os, а также другие тугоплавкие платиноиды присутствуют в Fe-Pt твердых растворах. Вследствие такого явления, вероятно, что вариативность изотопного состава Os в Au контролируется присутствием в нем разновозрастных микровключений самородных платиноидов. Причем возраст непосредственно самой золоторудной минерализации может не совпадать с возрастом платиновых минералов, т. е. золоторудная минерализация, по отношению к платинометальной, может быть вторичной. Иными словами, более древние микрокристаллы ЭПГ, присутствующие в породах, могли служить центрами кристаллизации Au в процессе его осаждения из гидротермальных растворов. В качестве аргумента в пользу такого предположения является совпадение модельных Re-Os датировок проб золота, рассчитанных согласно результатам изотопных анализов, выполненных Кирком и др. [68], и модельных возрастов самородных платиноидов из россыпей Витватерсранда (рис. 1).

РОССЫПИ МАССИВА ГУЛИ (СЕВЕР СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ)

Корректность выводов, отражающих закономерности платинометального рудогенеза, зависит от ряда условий. В частности, достоверность такой информации определена представительностью исследованного материала. Кроме того, она во многом зависит от точности изотопных анализов. По мере улучшения метрологических параметров приборов, на которых осуществляются исследования, появляется возможность обнаружения изотопных эффектов более высокого уровня. Этот тезис может быть проиллюстрирован результатами анализов платиновых минералов из россыпей массива Гули. Впервые изучение данной россыпной платинометальной минерализации осуществлено в 1999 году [21], в процессе которого было проанализировано 16 зерен самородных платиноидов. Погрешность определения изотопных отношений (СКВО) при этом составляла $\pm 0,25$ %. Такая точность анализов позволила выявить две изотопно-гетерогенные группы минералов. Первая выборка характеризовалась средним значением $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$, равным $0,1248 \pm 0,0003$ ($T_{(\text{Re-Os})} = 370 \pm 45$ млн. лет), а вторая – $0,1258 \pm 0,0002$ ($T_{(\text{Re-Os})} = 230 \pm 30$ млн. лет) [21].

Впоследствии исследование самородных платиноидов из россыпей массива Гули было продолжено на мультиколлекторном масс-спектрометре “Triton”, что позволило значительно повысить точность изотопных анализов. Этот прибор позволял определять величины изотопных отношений Os в индивидуальных зернах с точностью $\pm 0,015$ % (табл. 1). В процессе исследования было проанализировано 56 минералов самых различных составов (табл. 3), что привело к получению принципиально новой информации об особенностях генезиса самородных платиноидов,

локализованных в россыпях массива Гули. В частности в процессе дисперсионной обработки результатов изотопных анализов было установлено, что минералы, согласно величинам $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$, а как следствие и модельным Re-Os возрастам, образуют три выборки. Причем каждая из выборок характеризовалась своим средним статистически значимо отличным от среднего другой выборки (табл. 4). Также, согласно полученным данным, можно отметить, что формирование самородных платиноидов, ассоциированных в россыпях массива Гули, осуществлялось в мантийном субстрате на протяжении длительного периода времени, начиная с 620 до 220

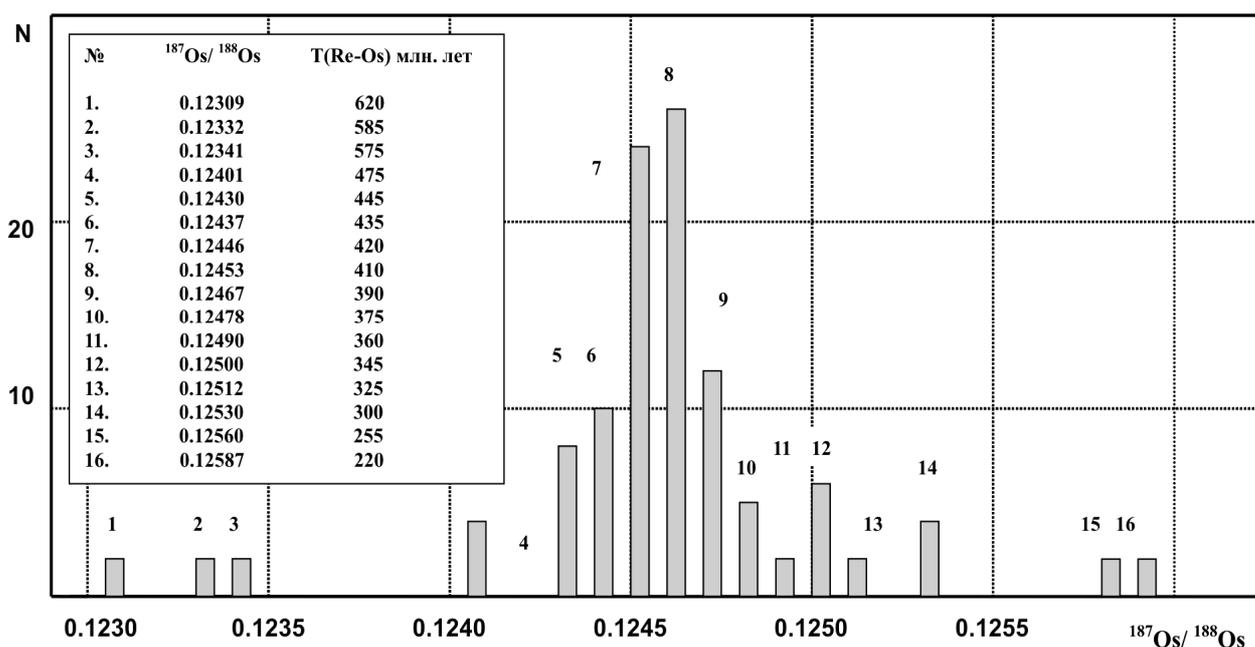


Рис. 3. Гистограмма распределения изотопных составов осмия и модельных Re-Os датировок самородных платиноидов (массив Гули).

На врезке - отношения $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ и Re-Os возраст (млн. лет) соответствуют номерам пиков на гистограмме

млн. лет. При этом 410 - 420 млн. лет тому назад интенсивность процессов формирования самородных платиноидов была наиболее высока. В пользу такого предположения свидетельствует отчетливо выраженный максимум в распределении модельных Re-Os датировок (рис. 3). Важно отметить, что данный этап образования самородных платиноидов в мантийном субстрате совпадал по времени с одним из основных периодов активизации щелочного магматизма [7]. Для массива Гули этот факт может иметь определенное значение, поскольку, несмотря на то, что массив сложен в основном дунитами с включениями клинопироксенитов, в составе комплекса отмечено присутствие значительных объемов щелочных пород и карбонатитов [18].

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ВАРИАЦИЙ ОТНОШЕНИЯ $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ В ПЛАТИНОНОСНЫХ РОССЫПЯХ

В этом разделе обобщены данные, полученные в процессе исследования минералов ЭПГ из россыпных проявлений России, а также россыпей Витватерсранда (табл. 4). Фактический материал включал в себя результаты более 400-т изотопных анализов, которые уже были представлены в следующих публикациях: [2, 10, 14, 16, 21, 23, 24, 27, 28, 31, 33]. Таблица 4 содержит данные, которые дифференцированы в соответствии с классификацией россыпей, предложенной В. Г. Лазаренковым и др. [18]. При этом вследствие идентичности результатов изотопных анализов осмия в минералах ЭПГ из россыпей Урала и Тимана [16], они объединены в одну группу. Кроме того, вследствие того, что коренными источниками россыпей Витватерсранда, как полагают [55], были архейские офиолитовые комплексы, то результаты изотопных анализов соответствующих самородных платиноидов были представлены в выборке, характеризующий тихоокеанский тип экзогенных месторождений. Таким образом, таблица 4 содержит сведения для всех типов экзогенных платинометальных месторождений, классифицированных В. Г. Лазаренковым и др. [18]. Также в таблицу 4 включены результаты статистической обработки изотопных данных для россыпей Мира, которые были получены за рубежом [62, 63, 72, 81].

Несмотря на то, что выборки, характеризующие разные типы экзогенных месторождений ЭПГ, являются не в полной мере равнозначными, тем не менее, в таблице 4 достаточно явно отражены некоторые общие черты, присущие генезису самородных платиноидов в мантийном субстрате. Можно выделить следующие закономерности:

(а) В россыпях преобладают платиновые минералы (более 90 %), отношения $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ в которых согласуются с интервалом изменения изотопного состава Os в CHUR [53], а также в NUR [97].

(б) Отношения $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ в самородных платиноидах в россыпях, вне зависимости от химического состава минералов, варьируют. При этом колебания их величин имеют отчетливо выраженный дискретный характер. Такая дискретность наилучшим образом согласуется с представлениями о цикличности процессов платинометального минералообразования в мантии. Причем изотопная гетерогенность присуща не только минералам ЭПГ, локализованным в россыпях, но и минералам, выделенным непосредственно из вмещающих коренных пород [70].

(в) Отмечено, что изотопный состав Os в платиновых минералах, интегрированных в выборки, характеризующие разные типы россыпей, в пределах погрешностей определений совпадает (табл. 4). Соответственно такие образцы имеют одинаковые модельные Re-Os возраста. Это позволяет высказать предположение о приуроченности платинометального минералогенеза к определенным глобальным этапам эволюции вещества в

мантийном резервуаре. Периодичность выявляемых этапов, в среднем близкая к 170 млн. лет, коррелируется с установленной Н. Л. Добрецовым и А. Г. Кирдяшкиным [5] периодичностью формирования горячих точек на границе ядро - мантия. При этом некоторые этапы образования минералов ЭПГ (табл. 4), возраст которых определен на основе зависимости, описывающей эволюцию изотопного состава осмия в CHUR, либо NUR, согласуются с кульминационными этапами эндогенной планетарной активности [29, 30] и с этапами, сопряженными с активизацией щелочного магматизма [7]. Также установленная периодичность образования самородных платиноидов в мантийном субстрате коррелирована как с периодичностью рудообразования в геологической истории Земли [37], так и с периодичностью глобальных геологических процессов [39].

(г) Диапазон колебаний изотопных составов осмия в россыпях платиновых минералов, связанных с альпинотипными комплексами, значительно превосходит таковой, характерный для россыпей, приуроченных к концентрически-зональным массивам (табл. 4). Этот изотопный эффект наряду с минералогическими признаками может быть использован в качестве поискового критерия при идентификации коренных источников самородных платиноидов неясного генезиса и оценки их потенциальной рудоносности. Не исключено, что такое явление отражает специфику мантийных процессов в формировании минералов ЭПГ в условиях различных геодинамических обстановок.

(д) Для минералов ЭПГ характерна дискордантность их модельных Re-Os возрастов с возрастом материнских пород. Довольно часто минералы оказываются древнее, чем их коренные источники [16, 21, 31, 33].

ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ПЛАТИНОМЕТАЛЬНЫХ ЭКЗОГЕННЫХ И ЭНДОГЕННЫХ СУЛЬФИДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Примечательно, что некоторые экзогенные платинометальные месторождения, специализированные на тугоплавкие платиноиды, пространственно сопряжены с сульфидными Cu-Ni месторождениями, в которых главными рудными элементами являются палладий и платина. В частности, такая тенденция присуща экзогенным и сульфидным эндогенным месторождениям ЮАР (россыпи Витватерсранда и месторождения Бушвельда) и России (россыпи Гули и месторождения Норильска). Пространственно совмещенными являются также экзогенные и эндогенные платиноидометальные месторождения Южной Сибири [1].

Рудная минерализация Бушвельда (ЮАР), локализованная в трех платиноносных рифах (Меренского, UG-2, Плэтриф), представлена минералами всех шести элементов платиновой группы. При этом главными рудными минералами являются ферроплатина, сульфиды и арсениды ЭПГ, которые контролируют распространенность платиновых металлов в

бушвельдских рудах. В рудах содержание ЭПГ характеризуется следующими величинами: Pt – 59 %, Pd – 23 %, Ru – 8 %, Rh – 3 %, Ir – 1 %, Os - 0,8 % [4]. Как можно видеть, Os является наименее распространенным элементом. В отличие от этого, россыпная платинометаллическая минерализация Витватерсранда, в которой преобладают минералы Os-Ir-Ru и твердые Pt-Fe-растворы, часто окруженные сульфидами, арсенидами и сульфоарсенидами ЭПГ [57], специализирована, главным образом, на Os. При этом в самородных платиноидах Витватерсранда не отмечено заметного присутствия палладия. Следует подчеркнуть, что такая геохимическая особенность присуща очень многим экзогенным месторождениям. Как правило, содержания палладия в платиновых минералах россыпей оказываются существенно ниже, чем платины [26]. Важно также отметить, что характер распределения рения в эндогенных и экзогенных типах платинометаллических месторождений имеет явные признаки комплементарности. Отмеченная геохимическая специфика в полной мере присуща месторождениям, локализованным в пределах Сибирской платформы (Гули и Норильск). Если россыпи массива Гули специализированы на Os [71], то норильские платинометаллические сульфидные руды – на Pd и Pt [4].

Различия между экзогенными и сульфидными эндогенными месторождениями состоят не только в распределении Re, Os, Pt и Pd. Для этих типов месторождений характерно также то, что начальные изотопные составы осмия в рудных минералах варьируют в совершенно разных областях значений (рис. 4). В платинометаллических россыпях преобладают минералы, величины $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ в которых согласуются с Os-изотопной эволюцией в CHUR или NUR. В то же время начальный изотопный состав Os в рудах и рудных минералах сульфидных эндогенных месторождений свидетельствует о том, что их происхождение связано с источниками, значительно более обогащенными радиогенным ^{187}Os , чем хондриты (рис. 4). Несмотря на существенные изотопные и геохимические отличия для месторождений этих типов, есть признаки подобия генезиса соответствующих рудных минералов. Для рудных минералов как платинометаллических эндогенных сульфидных, так и экзогенных месторождений характерны значительные вариации начальных Os-изотопных составов. С той только разницей, что в экзогенных месторождениях величины $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ согласуются с Os-изотопной эволюцией в хондритах, а в сульфидных рудах они оказываются существенно выше, чем в CHUR или NUR. Причем, в некоторых случаях $(^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os})_0$ в сульфидных рудах значительно превышают современные значения отношений этих изотопов в коре (рис. 4). Такая вариативность начальных изотопных составов Os находится в явном противоречии с закономерностями, которые должны были бы существовать в случае кристаллизации минералов ЭПГ из однородного магматического расплава.

При разумной длительности процессов образования платиновых минералов величины $(^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os})_0$ в них вне зависимости от состава должны быть практически постоянными. В действительности они колеблются в очень широких диапазонах значений, достигающих сотни процентов (рис. 4, табл. 4).

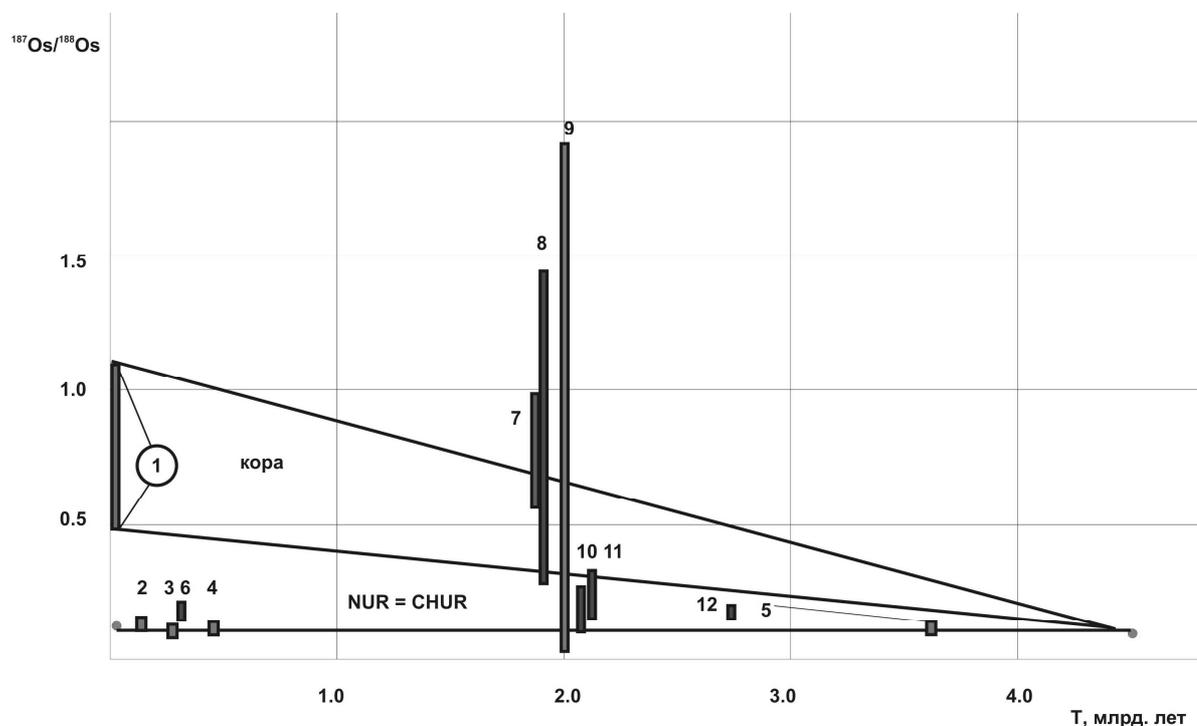


Рис. 4 Осмиевая изотопная систематика экзогенных и сульфидных месторождений платиновых металлов.

1 – океанические осадки [83, Suzuki *et al.*, 2012]; 2 – россыпи массивов Кондер, Инагли (Алдан), Матыскен, Гальмознан, Прижимный (Корякия); 3 – россыпи массива Гули (Маймеча-Котуй); 4 – россыпи Урала и Тимана; 5 – россыпи Витватерсранда (ЮАР); 6 – руды Норильска (Россия) [93]; 7 – руды Садбери (Канда) [76]; 8 – руды Кимберли (Австралия) [89]; 9 – руды Печенги (Россия) [94]; 10 – платиновые минералы Бушвельда (ЮАР) [62]; 11 – руды Койвисто (Финляндия) [61]; 12 – руды Стиллуотера [69].

Рисунок 4 демонстрирует закономерности вариаций начального изотопного состава Os в различных экзогенных и эндогенных месторождениях по сравнению с диапазонами вариаций соответствующего отношения в предполагаемых источниках минералов ЭПГ. Для описания изотопной эволюции Os в гипотетическом мантийном источнике были использованы изотопно-геохимические параметры NUR [97], которые в масштабе графика полностью совпадают с параметрами CHUR [53, 65]. Диапазон вариаций изотопного состава Os в коровом резервуаре был установлен в соответствии с методикой, которая обычно используется геохимиками для определения валового состава коры [38]. Такая методика основана на допущении, что в процессе осадконакопления образуется

средняя проба обнаженной части коры. Во время ее выветривания и эрозии большое количество веществ растворяется в природных водах и выносится в океаны. Причем многие элементы в зависимости от их растворимости переходят в карбонаты и аутигенные глинистые минералы. Соответственно пределы вариаций отношения $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ в усредненном коровом веществе определялись результатами анализов железо-марганцевых конкреций и глубоководных осадков Тихого и Атлантического океанов [83, Suzuki *et al.*, 2012]. Следует отметить, что величины этого отношения в Fe-Mn конкрециях варьируют в пределах от 0,71 до 0,84 [83], а в глубоководных осадках – от 0,426 до 1,08 [Suzuki *et al.*, 2012]. Притом показательно, что современные величины отношения $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ в мантийном веществе, наиболее вероятно, отвечают диапазону от $0,12736 \pm 0,00016$ [97] до $0,12836 \pm 0,00046$ [53]. В рассматриваемой модели было также принято, что формирование коры, согласно результатам U-Pb датирования цирконов [96], началось 4404 ± 8 млн. лет тому назад.

Такой способ сравнительного анализа позволил, в рамках модельных представлений, довольно наглядно продемонстрировать значительные изотопные различия, существующие между источниками платинометалльных экзогенных и эндогенных месторождений (рис. 4). При этом параметры россыпных месторождений платиновых минералов были установлены на основе оригинальных изотопных анализов самородных платиноидов, а для иллюстрации пределов вариаций начальных изотопных отношений Os в сульфидных рудах использованы данные, опубликованные за рубежом [61, 62, 69, 74, 77, 85, 89, 94]. В частности, при исследовании Re-Os изотопной системы платинометалльного месторождения Бушвельд было установлено, что начальное отношение $(^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os})_0$ в рудных платиновых минералах колеблется в очень широком диапазоне значений от 0,1125 до 0,181 [62]. Такая вариативность начальных изотопных составов Os в рудных минералах явно не согласовывалась с результатами изохронного Re-Os датирования бушвельдских пироксенитов: $T = 2011 \pm 0,0051$ млн. лет [82]. Согласно изохронной модели, отношение $(^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os})_0$ в источнике ультрамафитов ($0,1855 \pm 0,0023$) в пределах ошибки определения было постоянно. Природа такого разногласия остается пока не до конца понятной. Тем не менее, этот экспериментальный факт однозначно свидетельствует о том, что генезис рудных минералов в месторождении Бушвельд не в полной мере соответствует магматической модели образования. Необходимо также отметить, что величина начального отношения $(^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os})_0$ в ультрамафитах $0,1855 \pm 0,0023$, с учетом погрешности определения, не очень сильно отличалась от величины данного отношения 0,181 в некоторых платиновых минералах Бушвельда [62].

Показательно, что колебания начальных изотопных составов Os присущи и многим другим платинометалльным сульфидным месторождениям. При этом причины их значительных вариаций в рудах (рис. 4), а

соответственно и изотопных критериев γ_{Os} , остаются пока не совсем ясными. Анализ опубликованных данных показывает, что вариации критерия γ_{Os} не зависят ни от возраста месторождений, ни от каких-либо иных геохимических свойств руд. В частности величины γ_{Os} в Cu-Ni сульфидных месторождениях Печенги ($T_{(Sm-Nd)} = 1980$ млн. лет), в которых отношение платины к палладию составляет 6 к 1, в рассеянных рудах лежат в пределах от -324 до +75, а в массивных рудах они колеблются от 43 до 47 [94]. В месторождениях Садбери (Канада) ($T_{U-Pb} = 1850$ млн. лет) глубинные руды (Pt/Pd – 1:1,1) характеризуются величиной γ_{Os} , равной 712, а в вышележащих рудах этот параметр равен 380, [77]. В месторождении Кимберли (Австралия) ($T_{U-Pb} = 1840$ млн. лет) величина γ_{Os} в массивных рудах варьирует от 950 до 1300, а во вкрапленных – от 453 до 1290 [89]. В Cu-Ni-месторождении Койвисто (Финляндия) ($T_{U-Pb} = 2040$ млн. лет; Pt/Pd = 1:2) γ_{Os} в массивных рудах лежат в пределах от 18,2 до 20, а в рассеянных – от 130 до 170 [61]. Кроме того, если в норильских рудах ($T_{Re-Os} = 250$ млн. лет) отмечается тенденция увеличения γ_{Os} с глубиной их залегания [93], то в месторождениях Бушвельда ($T_{Re-Os} = 2040$ млн. лет) данная тенденция имеет противоположную направленность [74, 85]. При этом γ_{Os} в норильских рудах варьируют от 0,4 до 12,9 [93], а в платиновых минералах из главной рудной зоны Бушвельда – от 0 до 60 [62].

В виду балансовых несоответствий высокие значения γ_{Os} в сульфидных рудах трудно увязать с эффектами, обусловленными коровой контаминацией. В частности, расчеты показывают, что при формировании руд Бушвельда для обеспечения наблюдаемых изотопных эффектов должно было бы быть ассимилировано практически соизмеримое с объемом самой интрузии количество корового компонента. Представляется, что реализация подобной модели в природе весьма маловероятна. Ассимиляционной модели противоречат также результаты исследования Re-Os изотопной системы в месторождениях Канады (Садбери) и Австралии (Кимберли), так как отношения $(^{187}Os/^{188}Os)_0$ в рудах этих месторождений значительно превосходят значения, которые в настоящее время присущи изотопному составу Os в усредненном веществе коры (рис. 4).

Альтернативой коровой контаминации является то, что происхождение сульфидных руд связано с изотопно-гетерогенными мантийными источниками, преимущественно обогащенными рением. Причем формирование таких источников происходило в мантии задолго до образования непосредственно самих месторождений. По всей видимости, возникновение подобных неоднородностей в мантийном субстрате может быть связано с дифференциацией Re и ЭПГ. При этом выбор Re, Os, Pt и Pd в качестве геохимических реперов не случаен, поскольку отношения Re/Os обуславливают изотопную специфику источников платинометаллических месторождений, а Os, Pd и Pt определяют их геохимическую специализацию. Не исключено, что природа фракционирования этих элементов связана с

вариативностью окислительно-восстановительных обстановок в мантии, зависимой, в частности, от содержания летучих и изменения P-T условий. В пользу такого предположения свидетельствуют результаты исследования хондритов и железных метеоритов [51, 64, 65]. Так, анализы углистых, обычных и энстатитовых хондритов показывают, что дифференциация ЭПГ и Re связана с изменениями окислительно-восстановительных условий (рис. 5). Относительные концентрации Pt, Pd, Os и Re в энстатитовых хондритах, образование которых происходило в сугубо восстановительной обстановке, отличаются от таковых в углистых метеоритах, формировавшихся в более окисленной среде (рис. 5). О различии условий образования метеоритов этих классов можно судить по соотношению в хондритах окисленного и восстановленного железа [3]. С незначительными вариациями

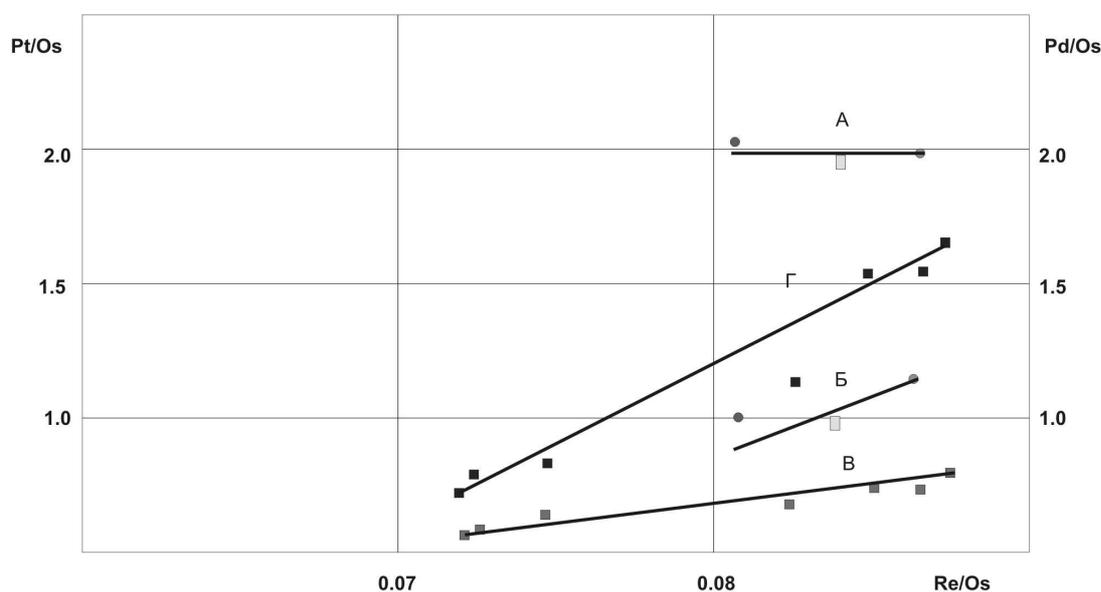


Рис. 5 Вариации рения, осмия, платины и палладия в железных и хондритовых метеоритах

(А) – Pt/Os - Re/Os, (Б) – Pd/Os - Re/Os, [65]; (B) – Pd/Os - Re/Os, (Г) – Pt/Os - Re/Os, [51].

фракционирование ЭПГ и Re отмечено также в IVB железных метеоритах (рис. 5) [51]. С той только разницей, что природа дифференциации этих элементов в данном случае может быть связана с медленной кристаллизацией метеоритов, которая сопровождалась изменениями физико-химических равновесий в железо-никелевых сплавах. Также вариативность содержаний ЭПГ и Re в железных метеоритах коррелирована с содержаниями никеля, о чем свидетельствуют результаты анализов фаз тэнитов и камаситов в железных метеоритах [64]. В частности, установлено, что зависимости между содержаниями Ni и Pd в соответствующих фазах прямо пропорциональны, в то время как, зависимости между Ni и Re, Os, Pt обратно пропорциональны.

Если экстраполировать закономерности фракционирования ЭПГ и Re на

мантийные процессы, то необходимо учитывать одно очень важное обстоятельство. ЭПГ и Re, не являются петрогенными элементами и их концентрации в породах редко превышают 10^{-5} % (рис. 2). В связи с этим они относятся к разряду микрокомпонентов и их распределение между расплавами (растворами) и твердой фазой должно согласовываться с поведением макрокомпонентов, имеющих с ними схожие физико-химические свойства. В определенном смысле поведение таких микроэлементов подобны поведению радионуклидов, содержания которых в природе также исключительно низкие. В соответствии с этим предположением, законы, которые описывают процессы концентрирования радионуклидов из растворов (расплавов), детально изученные многими радиохимиками О. Ганом, В. Г. Хлопином, И. Е. Стариком и др. [25], могут быть использованы для выявления закономерностей поведения Re и ЭПГ в геологических процессах. Как было установлено, переход радионуклидов из растворов (расплавов) в твердую фазу возможен только при соосаждении их с макрокомпонентами. При этом, процесс соосаждения сопровождается либо образованием химического соединения микроэлемента с носителем, либо его адсорбцией на поверхности твердой фазы макрокомпонента. Возможно, что подобный механизм может быть реализован при образовании рудных минералов, ассоциирующих в платинометалльных малосульфидных месторождениях. Причем, макрокомпонентом в таком случае является сера. Это хорошо согласуется с предложенной А. Налдреттом и др. [78] моделью концентрирования ЭПГ из силикатных расплавов. Предполагалось, что капли несмешиваемой сульфидной жидкости, находящейся в равновесии с большим объемом силикатного расплава, аккумулируют элементы платиновой группы.

Однако генезис самородных платиноидов, ассоциированных в россыпях платиноносных ультраосновных массивов, вследствие крайне низких содержаний серы в ультрамафитах трудно связать с такой моделью. Поэтому вопрос о том, какие элементы могут выступать в роли макрокомпонента при концентрировании ЭПГ из расплавов ультраосновного состава, остается открытым.

Тем не менее, если следовать принципам обсуждаемой модели, то очевидно, что процесс соосаждения Re и ЭПГ из расплавов (растворов) из-за различия их физико-химических свойств должен происходить с участием разных макрокомпонентов, обеспечивая значительные эффекты фракционирования таких металлов в геологических процессах, что, в конечном счете, и наблюдается. Обычно, для описания закономерностей распространности ЭПГ и Re в породах используют фенологический подход. Однако, если учитывать специфику физико-химических свойств этих элементов, то становится очевидным, что нахождение Os и Re в природе в совершенно разных формах вполне закономерны. Хотя, нельзя не отметить наличие некоторого сходства между Re и Os, которым свойственно большое количество степеней окисления. Наиболее характерными из них являются Re^{+4} ,

Re^{+7} , Os^{+4} , Os^{+6} , Os^{+8} . От многих других металлов их отличают высочайшие температуры плавления ($T_{\text{Re}} = 3180$ °С и $T_{\text{Os}} = 3027$ °С) и потенциалы ионизации (ϕ) (7,88 и 8,5 эв, соответственно). Рений и осмий имеют близкие размеры атомных радиусов (0,1373 и 0,135 нм) и они относятся к редким и рассеянным элементам. В земной коре содержание Os оценивается 5×10^{-6} %, а Re – 7×10^{-8} %. В то же время Re и Os существенно отличаются величинами сродства к электрону (S), у осмия этот параметр равен 1,44 эв, а у рения – 0,15 эв. Такое различие предопределяет то, что осмий, в противоположность рению, является наиболее сильным окислителем, вследствие чего у него (как, впрочем, и других ЭПГ) в природе существует отчетливая тенденция к восстановлению. Этим можно объяснить наличие разнообразных платиноидов, встречающихся в самородном состоянии. Представляется, что самородные платиноиды микронных размеров могут контролировать концентрации платиновых металлов в ультраосновных породах [9]. В отличие от этого, у рения, кроме джезказганита, нет больше самостоятельных минералов. Повышенные его концентрации отмечены только в колумбитах, танталитах, цирконах, минералах РЗЭ, сульфидах меди и молибдена. Отсюда следует, что в природе Re и Os находятся в совершенно разных минеральных формах, обладающих различной химико-термодинамической устойчивостью. Причем, такие формы присутствуют в породах в исключительно малых количествах, вследствие чего распределение соответствующих аксессуарных минералов отличается крайней гетерогенностью. При этом концентрации Re и Os непосредственно в породообразующих минералах ультрамафитов несоизмеримо ниже, чем в аксессуарах. Возможно, что именно такими причинами может быть обусловлена природа изотопной гетерогенности ультрамафитов. Кроме того, подобное явление во многом определяет повышенные требования к представительности ультраосновных пород при их Re-Os исследованиях на уровне валовых проб.

МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ ИСТОЧНИКОВ ВЕЩЕСТВА ПЛАТИНОМЕТАЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Представляется, что фракционирование ЭПГ и рения в геологических процессах обусловлено совокупным влиянием многих факторов. В частности, по аналогии с метеоритами, можно допустить, что природа зависимости между отношениями Re/Os и содержаниями Pd в сульфидных платинометалльных рудах является отражением вариаций окислительно-восстановительных условий (рис. 5) или связана с корреляцией, которая существует между концентрациями ЭПГ, Re и Ni [64]. Не исключено, что эти два явления взаимообусловлены, поскольку в составе хондритов и ахондритов часто отмечается присутствие включений камаситов и тэнитов [3]. В контексте обсуждаемой проблемы, следует отметить, что, несмотря на значительные вариации концентраций рения и осмия в хондритовых, ахондритовых и железных метеоритах, в целом дифференциация между

этими элементами в отмеченных типах образований выражена не очень явно [42]. Наиболее отчетливо эффекты фракционирования Re и Os проявлены в пределах отдельных классов метеоритов [51, 64, 65].

В целом концепция разделения элементов в мантии согласуется с представлениями А. Д. Щеглова и Н. И. Говорова [41], которые обосновали зональность в распределении рудных элементов для различных уровней тектоносферы Земли. Также она коррелируется с идеями, высказанными Ф. А. Летниковым и П. И. Дорогокупец [19], а также А. Брэндоном и др. [48], о ведущей роли суперглубинных флюидных систем в эндогенных процессах и о возможности перемещения плюмами компонентов внешнего ядра на уровень мантии. Кроме того, такая концепция учитывает современные взгляды на природу мантийно-метасоматических процессов, согласно которым транспортирующая способность мантийных флюидов в отношении рудных элементов обусловлена их составом и химической формой мигрирующих веществ [35].

Поскольку фугитивность кислорода, концентрации и состав летучих, которые в конечном счете определяют окислительно-восстановительную обстановку в мантии, изменяются главным образом по вертикали, то не исключено, что формирование мантийных неоднородностей, специализированных на различные ЭПГ и Re, может происходить на различных глубинах. Все элементы платиновой группы отличаются сильно выраженной тенденцией к комплексообразованию, что и определяет наиболее вероятную форму их массопереноса глубинными флюидами. Причем в качестве лигандов можно рассматривать кислород, хлор или фтор. Не исключено, что важная роль в транспортировке ЭПГ принадлежит щелочным элементам, которые, вероятно, активно участвуют в процессах образования комплексных соединений платиноидов. Косвенным подтверждением этому служит то, что ультраосновные породы с платиноидами почти повсеместно ассоциируют со щелочными магматическими породами, появление которых как известно, всегда сопровождается потоком летучих компонентов, главным из которых является CO_2 . Также в процессе формирования самородных платиноидов в мантии определенную роль могут играть элементы, обладающие переменными валентностями. К таковым в первую очередь следует отнести Fe, Cr и Mn, поскольку перечисленные элементы в зависимости от условий проявляют либо окислительные, либо восстановительные свойства.

Образование изотопно-геохимических неоднородностей в мантии может быть напрямую связано с явлением субдукции, т. е. с процессом, который позволяет обеспечить поступление летучих и щелочей в недра планеты. В истории Земли щелочной магматизм возник на рубеже 2,5 - 2,7 млрд. лет [8]. С этого времени эволюция планеты сопровождалась непрерывным нарастанием активности щелочного магматизма, проявление которого связывают со сменой геодинамических режимов. К тектонике плюмов

добавилась тектоника плит. Глобальные проявления тектоники плит на рубеже архей - протерозой стали вызывать субдукцию окисленной океанической коры, обогащенной летучими компонентами.

Геохимическим следствием глобальной дегазации субдуцированного материала и высвобождения окисленного флюида (воды и углекислоты) является крупномасштабный метасоматоз мантии, ведущий к возникновению обогащенных резервуаров, щелочных пород, карбонатитов и кимберлитов. По мере эволюции планеты первоначальное состояние верхней мантии претерпевало существенное изменение. В прошлом оно было более восстановленным, чем современное. Причем особенности окислительно-восстановительной среды в мантии могли быть заложены на ранних этапах эволюции Земли. В целом на баланс кислорода, вероятно, влияли диссипация водорода при подъеме мантийного вещества, эволюция ядра Земли, плавление и дегазация глубинного вещества, а также явление субдукции [6]. Однако, несмотря на эту тенденцию, верхние горизонты как древней, так и современной мантии в любом случае должны быть более окисленными, по сравнению с глубинными.

Некоторые закономерности генезиса месторождений платиновых металлов находятся в хорошем согласии с перечисленными выше факторами. В частности формирование крупнейших платинометалльных сульфидных месторождений, за исключением месторождений Норильска, приходится на период времени 2,7 – 1,8 млрд. лет (рис. 4). Т. е. в то время, когда состояние мантии, по сравнению с современным, было более восстановленным. По аналогии с хондритами, такие окислительно-восстановительные условия в верхней мантии могли обусловить формирование в ней локальных, преимущественно обогащенных Pd и Re относительно Os, неоднородностей. Однако для Pt зависимость между ее содержанием и изменением окислительно-восстановительных условий практически отсутствует (рис. 5). Поэтому вариативность концентраций платины в источниках вещества различных платинометалльных месторождений в большей степени будет определена другими факторами.

В то же время, образование минералов ЭПГ в мантии, которые ассоциированы в россыпях, связанных с платиноносными ультраосновными массивами, наиболее активно происходило, начиная с 1,5 млрд. лет (табл. 4). На этой стадии состояние мантии из-за активного поступления летучих с субдуцированным веществом отвечало более окислительным условиям. Вследствие чего, отношения Re/Os, а также содержание Pd в источниках самородных платиноидов могли быть ниже, чем в источниках сульфидных руд, формирование которых осуществлялось значительно раньше (рис. 5).

Однако для сульфидных месторождений Норильска и Бушвельда обсуждаемые закономерности фракционирования ЭПГ и Re не в полной мере согласуются с окислительной моделью. Можно ожидать, что Re/Os отношения в источниках руд Бушвельда, также как и содержание в них Pd

должны быть выше, чем в Норильске. Такая тенденция могла быть обусловлена тем, что формирование бушвельдских руд, происходило 2,05 млрд. лет тому назад [82], т. е. в более восстановительных условиях, по сравнению с норильскими. Напомним, что возраст норильских руд близок к 0,25 млрд. лет [93]. Несмотря на это, отношение Pt к Pd в рудах Норильска соответствует 1:2,1, а в Бушвельдских рудах – 2,4:1 [4]. Наилучшим образом геохимические свойства руд Норильска и Бушвельда, согласуются с моделью соосаждения. Как уже отмечалось, концентрации ЭПГ и Re в природе могут быть коррелированы с содержанием никеля [64]. В связи с этим следует отметить, что концентрация никеля в рудах Бушвельда оценивается величиной, равной 0,07 % [4], а в рудах Норильска на один - два порядка выше и варьирует в пределах от 0,6 до 5 % [93].

В то же время, в пространственно совмещенных экзогенных и эндогенных сульфидных платинометалльных месторождениях (россыпи Витватерсранда и руды Бушвельда, россыпи массива Гули и руды Норильска) закономерности дифференциации ЭПГ и Re хорошо согласуются с окислительной моделью. В самородных платиноидах россыпей Витватерсранда и массива Гули практически отсутствует палладий, и их источниками являлось вещество, характеризующееся довольно низкими отношениями Re/Os, близкими к хондритам (рис. 4). В противоположность этому, в платинометалльных рудах Бушвельда и Норильска содержание Pd было значительно выше, причем отношение Re/Os в источниках руд таких месторождений превышали хондритовые значения (рис.4). Как уже отмечалось, россыпи Витватерсранда и массива Гули специализированы главным образом на осмий, и в самородных платиноидах подобных экзогенных месторождений не отмечено присутствия Re и Pd. В то же время сульфидные руды Норильска и Бушвельда, специализированные на Pd и Pt, содержат значительные концентрации Re (рис. 4). Отмеченные геохимические особенности хорошо согласуются с окислительной моделью дифференциации ЭПГ и Re в мантии. Причем дифференциация данных элементов осуществлялась в мантии не одномоментно, а являлась результатом полистадийных процессов, приуроченных к кульминационным стадиям эндогенной активности. По всей видимости, в такие периоды активизации в недрах планеты формировались флюидные системы, обладающие экстрагирующей и транспортирующей способностью в отношении ЭПГ и Re, а свойства мантийных флюидов (состав, щелочность, насыщенность летучими, давление, температура) могли определять их рудную специализацию. В частности, присутствие S в высокобарных флюидах существенно повышает мобильность металлов, обладающих халькофильными свойствами [35]. Допускается, что такие флюиды возникают на глубинах порядка 400 км, но в последнее время появились свидетельства о возможности вовлечения вещества ядра в восходящие потоки [48]. Существует также мнение о том, что флюидный массоперенос

рудных металлов в мантии связан с насыщенностью циркулирующих растворов щелочами [8, 35]. Соответственно можно предположить, что перенос платиновых металлов глубинными флюидами осуществлялся в виде ионов $(Me_xO_y)^{-n}$, а разгрузка подобных флюидов на определенных глубинах, сопровождалась, в частности, восстановлением металлов до нуль-валентных состояний. Причем такой процесс может происходить с участием элементов, обладающих окислительно-восстановительными свойствами (Fe, Cr и др.). Вследствие различных стандартных электродных потенциалов способность платиноидов к восстановлению убывает в последовательности: Ru, Os, Ir, Pd, Pt. Не исключено, что определенную роль в таких процессах играет природа анионов. Причем каждый этап возникновения и циркуляции флюидов в мантии может инициировать образование платиновых минералов в мантийном субстрате, источниками которых являлось обогащенное платиноидами вещество, возникшее на предыдущей стадии полициклического процесса. В результате, на протяжении длительного времени в недрах Земли, вероятно, формируется мантийный изотопно-гетерогенный субстрат, обогащенный платиноидами, который будучи перемещенным, в виде диапиров, на уровень коры, мог служить источником минералов ЭПГ в россыпях.

По мере миграции флюидов на более высокие горизонты, в виду изменения окислительно-восстановительных условий, в мантии должно происходить фракционирование ЭПГ и Re. В результате формируются мантийные неоднородности, преимущественно обогащенные тугоплавкими платиноидами и комплементарные им, обогащенные Re и Pd. Причем удаление Os из флюидной фазы, связанное с образованием самородных платиноидов, приводит к резкому увеличению Re/Os отношения во флюиде. Поэтому, неоднородность, возникающая с участием такого флюида, отличается повышенным отношением Re/Os. Платина, которая по химическим свойствам занимает промежуточное положение между Os и Pd, в меньшей степени подвержена дифференциации относительно других платиноидов и Re.

Представляется, что подобный механизм разделения ЭПГ и Re в мантии обеспечивает возникновение комплементарных неоднородностей, обогащенных, с одной стороны, Os, Ir, Ru и Pt, начальный изотопный состав осмия в которых будет соответствовать хондритовым значениям, а, с другой, неоднородностей, обогащенных Pd, Pt, Re и обедненных тугоплавкими платиноидами. На определенных этапах геологической истории такой мантийный субстрат, по-видимому, является источником рудного вещества платинометаллических экзогенных и эндогенных месторождений. При этом в виду того, что между формированием подобных мантийных неоднородностей и образованием руд проходит какое-то время, в субстрате, преимущественно обогащенном Re и Pd с Pt, вследствие радиоактивного распада, увеличиваются концентрации радиогенного ^{187}Os . Соответственно

относительные содержания этого изотопа в источниках платинометаллических сульфидных руд, значительно превышают таковые в источниках самородных платиноидов. Учитывая значительные вариации начальных изотопных составов осмия в сульфидных платинометаллических рудах, можно предположить, что формирование подобных источников в мантии носило периодический характер. Такая вариативность отношений $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ в рудах свидетельствует также о том, что при образовании месторождений не происходит полной гомогенизации изотопного состава Os между различными акцессорными минералами ЭПГ. По всей видимости, их высокая химическая и термическая устойчивость позволяет сохранять им свою первоначальную изотопную индивидуальность. При этом, крайне неравномерное распределение акцессорных платиновых минералов, имеющих различные начальные изотопные составы Os, как и минералов, являющиеся концентраторами Re, а, соответственно, и ^{187}Os , предопределяет то, что представительность валовых проб при исследовании Re-Os изотопной системы сульфидных руд имеет решающее значение.

Иногда в экзогенных платинометаллических месторождениях обнаруживаются минералы (около 10 %), изотопный состав осмия в которых не соответствует хондритовым значениям. Этот эффект легко объяснить, если предположить, что по мере продвижения изотопно-гетерогенного мантийного субстрата происходит ассимиляция компонента, содержащего самородные платиноиды, источниками которых являлось вещество, характеризующееся более высокими Re/Os отношениями, чем хондриты.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изложенные результаты изотопно-геохимических исследований самородных платиновых минералов из россыпных проявлений России и Южной Африки, а также анализ опубликованных данных по платинометаллическим сульфидным и россыпным месторождениям других регионов Мира позволяет сделать следующие выводы:

(1) Дискретный характер вариаций модельных Re-Os датировок платиновых минералов, в том числе и завышенных относительно возраста вмещающих гипербазитов свидетельствует, о неоднократном изменении отношения Re/Os в мантийных источниках ЭПГ и, стало быть, об их полихронном формировании.

(2) Цикличность платинометаллического минералообразования в мантии, выявляемая на основе дисперсионного анализа модельных Re-Os датировок самородных ЭПГ, согласуется в общих чертах с кульминационными стадиями планетарной эндогенной активности [7, 29].

(3) Судя по начальным изотопным составам осмия, главным источником самородных минералов ЭПГ является вещество близкое по составу к хондритовому однородному резервуару – CHUR. Однако в результате химической дифференциации Re и ЭПГ, предположительно, вследствие

изменения окислительно-восстановительных условий в мантии, в ней формируются крупномасштабные разновозрастные неоднородности, с различными отношениями Re/Os, а со временем и γ_{Os} . Прежде всего, это проявляется в источниках вещества сульфидных месторождений, специализированных на палладий и платину.

(4) Происхождение таких сульфидных руд характеризующихся весьма широким интервалом вариаций γ_{Os} , по-видимому, связано с неоднородностями мантийного вещества обогащенного ЭПГ при повышенном отношении Re/Os.

(5) Формирование подобного мантийного субстрата могло осуществляться комплементарно образованию самородных минералов осмия, рутения и иридия на уровне мантии. Такой модели соответствуют изотопно-геохимические характеристики пространственно совмещенных месторождений Каапвальского кратона (сульфидные руды Бушвельда и палеороссыпи Витватерсранда), а также Сибирской платформы (сульфидные руды Норильска и россыпи массива Гули).

(6) Разнообразие начальных изотопных составов осмия в самородных платиноидах сохраняется благодаря их высокой химико-термодинамической устойчивости к гомогенизации, что часто приводит к дискордантности модельных датировок этих минералов по отношению к вмещающим породам. Подобные эффекты необходимо учитывать при изотопных исследованиях ультрамафитов, поскольку размеры представительных валовых проб, возрастают на порядки вследствие того, что концентрация осмия в них контролируется высоко разобщенными единичными зернами изотопно-гетерогенных платиновых минералов.

(7) В практическом плане отмеченная пространственная сопряженность россыпных месторождений самородных ЭПГ специализированных на тугоплавкие платиноиды с сульфидными Cu-Ni месторождениями Pt и Pd в сочетании с их геохимической комплементарностью позволяют рекомендовать поиски одних по присутствию других.

(8) В качестве изотопного критерия при поисках коренных источников россыпей неясного генезиса может быть рекомендован эффект значительных вариаций изотопных составов осмия и соответствующих им модельных возрастов самородных платиноидов из россыпей, связанных с альпинотипными массивами, по сравнению с существенно более узким интервалом колебаний этих характеристик в аналогичных минералах из россыпей, возникших за счет концентрически-зональных комплексов.

При обсуждении природы происхождения изотопно-гетерогенных мантийных источников вещества платинометаллических месторождений за основу была взята наиболее часто цитируемая парадигма о гомогенном образовании Земли с последующим формированием ее геосфер, определяемым дифференциацией исходного хондритового вещества вследствие термальных процессов [66, 95]. Однако, представляется, что

закономерности в распределении ЭПГ и рения в источниках соответствующих месторождений, а также их изотопные характеристики наилучшим образом могут быть объяснены в рамках другой модели возникновения Земли – гетерогенно-аккреционной. В целом же актуальность проблемы, обусловленная существующей неопределенностью информации о механизмах начального формирования Земли, сводится к ответу на вопрос: была ли она когда-либо полностью расплавленной или родилась твердой, а к концу экзогенного мегапериода (около 4 млрд. лет) стала значительно дифференцированной. Во втором случае природа обогащения ядра как одного из главных планетарных резервуаров такими промышленными сидерофильными и халькофильными элементами как Fe, Ni, Co, Au, платиноиды и другие, становится важнейшим фактором для расшифровки закономерностей формирования соответствующих им рудных месторождений.

Авторы выражают благодарность А.Г. Рублеву за ряд ценных замечаний по проблеме, которой посвящена эта публикация, Д.Ю. Иванову за помощь в работе, а также В.П. Зайцеву, К.Н. Маличу, А.В. Округину, Е.Г. Сидорову и В.А. Степанову за предоставленный коллекционный материал.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. **Богинов В.И., Кривенко А.П., Изох А.Э. и др.** Платиноносность ультрабазит-базитовых комплексов Юга Сибири. Новосибирск: РАН, ОИГГМ СО РАН. 1995. 151 с.
2. **Вильданова Е.Ю., и др.** Корякско- Камчатский регион новая платиноносная провинция России. Спб.: Изд-во Спб. Картфабрики ВСЕГЕИ. 2002. 383 с.
3. **Войткевич Г.В.** Основы теории происхождения Земли. М.: Недра. 1979. 135 с.
4. **Додин Д.А., Чернышев Н.М., Полферов Д.В., Тарновецкий Л.Л.** Платинометальные месторождения Мира. М.: ЗАО Геоинформмак, 1994. Т.1. 279 с.
5. **Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г.** Об источниках мантийных плюмов // Геохимия. 2000.Т. 37. № 1. С. 84-86.
6. **Кадик А.А., Луканин О.А.** Дегазация верхней мантии при плавлении. М.: Наука. 1986. 96 с.
7. **Когарко Л.Н., Хаин В.Е.** Щелочной магматизм в истории Земли: опыт геодинамической интерпретации // Докл. РАН. 2001.Т. 377. № 5. С. 677-679.
8. **Когарко Л.Н.** Щелочной магматизм и обогащенные мантийные резервуары. Механизмы возникновения, время появления и глубины формирования // Геохимия. 2006. №1. С. 1-10.
9. **Кнауф В.В., Кнауф О.В., Скворцов Е.Г., и др.,** Необычное распределение элементов платиновой группы в мафит-ультрамафитовых породах раннепалеопротерозойского (2,5-2,35 млрд.лет) друзитового (коронитового) Комплекса Беломорья, Северная Карелия, Россия // Геохимия. 2007. № 3. С. 282-296.
10. **Костоянов А.И.** Модельный Re-Os возраст платиновых минералов // Геология рудных месторождений. 1998. Т. 40. № 6. С. 545-550.
11. **Костоянов А.И., Пушкарев Ю.Д.** Масс-спектрометрический анализ рения с использованием электроотрицательных ионов // Приборы и техника эксперимента. 1997. № 2. С. 89-92.
12. **Костоянов А.И., Пушкарев Ю.Д.** Масс-спектрометрическое определение

- изотопного состава осмия посредством регистрации электроотрицательных ионов OsO^{-3} // Заводская лаборатория, 1998. Т. 2. С. 24-28.
13. **Костоянов А.И., и др.** Масс-спектрометрический комплекс для определения изотопного состава трудно-ионизируемых металлов // ПТЭ. 2000. № 1. С. 102-103.
 14. **Костоянов А.И. и др.** Особенности изотопного состава осмия минералов платиновой группы (МПГ) из россыпных проявлений Солдатского ультрамафитового комплекса (п-ов Камчатский мыс, Восточная Камчатка) // Геохимия. 2000. № 10. С. 1127-1131.
 15. **Костоянов А.И., Иванов Д.Ю.** Осмиевая изотопная систематика платинометалльных месторождений // Геология, генезис и вопросы освоения комплексных месторождений благородных металлов. М.: ИГЕМ РАН. 2002. С. 43-46.
 16. **Костоянов А.И., Иванов Д.Ю., Манойлов В.В.** Полицикличность образования минералов платиновой группы из россыпных проявлений Урала и Тимана // Геохимия. 2003. № 6. С. 595-607.
 17. **Костоянов А.И., Иванов Д.Ю.** Осмиевая изотопная систематика платинометалльных месторождений // Геология, генезис и вопросы освоения комплексных месторождений благородных металлов. Москва, 2002. С. 223-225.
 18. **Лазаренков В.Г., Петров С.В., Таловина И.В.** Месторождения платиновых металлов. СПб.: Недра, 2002. 237 с.
 19. **Летников Ф.А., Дорогокупец П.И.** К вопросу о роли суперглубинных флюидных систем земного ядра в эндогенных геологических процессах // Докл. РАН. 2001. Т. 378. № 4. С. 535-537.
 20. **Макеев А.Б.** Перспективы платиноносности республики Коми. Сыктывкар: УрО РАН. 1996. 36 с.
 21. **Малич К.Н., Костоянов А.И.** Модельный Re-Os возраст платиноидной минерализации Гулинского массива (север Сибирской платформы, Россия) // Геология руд. месторождений. 1999. Т. 41. № 2. С. 143-153.
 22. **Малич К.Н., Костоянов А.И., Меркл Р.** Вещественный состав и осмиевая изотопия платиноидной минерализации Восточного Витватерсранда (Южная Африка) // Геология руд. месторождений. 2000. Т. 42. № 3. С. 281-295.
 23. **Малич К.Н., Гончаров М.М., Костоянов А.И.** Вещественный состав и осмиевая изотопия платиноидной минерализации Кунарского комплекса (Челюскинский пояс, Северо-Восточный Таймыр) // Недра Таймыра. Санкт-Петербург: Из-во ВСЕГЕИ. 2002. 246 с.
 24. **Моисеенко В.Г., Степанов В.А., Костоянов А.И.** Возраст платинометалльной минерализации Гагаринского узла Верхнего Приамурья // ДАН. 2001. Т. 376. № 6. С. 794-797.
 25. **Несмеянов А.Н.** Радиохимия. М.: Химия. 1978. 560 с.
 26. **Округин А.В.** Россыпная платиноносность Сибирской платформы. Якутск, СО РАН. 2000. 183 с.
 27. **Округин А.В. и др.** Модельный возраст минералов платиновой группы из Виллойских россыпей востока Сибирской платформы // ДАН. 2006. Т. 410. № 3. С. 372-375.
 28. **Осипенко А.Б. и др.** Хромиты гипербазитовых массивов п-ова Валижген, Корякия // Геология руд. месторождений. 2002. Т. 44. № 1. С. 77-92.
 29. **Пушкарев Ю.Д.** Мегациклы в эволюции системы кора-мантия. Л.: Наука, 1990. 185 с.
 30. **Пушкарев Ю.Д., Гороховский Б.М., Костоянов А.И. и др.** Роль взаимодействия корового и мантийного вещества при формировании эндогенных месторождений –

- гигантов: изотопно-геохимический подход // Региональная геология и металлогения. 2000. № 11. С. 136-144.
31. **Пушкарев Ю.Д., Костоянов А.И., Орлова М.П., Богомолов Е.С.** Особенности Rb-Sr, Sm-Nd, Pb-Pb, Re-Os и K-Ar изотопных систем в Кондерском массиве: мантийный субстрат, обогащенный платиноидами // Региональная геология и металлогения. 2002. № 16. С. 80-91.
 32. **Рудашевский Н.С.** Генезис платиновой минерализации в ультрамафитовых ассоциациях // ЗВМО. 1987. V. 116. № 2. P. 222-239.
 33. **Рудашевский Н.С., Костоянов А.И., Рудашевский В.Н.** Минералогические и изотопные свидетельства происхождения массивов альпнотипной формации (на примере Усть-Бельского массива, Корякское нагорье) // ЗВМО. 1999. № 4. С. 11-28.
 34. **Румшинский Л.З.** Математическая обработка результатов эксперимента. М.: Наука. 1973. 197 с.
 35. **Рябчиков И.Д.** Флюидный режим мантии Земли. // Вестник ОГГГГ РАН. 1999. № 3(9)'9.
 36. **Семенов Г.А., Николаев Е.Н., Францева Е.Н.** Применение масс-спектрометрии в неорганической химии. Л.: Химия, 1976. 243 с.
 37. **Смирнов В.И.** Периодичность рудообразования в геологической истории // Металлогения и рудные месторождения. М.: Наука. 1984. С.3-10.
 38. **Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М.** Континентальная кора ее состав и эволюция. М.: Мир. 1998. 383 с.
 39. **Хаин В.Е., Халилов Э.Н.** Цикличность геологических процессов: ее возможная природа. М.: Научный мир. 2009. 518 с.
 40. **Харькив А.Д.** Вертикальная неоднородность пород верхней мантии и вопросы происхождения кимберлитовой магмы.// Геология и полезные ископаемые Восточной Сибири. Новосибирск : Наука, 1985. С. 71-78.
 41. **Щеглов А.Д., Говоров Н.И.** Нелинейная металлогения и глубины Земли. М.: Наука, 1985.
 42. **Allegre C.J., Luck J.M.** Osmium isotopes as petrogenetic and geological tracers // Earth Plan. Sci. Lett. 1980. Vol. 48. P. 148-154.
 43. **Armstrong R., Compston W., Retief E., Williams I., Welke H.** Zircon ion microprobe studies bearing on the age and evolution of the Witwatersrand triad // Precambrian research. 1991. V. 53. P. 243-266.
 44. **Barnes S.J., Naldrett A.J., Garton M.P.** The origin of the 11 fractionation of platinum-group elements in terrestrial magmas // Chem. Geol. 1985. V. 53. № 3/4. P. 303-325.
 45. **Barton E.S., Compston W., Williams I.S., et al.** Provenance ages for the Witwatersrand Supergroup and the Ventersdorp contact reef: constraints from ion microprobe U-Pb ages of detrital zircons // Econ. Geol. 1989. V.84. P. 2012-2019.
 46. **Becker H., Horan M., Walker R., et al.** Highly siderophile element composition of the Earth's primitive upper mantle: Constraints from new data on peridotite massifs and xenoliths // Chem. Geol. 2006. V. 70. P. 4528-4550.
 47. **Bennett V.C** Compositional Evolution of the Mantle // Treatise on Geochemistry. Elsevier Ltd. 2003. Vol. 2.13. P. 493-520.
 48. **Brandon A.D., Walker R.J., Morgan J.W., Snow J.E.** 190 Pt-186 Os isotopic systematics of the upper mantle and Some plumes // Min. Mag. 1998. 62A. P. 227-228.
 49. **Birck J., Allegre C.,** Contrasting Re/Os magmatic fractionation in planetary basalts // Earth Plan. Sci. Lett., 1994. V. 124. P. 139-148.
 50. **Brid J.M., Basseett W.A.** Evidence of a deep mantle history in terrestrial osmium-iridium-ruthenium alloys // J. of Geophysical Research. 1980. V.85. №. B10. P. 5461-5470.

51. **Campbell A., Humayun M.** Compositions of group IVB iron meteorites and their parent // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2005. V.14. № 4. P. 2-45.
52. **Carlson R.W., Pearson D.G., Boyd F.R., et al.** Re-Os systematics of lithospheric peridotites : implication for lithosphere formation and preservation // 7th Inter. Kimberlite conf. Cape Town, 1998. P. 99-107.
53. **Chen J.H., Papanastassiou D.A., Wasserburg G.J.** Re-Os systematics in chondrites and the fractionation of the platinum group elements in the early solar system // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1998. V. 62. №. 19/20. P. 3379-3392.
54. **Cousins C.A.** Platinoids in the Witwatersrand system // *J.of the South African Institute of Mining and Metallurgy.* 1973. V. 73. P. 184-199.
55. **De Win M.J., Tredoux M.** PGE in the 3.5 Ga Jamestown ophiolite complex, Barberton greenstone belt, with implications for PGE distribution in the simatic lithosphere // *Geoplatinum 87.* London: Elsevier, 1988. P. 319-341.
56. **Du Toit A.L.** *Geology of South Africa.* 3 th end. Edinburgh, London: Oliver and Boyd, 1954.
57. **Feather C.E.** Mineralogy of platinum-group minerals in the Witwatersrand, South Africa // *Econ. Geol.* 1976. V.71. P. 1399-1428.
58. **Frimmel H.E., Hallbauer D.K., Gartz V.H.** Gold-mobilising fluids in the Witwatersrand Basin: Composition and possible sources // *Mineralogy and Petrology.* 1999. V.66.P.55-81.
59. **Graham S., Lambert D.D., Shee S.R., et al.** Re-Os and Sm- Nd isotopic constraints on the sources of kimberlites and melnoites, Earahedy Basin, Western Australia // 7th Inter. Kimberlite Conf. Cape Town, 1998. P. 280-289.
60. **Hamilton J.A.** Sr isotope and trace element studies of the Grec Dyke and Bushveld mafic phase and their relation to early proterozoic magma genesis in southern Africa // *J. Petrology.* 1977. V. 18. P. 24-52.
61. **Hanski E., Huhma H., Suominen I., Walker R.** Geochemical and isotopic (Os, Nd) study of the early Proterozoic Keivitsa intrusion and its Cu-Ni deposit, northern Finland // *Mineral Deposit.* 1997. P. 435-438.
62. **Hart S.R., Kinloch E.D.** Osmium isotope systematics in Witwatersrand and Bushveld ore deposits // *Econ. Geol.* 1989. V. 84. P. 1651-1655.
63. **Hattori K., Hart R.** Osmium-isotope ratios of platinum-group minerals associated with ultramafic intrusions: Os-isotopic evolution of the oceanic mantle // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1991. V.107. P. 499-514.
64. **Hirata T., Nesbitt R.** Distribution of platinum group elements and rhenium between metallic phases of iron meteorites // *Earth Plan. Sci. Lett.* 1997. V. 147. P. 11-24.
65. **Horan M.F., Walker R.J., Morgan J.W., Grossman J.N., Rubin A.E.** Highly siderophile elements in chondrites // *Chem. Geology.* 2003. V. 196. P. 5-20.
66. **Jacobsen S.B., Yin Q.** Model for the accretion and early differentiation of the Earth // *Min.Mag.,* 1998. V. 62-A. P. 694-695.
67. **Junk S., Pernicka E.** An assessment of osmium isotope ratios as a new tool to determine the provenance of gold with platinum-group metal inclusions // *Archaeometry.* 2003. V. 45. P. 313-331.
68. **Kirk J., Ruiz J., Chesley J., et al** A detrital model for the origin of gold and sulfides in the Witwatersrand Basin based on Re-Os isotopes // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2001. V. 65. №. 13. P. 2149-3159.
69. **Lambert D., Walker R., Morgan J., et al.,** Re-Os and Sm-Nd isotopic geochemistry of the Stillwater complex, Montana; implications for the petrogenesis of the J-M Reef // *J. Petrol.* 1994. V. 35. P. 1717- 1754.
70. **Malitch K., Junk S., Thalhammer O., et al.** Laurite and raurite from podiform

- chromitites at Kraubach and Hochgrussen, Austria: new insights from osmium isotopes // *Canad. Mineral.* 2003. V. 41. № 2. P. 331- 352.
71. **Malitch K., Lopatin G.** New data on the metallogeny of the unique Guly clinoperoxenite-dunite massif // *Geology of Ore Deposits.* 1997. V. 39. № 3. P. 209-218.
72. **Meibom A., Frei R.** Osmium isotopic reservoir in Earth // *Science.* 2002. V. 296. P. 516-518.
73. **Menzies A.H., Carlson R.W., Shierey S.B., Gurney J.J.** Re-Os systematics of Newland peridotite xenolite : implications for diamond and lithosphere formation // 7th Inter. Kimberlite Conf. Cape Town, 1998. P. 566-573.
74. **McCandless T., Ruiz J., Adais B., Freydier.** Re-Os isotope and Pd/Pt variations in chromitites from the critical zone, Bushveld complex, South Africa // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1999. V.63. № .6. P. 911-923.
75. **Minter W.E.L., Goedhart M., Knight J., Frimmel H.E.** Morphology of Witwatersrand Gold Grains from the Basal reef : evidence for their detrital origin // *Econ.Geol.* 1993. V.88. P. 237-248.
76. **Morgan J., Horan M., Walker R., Grossman J.** Rhenium concentration and Isotope systematics in group IIAB iron meteorites // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1995. V.59. № 11. P. 2331-2344.
77. **Morgan J. Walker R., Mary F., et al.,** ¹⁹⁰Pt- ¹⁸⁶Os and ¹⁸⁷Re- ¹⁸⁷Os of the Sudbury Igneous Complex, Ontario// *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2002. V. 66. №. 2. P.273-290.
78. **Naldrett A., Cameron J. von Gruenwaldt J., Sharpe M.** The formation of stratiform PGE deposits in layered intrusion // *Origins of Igneous layering* Ed. Parsons. NATO Advanced Research Workshop, D. Reidel. Dordrecht Holland. 1987. P. 313-397.
79. **Palme H., Hutcheon I.D., Spettel B.** Composition and origin of refractory-metal-rich assemblages in a Ca,Al-rich Allende inclusion // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1994. V. 58. P. 495-513.
80. **Palmer M.R., Turekian K.K.** ¹⁸⁷Os/¹⁸⁶Os in marine manganese nodules and the constraints on the crustal geochemistries of rhenium and osmium // *Nature.* 1986. V.319. P. 216-220.
81. **Pearson D.G., Parman S.W., Nowel G.M.** A link between large mantle melting events and continent growth seen in osmium isotopes. // *Nature.* V. 449. P. 202-205.
82. **Reisberg L., Tredoux M., Harris C., et al.** Re and Os distribution and Os isotope composition of the platreef at the Sandsloot – Mogolakwtina mine, Bushveld complex, South Africa // *Chim. Geology.* 2011. V. 281. P. 352-363.
83. **Reusch D.N., Ravizza G., Maasch K., et.al.** Miocene seawater ¹⁸⁷Os/ ¹⁸⁸Os ratios inferred from metalliferous carbonates // *Earth. Planet. Sci. Lett.* 1998. Vol.160. № 1. P. 163-178.
84. **Robb L., Davis D., Kamo S.** U-Pb ages single detrital zircon grains from the Witwatersrand basin, South Africa: constraints on the age of sedimentation and evolution of granites adjacent to the basin. // *J. Geology.* 1990. V. 98. №. 3. P. 311-329.
85. **Schoenberg R., Kruger J., Nagler T., Meisel T., Kramers J.** PGE enrichment in chromitite layers and the Merensky Reef of the werten Bushveld complex; a Re-Os and Rb-Sr isotope study // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1999. V. 172. P. 49-64.
86. **Scoates J., Friedman R.,** Precise age of the platiniferous Merensky Reef, Bushveld complex, South Africa, by U-Pb zircon chemical abrasion ID-TIMS technique // *Economic Geology.* 2008. V. 103. P. 465-471.
87. **Shirey S., Walker R.,** The Re-Os isotope system in cosmochemistry and high-temperature geochemistry//*Annu. Rev. Earth Plan.Sci.* 1998. V. 26. P. 423-500.
88. **Simon N., Carlson R., Pearson D., Davies G.** The origin and evolution of the Kaapvaal cratonic lithospheric mantle // *J. Petrology.* 2007. V. 48. P. 589-625.

89. **Sproule R.A., Lambert D.D., Hoatson D.M.** Re-Os isotopic constraints on the genesis of the Sally Malay Ni-Cu-Co deposit, East Kimberley, Western Australia // *Lithos*. 1999. V.47. P. 89-106.
90. **Stevens G., Boer R.H., Gibson R.L.** Metamorphism, fluid flow and gold remobilization in the Witwatersrand Basin: towards a unifying model // *South African J. of Geology*. 1997. V.100. P. 363-375.
91. **Sun S.** Chemical composition and origin of the earth's primitive mantle // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1982. V. 46. P. 179-192.
92. **Tredoux M., Lindsay N., Davies G., McDonald I.** The fractionation of platinum-group elements in magmatic systems, with the suggestion of novel causal mechanism // *S. Afr. J. Geol.* 1995. V. 98. N. 2. P. 157-167.
93. **Walker R., Morgan M, Horan M, et al.** Re-Os isotopic evidence for an enriched- Mantle source for the Noril'sk- type, ore-bearing intrusions, Siberia // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1994. V. 58. №. 19. P. 4179-4197.
94. **Walker R., Morgan M., Hanski E., Smolkin V.** Re-Os systematics of Early Proterozoic ferropicrites, Pechenga Complex, northwestern Russia: Evidence for ancient ^{187}Os -enriched plum// *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1997. V. 61.№. 15. P. 3145-3160.
95. **Wenke B., Dreibus W.** Chemical composition and accretion history of terrestrial planets // *Phil. Trans. R. Soc. Lond.* 1998. A235. P. 545-557.
96. **Wilde S.A., Valley J.W., Peck W.H., Graham C.M.** Evidence from detrital zircons for the existence of continental crust and oceans on the Earth // *Nature*. 2001. V.409. P.175-178.
97. **Yin Q, Jagoutz E., Palme H. , et. al.** NUR- a possible proxy for CHUR reference for the Re-Os system derived from $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ ratio of the Allende CAI. // *Abs. Lun. Plan. Sci. Conf. XXVII. Texas*, 1996. Pt.3. P. 1475-1476.

H₂S-N₂ - СОДЕРЖАЩИЕ УГЛЕКИСЛОТНЫЕ ФЛЮИДЫ И СУЛЬФИДНО-СИЛИКАТНАЯ НЕСМЕСИМОСТЬ В ВЕРХНЕЙ МАНТИИ: МИКРОВКЛЮЧЕНИЯ В МИНЕРАЛАХ МАНТИЙНЫХ КСЕНОЛИТОВ, ОАЗИС ДЖЕТТИ, ВОСТОЧНАЯ АНТАРКТИДА

Соловова И.П.¹, Буйкин А.И.², Когарко Л.Н.², Грибоедова И.Г.¹,
Аверин А.А.³, Верховский А.Б.⁴

¹*Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии,
РАН, Москва;*

²*Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН,
Москва;*

³*Институт физической химии и электрохимии им. А.Н. Фрумкина, ИФХЭ РАН*

⁴*Открытый Университет, Милтон Кинс, Великобритания*

ВВЕДЕНИЕ

Постаккреционная история Земли в основном связана с многократными эпизодами плавления мантии, в результате которых возникли континентальная и океаническая коры. В ходе этого процесса мантия непрерывно должна была терять легкоплавкие и летучие компоненты (CaO, Al₂O₃, TiO₂, редкие литофильные элементы, H₂O, CO₂) и превращаться в резко деплетированный резервуар, из которого в дальнейшем способны выплавляться только высокомагнезиальные, обедненные редкими элементами, расплавы. Однако такой тенденции в геологическом развитии Земли не наблюдается. Напротив, в последнее время появляется все большее количество фактического материала, демонстрирующего рост обогащенности первичных мантийных магм некогерентными элементами [24]. Проведенный нами анализ созданных баз данных показал заметный рост интенсивности щелочного магматизма в течение геологического времени [7].

Все это привело к развитию в последние годы идей об активном взаимодействии мантия - кора [37], в ходе которого происходит крупномасштабный обмен веществом и создаются условия для возникновения резервуаров, обогащенных редкими литофильными элементами и летучими компонентами.

Важнейшим геохимическим следствием непрерывного погружения в мантию материала океанической коры является развитие мантийного, в том числе карбонатного, метасоматоза. При этом вода и углекислота

представляют собой основные компоненты флюидной фазы мантийных метасоматических реакций. Одним из крупномасштабных проявлений карбонатного метасоматоза мантийного материала является мантия Восточной Антарктиды. В зоне рифтовой системы Бивер развита серия ультраосновных щелочных даек и штоков (горы Принца Чарльза), содержащих большое количество мантийных ксенолитов - гранатовых лерцолитов, дунитов, гарцбургитов. Изучение показало, что в ксенолитах наблюдаются метасоматические карбонатизированные участки, секущие мантийный субстрат в виде прожилков и состоящие из клинопироксена, оливина и шпинели второй генерации, а также кальцита, доломита, высокобариевой слюды, апатита и генримейерита [41]. Среди мантийных ксенолитов был обнаружен гранатовый лерцолит с большим количеством флюидных включений. Находки в породообразующих минералах флюидных включений свидетельствуют в пользу присутствия свободного флюида в нижних горизонтах коры и в верхней мантии. Их исследование позволяет проследить поэтапное изменение состава летучих компонентов в зависимости от температуры и давления, а также флюидного режима системы в целом. Изотопные исследования газов, выделенных непосредственно из флюидных включений в породах и минералах, позволяют выявить источники флюидов и проследить эволюцию элементных и изотопных соотношений газов в ходе метасоматических преобразований. Наиболее перспективным методом для выделения газов из флюидных включений на сегодняшний день является метод ступенчатого дробления, который хорошо зарекомендовал себя при изучении благородных газов в мантийных породах [23, 38, 52, 53, 57 и др.]. Этот метод позволяет поэтапно выделять газы, находящиеся во флюидных включениях в породах и минералах, не затрагивая газовые компоненты, связанные в кристаллической решетке минерала. Такое ступенчатое выделение газов за счет вскрытия включений от крупных к мелким, от более плотных к менее плотным и, соответственно, от менее к более прочно удерживаемым образцом, позволяет получить на изотопных диаграммах линии смещения, по которым можно делать вывод об источниках флюидов разных генераций. Поэтому для определения источников и эволюции флюидов при метасоматическом преобразовании мантии Восточной Антарктиды мы провели комплексное изотопно-геохимическое и термобарогеохимическое изучение флюидов в уникальном образце гранатового лерцолита из Оазиса Джетти.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Для изучения включений в минералах из ксенолита была изготовлена двусторонне-полированная пластина толщиной 0,3 мм. Эксперименты проводились на различных установках - в высокотемпературной микрокамере Linkam TS-1500, совмещенной с оптическим микроскопом и цифровым фотоаппаратом (фирма Olympus, Япония), и в небольшой

муфельной печи, используемой для длительных опытов при заданной температуре с последующей быстрой закалкой вещества включений после прогрева. В этом случае для предохранения Fe-содержащих фаз препарата от окисления применялись графитовые покрытия. Изучение флюидных включений проводилось на криокамере Linkam-THMSG 600, охлаждающейся жидким азотом (до $-180\text{ }^{\circ}\text{C}$) и калиброванной по эталонным искусственным включениям с углекислотой и водными растворами определенной концентрации. Скоростной и температурный режимы проведения криометрических опытов обеспечивался приданной электронной программой. Для расчета плотностей флюидов и оценки давления использовалась программа FLINCOR. Состав флюидных включений определялся методом Raman-спектроскопии (Институт физической химии и электрохимии им. А.Н. Фрумкина, ИФХЭ РАН) на Raman-спектрометре SENTERRA фирмы Bruker. Условия съемки: длина волны лазерного излучения (λ) 532 нм и 785 нм, мощность 2 и 10 мВт, соответственно, разрешение $\sim 3\text{ см}^{-1}$. Время накопления информации составляло 100 - 1000 ед. в зависимости от типа исследуемых включений.

Исследования химического состава твердых фаз выполнялись на электронно-зондовом микроанализаторе JXA-8100 фирмы JEOL (ИГЕМ РАН, аналитик И. Грибоедова). Анализ осуществлялся при ускоряющем напряжении 15 и 20 кВ, токе 20 и 30 нА, диаметре пучка электронов 1, 2 и 5 мкм. В качестве стандартов использованы аттестованные природные минералы и стекла: Si, Al, Fe, Mg, Ca - USNM 111240/2 (базальтовое стекло VG-2); Na - жадеит, K - ортоклаз, Mn - родонит, Ti - TiO_2 , Zr - ZrO_2 , F - MgF_2 , Cl - ванадинит. Cu, Fe, S - CuFeS_2 , Ni - Ni, Pt - Pt, Pd-Pd, Co-Co, Ir - Ir.

Методика пробоподготовки образцов для проведения изотопного анализа газов заключалась в следующем. Пробы очищали от поверхностных загрязнений в этаноле в ультразвуковой ванне, после чего их помещали в сушильный шкаф на 2 - 3 часа. После сушки образцы загружались в трубку дробления, соединенную с вакуумной системой. Всю систему прогревали при $120\text{ }^{\circ}\text{C}$ и откачивали на высокий вакуум (10^{-8} torr) в течение суток для удаления поверхностно-сорбированных газов. Выделение газов из образцов осуществлялось методом ступенчатого дробления. Выделенные в каждой ступени газы криогенно разделялись [4] и напускались в камеру масс-спектрометра для изотопного анализа. Аргон и гелий дополнительно проходили очистку на Zr-Al геттерах. Для избавления от возможных интерферирующих масс (в основном от присутствия CO) азот дополнительно очищался на CuO при температуре $800\text{ }^{\circ}\text{C}$. Образованный при этом диоксид углерода замораживался на «холодном пальце» при температуре $-170\text{ }^{\circ}\text{C}$. Изотопный анализ аргона и азота в аликвоте монофракции пироксена проводился на высокочувствительном масс-спектрометрическом комплексе Finesse в Открытом Университете (Милтон Кинс, Великобритания). Там же были получены данные по содержанию гелия и углерода (в CO_2). Следует

отметить, что анализ He, C, N и Ar проводился одновременно из одной навески образца. Холостой опыт для гелия, углерода, аргона и азота составлял $0,6 \times 10^{-8}$ см³/г, 4 нг, $0,5-3,7 \times 10^{-8}$ см³/г и 1,25-7,6 нг (для аргона и азота бланк зависел от времени выделения), соответственно. Краткое описание этой методики имеется в работе [59].

Изотопный состав углерода и кислорода CO₂, выделенного из валовой пробы и монофракции оливина, измерялся на масс-спектрометре Thermo Finnigan Delta Plus (ГЕОХИ РАН) с использованием системы «microvolume» с «холодным пальцем», обеспечивающей надежное измерение малых количеств газов (0,005-0,02 см³).

КРАТКОЕ ПЕТРОГРАФИЧЕСКОЕ И МИНЕРАЛОГИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ КСЕНОЛИТА

В работе были исследованы гранатовые лерцолиты. Размер исследованного ксенолита составляет 20×15×10 см. Гранатовые лерцолиты представлены крупнозернистыми породами с протогранулярной, иногда порфирированной, текстурой. Главными породообразующими минералами являются оливин, ортопироксен, клинопироксен, шпинель и гранат (табл. 1). Оливин форстеритового состава (*mg#* варьирует в пределах 0,903 – 0,906) содержит 0,09 – 0,11 мас. % CaO и до 0,39 мас. % NiO. Близкая магнезиальность определена и для орто- и клинопироксена. Содержание CaO в ортопироксене не превышает 1,20 мас. % при 5,58 – 5,86 мас. % Al₂O₃. В составе граната преобладает пироповый компонент (до 77 мол. %), количество гроссуляра и альмандина не достигает 10 мол. %. Отмечается повышенное содержание Cr₂O₃, до 2 мас. %, что отвечает 5 % уваровитового минала. Породообразующая шпинель характеризуется высокой концентрацией Al₂O₃ (до 53 мас. %), NiO и не более 14,6 мас. % Cr₂O₃ (табл. 1, ан. 5).

Морфология фаз демонстрирует их сложные взаимоотношения, свидетельствующие о глубокой метасоматической проработке перидотита и длительной истории формирования его современного облика. Наряду с чистыми идиоморфными зернами, встречаются деформированные (рис. 1 а), оптически мутные, трещиноватые кристаллы ортопироксена и оливина. Клинопироксен в краевых участках сильно резорбирован (рис. 1 б), пронизан извилистыми вростками стекла (расплава), содержащего до 11 мас. % CaO и 5 мас. % Na₂O. Бесформенные зерна шпинели часто имеют резорбированные края и мелкозернистую структуру. В ортопироксене встречаются кристаллические включения шпинели, клинопироксена, граната и оливина шарообразной формы (рис. 1 в). Составы породообразующего оливина и включений идентичны и характеризуются близкой магнезиальностью (*mg#* = 0,904 и 0,906, соответственно) и концентрацией CaO не более 0,1 мас. %.

Помимо описанных фаз, в ксенолите встречаются крупные, до нескольких миллиметров, бурые сегрегации (рис. 1 г). Оптическое изучение

при 1000-1500-кратном увеличении показало, что они представляют собой ассоциацию фаз размером не более 30 мкм. Буроватые пластинки высокоглиноземистой шпинели (до 63 мас. % Al_2O_3) с невысокими по сравнению с вкрапленниками концентрациями Cr_2O_3 и NiO (6 мас. % и 0,05 мас. %, соответственно, табл. 1, ан. б) погружены в тонкораскристаллизованную смесь, в которой проанализированы ортопироксен и Са-обогащенный клинопироксен.

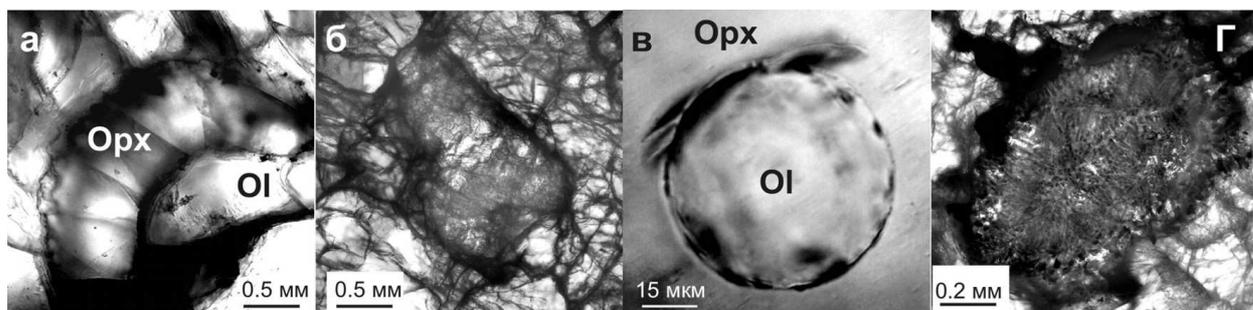


Рис. 1. Микрофотографии фаз ксенолита, проходящий свет.

(а) – деформированный кристалл ортопироксена; (б) – резорбированный кристалл клинопироксена с темной каймой вторичных изменений; (в) – шаровидное кристаллическое включение оливина в ортопироксене; (г) – измененный гранат, окруженный келифитовой каймой. Масштаб указан на фотографиях.

Таблица 1.

Составы основных минералов ксенолита, мас. %

№	1	2	3	4	5	6
Фаза	Ol	Orx	Cpx	Gr	Sp	Sp
SiO_2	40,82	54,13	52,05	41,92	0,12	0,09
TiO_2	0,00	0,14	0,41	0,11	0,26	0,09
Al_2O_3	0,06	5,58	6,71	22,66	52,95	62,75
Cr_2O_3	0,02	0,64	1,08	2,03	14,60	5,69
FeO	8,90	5,76	3,35	7,25	11,09	10,45
MnO	0,12	0,12	0,11	0,37	0,11	0,11
MgO	50,00	32,20	16,76	21,82	21,39	21,18
CaO	0,11	1,20	18,35	4,78	0,00	-
NiO	0,39	0,11	0,06	0,03	0,36	0,05
Na_2O	0,02	0,16	1,35	0,00	0,01	-
Сумма	100,44	100,04	100,22	100,97	100,89	100,40
mg#	0,91	0,91	0,90	0,84	0,77	0,78

Внутренняя структура таких сегрегаций характеризуется отчетливо выраженным, направленным перпендикулярно границам ростом, фаз и концентрической зональностью. Подобная картина описана для келифитовых кайм, образующихся вокруг граната в зонах его термодинамической

неустойчивости и/или при его взаимодействии с флюидами или расплавами [напр. 47]. В пользу предположенного механизма появления сегрегаций свидетельствуют находки в ортопироксене монокристаллических включений диаметром до 120 мкм, по оптическим свойствам отнесенных к гранату.

ТЕРМОБАРОМЕТРИЧЕСКОЕ ИЗУЧЕНИЕ ВКЛЮЧЕНИЙ

Типы микровключений в минералах.

В основных минералах ксенолита (ортопироксене, оливине и клинопироксене) обнаружены обильные микровключения различного типа - расплавные (I), флюидные (II) и их комбинированные разновидности (III), а также флюидно-сульфидно-силикатно-карбонатные (IV), сосуществующие с флюидными включениями (V). Размеры включений очень малы (2 - 5 мкм), однако присутствуют единичные более крупные вакуоли (до 10 мкм). Наличие вокруг включений, относящихся к II - V типам, ореолов частичной потери вещества (гало) является следствием частичной их разгерметизации (декрепитации) в результате декомпрессии при продвижении ксенолитов к поверхности Земли вместе с основным объемом выносящих их магм. Декрепитация приводит к сосуществованию в одних и тех же зонах включений с разной плотностью.

Расплавные включения I тип (рис. 2 а) встречаются в клинопироксене. Они содержат стекло и газовый пузырек, объем которого не превышает 7 %. Большинство включений расположено в краевых зонах резорбированных кристаллов. Однако единичные расплавные включения обнаружены и в чистых промежуточных участках клинопироксена.

Флюидные включения II-го типа в большинстве случаев однофазны и двухфазны и содержат жидкость или газ и жидкость (рис. 2 б, 2 в). В частично декрепитированных включениях газ может занимать до 80 об. % и более. Изредка в них наблюдаются мельчайшие кристаллы карбоната (рис. 3 а). Карбонатные фазы были также обнаружены в составе комбинированных с флюидом вторичных включений (рис. 3 б и рис. 3 в) и в качестве новообразованных кристаллов в интерстициях между породообразующими минералами (рис. 3 д). Среди включений II-го типа найдены и изучены трехфазные обособления, содержащие две жидкости (H_2O и CO_2) и газ (рис. 2 д).

Комбинированные расплавно-флюидные включения (тип III) представлены частично или полностью закристаллизованным расплавом и двухфазным (жидкость и газ) флюидным обособлением (рис. 2 г и рис. 2 е). Проходящие через включения небольшие трещины обычно не выходят за пределы минерала-хозяина, что позволяет сделать вывод об их возникновении после консервации включений. Такие включения рассматривались как первичные.

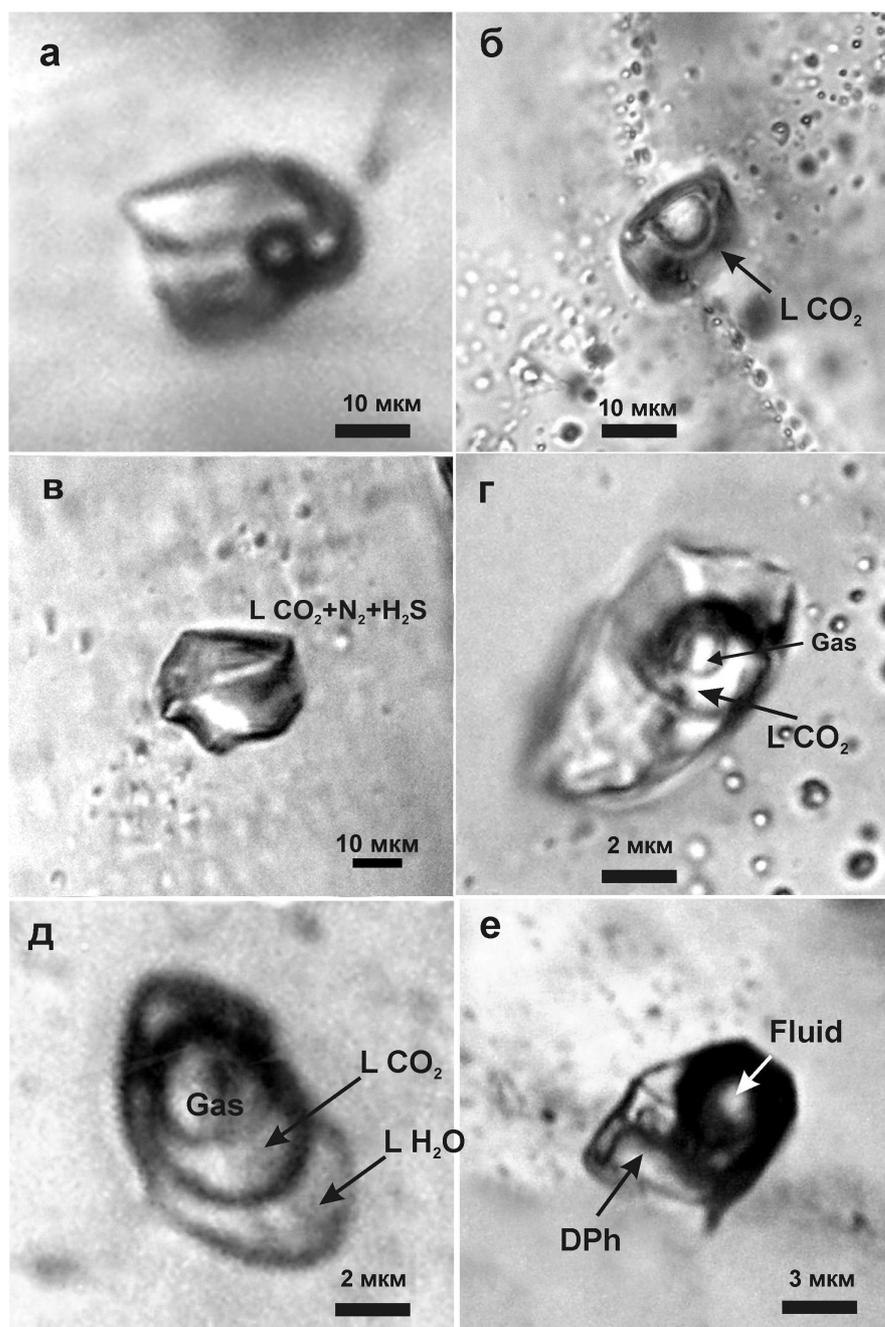


Рис. 2. Микрофотографии включений в минералах ксенолита, проходящий свет.

(а) – расплавленное включение в клинопироксене, содержит стекло, кристаллические фазы и флюидную фазу; (б) – частично декрепитированное крупное флюидное включение, расположенное на пересечении трещин, не выходящих за пределы минерала-хозяина; (в) – высокоплотное флюидное ($\text{CO}_2+\text{N}_2+\text{H}_2\text{S}$) включение, сингенетичное сульфидно-силикатным, (г) – комбинированное расплавно-флюидное включение в ортопироксене. Содержит кристаллические фазы, стекло и двухфазный флюид; (д) – трехфазное флюидное включение с двумя жидкими фазами (H_2O и CO_2) и газовым пузырьком; (е) – комбинированное расплавно-флюидное включение в ортопироксене, содержит крупный дочерний кристалл, стекло и флюид. L – жидкость, Glass – силикатное стекло, Fluid – жидкость + газ, DPh – дочерние фазы включений, Gas – газ. Масштабная линейка показана на фотографиях.

Сульфидные и сульфидно-силикатные (\pm карбонат) включения сосуществуют с однофазными (жидкость) флюидными включениями V типа (рис. 2 в), имеющими форму негативных кристаллов и размеры не более первых микрон.

Термометрия включений.

Было изучено 5 расплавных, 57 флюидных и 5 комбинированных расплавно-флюидных включений в 12 вкрапленниках ортопироксена, оливина и клинопироксена. В таблицах 2 и 3 приведены наиболее представительные результаты криометрических измерений во включениях (повторяющиеся значения исключались). Замеренные температуры гомогенизации флюидных включений из одних и тех же серий варьируют, что является следствием их частичного вскрытия при декомпрессии и фиксирует определенные этапы на пути подъема ксенолита. Как следствие, оцененные нами давления отвечают минимальным значениям.

Расплавные включения I типа. Высокотемпературное изучение изолированных расплавных включений показало, что температура их гомогенизации достигает 1000°C , которая в дальнейшем использовалась для расчета давлений во время локализации флюидных включений.

Включения II и III типа (существенно углекислотные). При охлаждении в криокамере кристаллизация (вымораживание) вещества происходила в интервале температур (-96°C) - (-72°C). При этом во включениях сосуществовали кристаллы CO_2 и газ. Плавление твердой фазы при ($-57,1^{\circ}\text{C}$) - ($-58,3^{\circ}\text{C}$) (табл. 2) ниже температуры плавления чистой CO_2 ($-56,6^{\circ}\text{C}$) и свидетельствует о примеси иных летучих соединений. Температура гомогенизации в жидкость сильно варьирует: от ($-44,7^{\circ}\text{C}$) до $29,5^{\circ}\text{C}$. Плотность флюидов во включениях, изученных в ортопироксене-хозяине, находится в интервале $0,53\text{ г/см}^3$ - $1,13\text{ г/см}^3$. Оцененное давление флюида при 1000°C достигает 11 кбар (табл. 2). Флюид включений в оливине и клинопироксене-хозяине имеет плотность $0,98\text{ г/см}^3$ и $0,88\text{ г/см}^3$ и соответствует давлениям в 7,3 и 5,5 кбар. При проведении криометрических измерений в одном из охлажденных флюидных включений в клинопироксене-хозяине наблюдалось плавление новообразованной твердой фазы при $0,7^{\circ}\text{C}$, что говорит об образовании при низких температурах газгидрата CO_2 и, таким образом, о присутствии во флюиде H_2O .

В трехфазных частично декрепитированных включениях (2 жидкие фазы - CO_2 и H_2O и газ) кристаллизация (замерзание) наблюдалась при -74°C . Плавление кристаллов CO_2 зафиксировано при $-57,3^{\circ}\text{C}$, температура гомогенизации в жидкость составила $15,6^{\circ}\text{C}$, что отвечает плотности флюида $0,83\text{ г/см}^3$ и давлению 4,6 кбар при 1000°C . Поскольку жидкая H_2O занимает не более 0,2 доли объема вакуоли (в широкой части около 2 - 2,5 мкм), замерить температуру замерзания раствора и плавления льда не удалось.

В комбинированных расплавно-флюидных включениях (тип III) температура гомогенизации флюидных обособлений варьировала от $-13,6^{\circ}\text{C}$ до $30,5^{\circ}\text{C}$, максимальная плотность оценена в $1,01\text{ г/см}^3$ (табл. 2) и, соответственно, давление в 7,7 кбар.

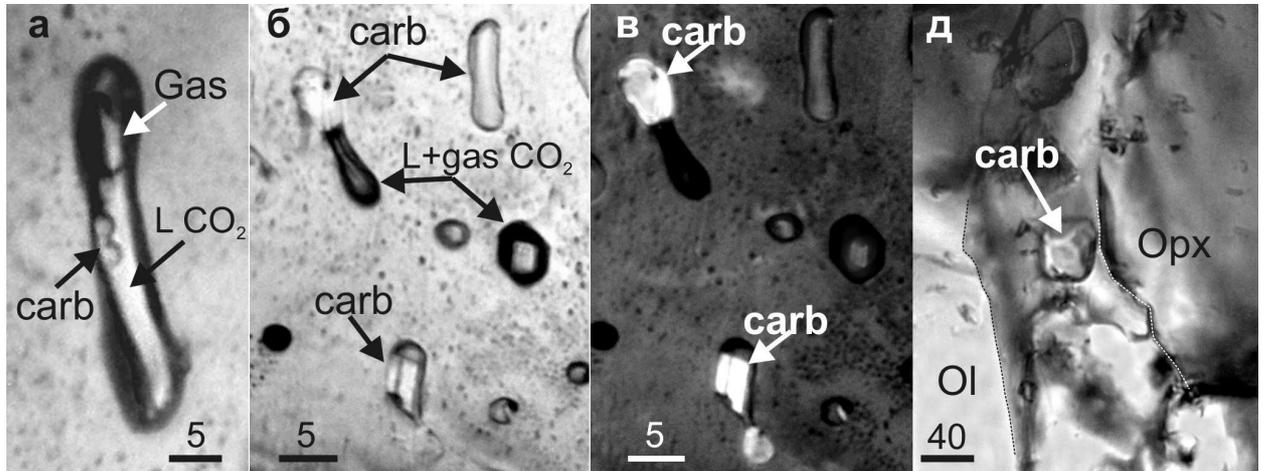


Рис. 3. Микрофотографии карбонат-содержащих включений и межзернового карбоната.

(а) – позднее флюидное включение в ортопироксене, содержит CO_2 (жидкость и газ) и два мелких кристалла карбоната на стенке вакуоли; (б) и (в) – вторичные комбинированные включения, представленные карбонатом и флюидной фазой; (б) – параллельные и (в) – скрещенные николи; (д) – межзерновой участок ксенолита с кристаллом карбоната. Проходящий свет. Цифры около масштабной линейки указаны в микронах. Обозначения как на рис. 2, carb – карбонат.

Включения V типа. Поведение однофазных (жидкость) включений, сосуществующих с сульфидно-силикатными глобулами, кардинально отличается от включений II и III типов (табл. 3). Результаты многократно повторенных опытов по их охлаждению и нагреванию сводятся к следующему. При охлаждении до $-56,6^{\circ}\text{C}$ включения остаются однофазными (жидкими). Появление газа зафиксировано только при переохлаждении до -77°C . Температура гомогенизации в жидкость при скорости нагревания включений $0,5 - 1^{\circ}\text{C}$ в минуту составляет (-64°C) - ($-64,8^{\circ}\text{C}$), что свидетельствует о сложном составе флюида и его высокой плотности. При охлаждении до (-80°C) - ($-82,2^{\circ}\text{C}$) образуется мелкозернистый агрегат, который менее чем за 1 минуту перекристаллизовывался в монокристалл.

Температура плавления CO_2 (ср. из 6 определений) равна $-73,6^{\circ}\text{C}$ (напомним, что температура плавления CO_2 в тройной точке равна $-56,6^{\circ}\text{C}$). Охлаждение проводилось до -180°C . Из-за малых размеров и ограниченных форм включений дальнейшие оптические наблюдения затруднены. Однако с уверенностью можно сказать, что при (-151°C) - (-157°C) во включениях происходят фазовые переходы. Фазовые переходы во включениях при этих

температурах близки к критической температуре N₂ (-147,1 °С), что позволяет рассматривать составы флюидов в рамках системы CO₂ - N₂.

Таблица 2.
Представительные результаты криометрического изучения флюидных включений.

№№	Минерал хозяин	T, °С замерзания	T, °С плавления CO ₂	T, ° гом	ρ, г/см ³	P, кбар при 1000 °С
1	Орх	-74,0	-58,1	-44,7	1,13	11,1
2	Орх	-74,0	-58,1	-43,9	1,13	11,0
3	Орх	-72,0	-57,3	-26,5	1,06	9,0
4	Орх	-89,0	-57,3	-16,5	1,01	8,0
5	Орх	-80,1	-58,3	-7,4	0,97	7,0
6	Орх	-72,0	-58,1	-6,0	0,96	6,9
7	Орх	-75,3	-58,1	-1,9	0,94	6,5
8	Орх	-80,1	-58,3	1,3	0,92	6,1
9	Орх	-94,0	-58,1	22,7	0,74	3,8
10	Орх	-72,0	-58,1	22,8	0,74	3,8
11	Орх	-96,0	-58,2	25,7	0,70	3,4
12	Орх	-82,0	-57,2	28,4	0,65	2,9
13	Орх	-94,9	-58,2	29,5	0,62	2,7
14	Орх	-80,1	-57,3	15,6	0,82	4,6
15	Орх	-74,0	-57,6	-13,6	1,00	7,7
16	Орх	-82,8	-57,2	29,1	0,63	2,8
17	Орх	-82,0	-57,2	30,5	0,57	2,3
18	Срх	-82,2	-58,1	7,6	0,88	5,5
19	Срх	-82,2	-58,1	15,5	0,82	4,6
20	Срх	-69,2	-57,3	25,9	0,70	3,4
21	Срх	-66,0	-57,3	29,9	0,60	2,6
22	Срх	-69,2	-57,3	31,0	0,51	2,0
23	Оl	-87,0	-57,3	-9,3	0,98	7,2
24	Оl	-88,9	-57,3	-10	0,98	7,3
25	Оl	-88,0	-57,3	-9,5	0,98	7,2
26	Оl	-87,3	-57,1	20,3	0,77	4,1

Примечание: T, °С гом - температура гомогенизации CO₂ в жидкость. Плотности и давления оценены по программе FLINCOR.

Составы флюидных включений

Учитывая сложный фазовый состав флюидных включений, их малые размеры и, в некоторых случаях, трудность интерпретации полученных термометрических параметров, включения были изучены методом Raman-спектроскопии. В общей сложности данным методом изучено 4 включения в

ортопироксене и 2 в клинопироксене, в том числе трехфазное водно-углекислотное, существенно углекислотные флюидные включения с кристаллическими фазами и без них, флюидное включение, сингенетичное сульфидно-силикатным, а также комбинированное флюидно-расплавное включение. Получены следующие результаты. Основные линии на Raman-спектре ортопироксена-хозяина (238, 348, 410, 686, 936 и 1018 см^{-1}) совпадают с определенными для ортопироксена мантийного ксенолита из района вулканического поля Балкони-Балатон, Венгрия [19].

Таблица 3.

Результаты изучения $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{S-N}_2$ флюидных включений, сингенетичных сульфидно-силикатно-(± карбонат-содержащим) глобулам

T, °C гом	T, °C плав. CO_2	T, °C фазовых переходов	Плотность включений, г/см^3	P, кбар при 1000 °C
(-64,0) - (-64,8)	-73,6	(-157) - (-151)	1,15-1,17	>11 - 13

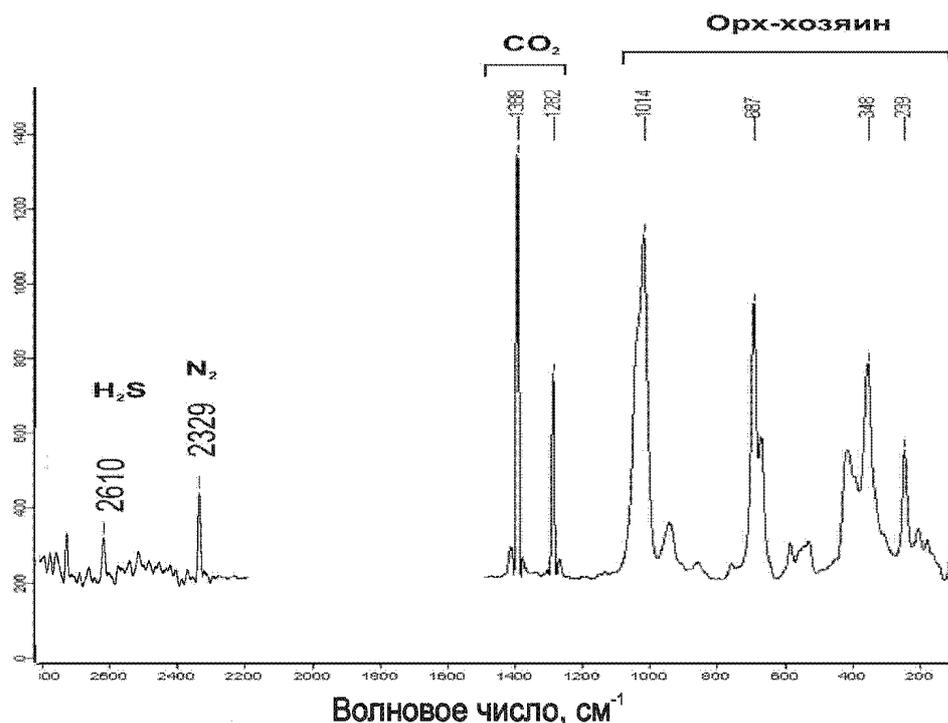


Рис. 4. Raman-спектр первичных высокоплотных флюидных включений

Небольшие отклонения от приводимых в работе значений связаны, по-видимому, с некоторыми различиями в составе минерала. Во всех изученных включениях четко фиксируются линии, характерные для CO_2 (1282 и 1385 см^{-1}) [18, 19, 21]. На Raman-спектрах высокоплотных флюидных включений наиболее ранней стадии (рис. 4) присутствуют линии N_2 (2329-2331 см^{-1}) и H_2S (2610 см^{-1}) [18, 32]. Расчет соотношений интегральных площадей линий

CO₂ и N₂ на Raman-спектрах [27] позволяет количественно оценить мольную долю N₂ во флюиде включений как 0,1 - 0,15, что близко к величине, полученной по криометрическим данным.

Raman-спектры флюидных включений более поздней стадии характеризуются появлением линий в диапазоне 3615 - 3680 см⁻¹, связанных с комбинационным рассеянием O-H в молекулах H₂O [9, 31, 50, 54]. Это согласуется с находками описанных выше CO₂-H₂O-содержащих флюидных включений и с кристаллизацией газгидрата. Линии в интервале 3333-3313 см⁻¹ характерны для NH₃ [26, 32, 51]. Во флюидном включении с двумя мелкими (не более 2 мкм) кристаллическими фазами линия 1097 см⁻¹ соответствует CO₃²⁻ [19]. Появление внутри включений карбоната может быть связано с реакционным взаимодействием CO₂ со стенками ортопироксена. Похожее явление наблюдалось нами ранее при изучении CO₂-флюидных включений в оливиновых мелилититах Мальберга, Германия [10] (рис. 5 г). Возможность протекания подобной реакции в присутствии H₂O подтверждена экспериментально [12].

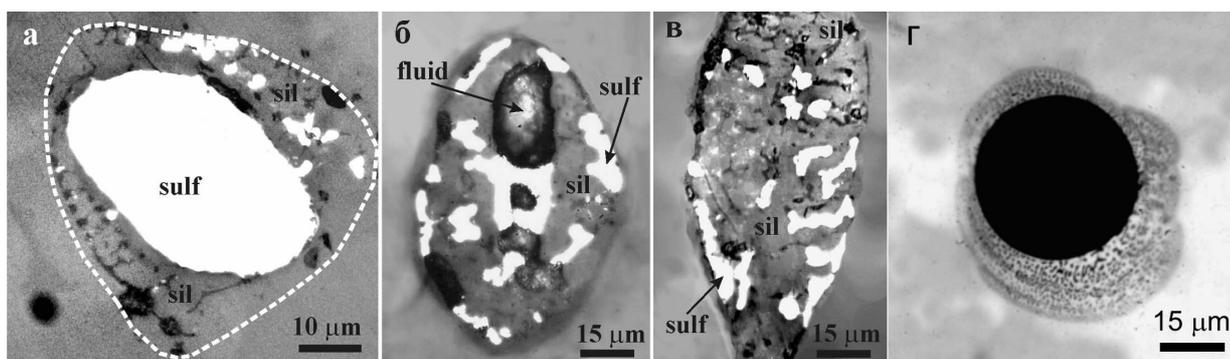


Рис. 5. Сульфидно-силикатно-флюидные включения с типичной ликвационной структурой, отраженный свет.

Белые фазы – сульфиды, светло-серые – кристаллы силиката (в том числе клинопироксена), небольшие участки темно-серого цвета – стекло, поры – вскрытые флюидные обособления. (а) – пунктирной линией показаны границы включения. В центре включения расположено зерно сульфида, окруженное закристаллизованным силикатным материалом с более мелкими каплями сульфидов. (б) и (в) – аналогичные сульфидно-силикатно-флюидные включения в клинопироксене ксенолитов из массива Шаварын-Царам, Монголия [5].

Сульфиды в мантийном ксенолите

Наряду с флюидными, ксенолит содержит полифазные агрегаты сульфидов в межзерновом пространстве, а также каплевидные или овальные включения сульфидов в минералах (размеры от 2 до 10 мкм). Последние в большинстве случаев образуют кластеры, включающие до 15 и более отдельных выделений сульфидов. В редких случаях в минералах встречаются включения с типичной ликвационной структурой (рис. 5 а, размер до 80 мкм), описанные нами ранее в клинопироксенах мегакристаллов и

мантийной друзы из массива Шаварын-Царам, Монголия [5] (рис. 5 б и 5 в). В таких включениях сульфид находится в тесном срастании с продуктами кристаллизации силикатного расплава, состоящими из силикатных и рудных фаз, а также небольших участков стекла. На вскрытых поверхностях включений видны каверны, образовавшиеся при удалении флюида в процессе подготовки полированной пластины. Несмотря на то, что в литературе имеется достаточное количество работ, посвященных изучению сульфидных фаз в мантийных ксенолитах [напр. 44, 55, 60] подобные флюид-содержащие сульфидно-силикатные (\pm карбонат) включения ликвационной природы встречаются редко [5, 15].

Практически все включения окружены гало, которые заполнены мельчайшими сульфидно-силикатно-флюидными включениями и не выходят за пределы минерала-хозяина (рис. 5 г). Возникновение подобных зон связано с частичной потерей вещества включений (декрепитацией) в результате превышения внутреннего давления в вакуолях над внешним в процессе декомпрессии при выносе глубинных ксенолитов магмой на поверхность Земли. Этот факт, в сочетании с каплевидной формой включений, предполагает изначально жидкое состояние сульфидного и сульфидно-силикатно-(карбонатно)-флюидного вещества.

Составы сульфидных фаз приведены в таблицах 4 и 5. Межзерновые агрегаты сульфидов представлены пентландитом и халькопиритом при преобладании первого.

Таблица 4.

Состав сульфидных включений в ортопироксене и оливине

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
мас. %											
S	41,26	40,24	40,99	39,74	42,1	35,45	40,83	34,88	36,71	39,85	39,89
Ni	25,81	19,4	24,14	13,86	31,61	32,58	33,29	36,17	33,44	31,81	33,9
Co	0,52	0,42	0,26	0,15	0,46	0,33	0,38	0,31	0,27	0,77	0,43
Fe	32,23	39,87	24,02	46,25	24,32	28,89	18,6	27,93	28,54	27,44	25,68
Cu	0	0,02	10,6	0	1,47	2,74	6,9	0,63	1,04	0	0
атом. %											
S	55,65	54,41	55,81	53,74	56,65	49,66	55,64	49,01	50,96	54,29	54,36
Ni	19,02	14,33	17,95	10,24	23,23	24,93	24,78	27,77	25,36	23,68	25,23
Co	0,38	0,31	0,19	0,11	0,34	0,25	0,28	0,24	0,21	0,57	0,43
Fe	24,96	30,94	18,77	35,91	18,78	23,23	14,55	22,53	22,74	21,46	20,09
Cu	0	0,02	7,28	0	1	1,93	4,74	0,45	0,73	0	0
M/S	0,8	0,84	0,79	0,86	0,77	1,01	0,8	1,04	0,96	0,84	0,84
Fe/Ni	1,312	2,16	1,046	3,507	0,809	0,932	0,587	0,812	0,897	0,906	0,796
Фаза	p-в	p-в	p-в	p-в	p-в	<i>mss</i>	<i>mss</i>	<i>mss</i>	<i>mss</i>	<i>mss</i>	<i>mss</i>

Примечание: p-в - сульфидный расплав, *mss* - моносulfидный твердый раствор

Для нашего исследования большой интерес представляют внутриминеральные кластеры каплевидных сульфидов (табл. 4). Они защищены от вторичных изменений и могли бы рассматриваться как Ni-обогащенный моносльфидный твердый раствор. Однако более детальное исследование показывает их полифазность, что согласуется с присутствием неоднородных участков с разной отражательной способностью, установленной при оптическом просмотре пластин породы.

Таблица 5.

Составы сульфидных фаз межзерновых агрегатов

	1	2	3	4	5	6	7	8
мас. %								
S	33,57	33,13	33,19	33,24	35,15	34,61	35,57	35,26
Ni	41,69	38,86	40,13	39,44	3,77	0,72	0,52	0,26
Co	0,43	0,47	0,44	0,45	0,16	0,03	0,06	0,03
Fe	24,53	27,68	25,18	26,86	29,53	30,4	30,31	29,88
Cu	0,07	0,02	0,61	0,12	31,26	33,78	33,04	33,93
атом. %								
S	47,48	46,99	47,34	47,14	50,2	49,79	50,85	50,6
Ni	32,21	30,1	31,27	30,55	2,94	0,56	0,41	0,2
Co	0,33	0,36	0,34	0,35	0,12	0,03	0,05	0,02
Fe	19,92	22,53	20,62	21,87	24,21	25,1	24,87	24,61
Cu	0,05	0,01	0,44	0,08	22,53	24,52	23,83	24,56
M/S	1,11	1,13	1,11	1,12	0,99	1,01	0,97	0,98
*Fe/Ni; Fe/Cu	0,618	0,749	0,659	0,716	1,07	1,02	1,04	1
Фаза	Pn	Pn	Pn	Pn	Cr	Cr	Cr	Cr

Примечание: 1-4 - пентландит (Pn), 5-8 - халькопирит (Cr);

* - отношение Fe/Ni для Pn и Fe/Cu для Cr.

Поскольку отношение M/S является одной из важнейших характеристик сульфидов, составы изученных нами фаз были рассмотрены в координатах Ni - M/S (рис. 6). Большинство из них попадает в область низких отношений, что может свидетельствовать об относительно окислительных условиях их образования [напр. 17]. На графике отчетливо выделяются две ветви, с положительной и отрицательной зависимостью и высокими значениями достоверности аппроксимации (до 0,97). Можно предположить, что включения сульфидов представляют собой: два моносльфидных твердых раствора [30], два расплава или расплав + *mss* [17]. Сравнительный анализ составов экспериментально полученных пар этими авторами показал, что только в случае сосуществования расплава и *mss* наблюдалась аналогичная картина - при снижении температуры концентрация Ni в *mss* возрастала при одновременном ее уменьшении в расплаве (рис. 7). Это дает нам основание идентифицировать изученные включения как сосуществующие сульфидный

расплав и *mss*.

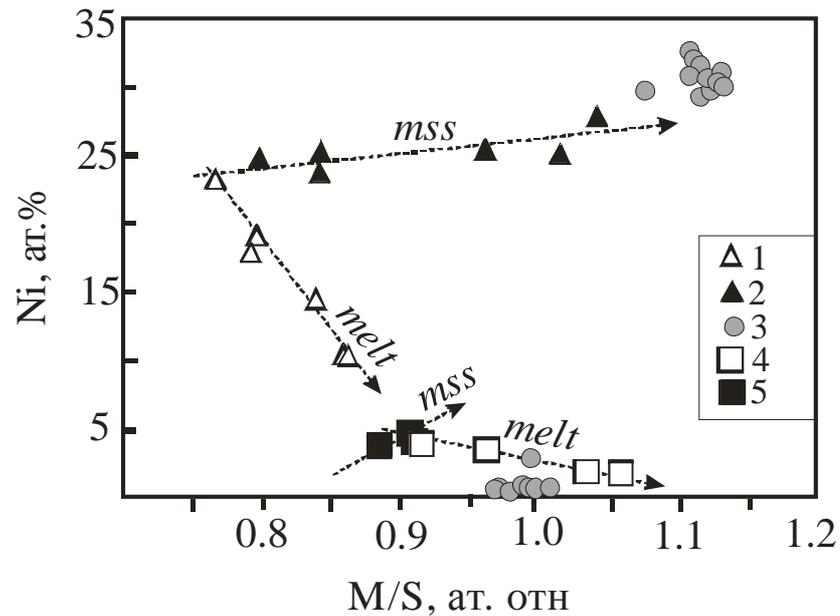


Рис. 6. Положение составов сульфидных фаз в агрегатах и включений в минералах в координатах Ni – M/S (ат. % и отношения).

1 – сульфидный расплав включений в минералах, 2 – сульфидный твердый раствор включений в минералах, 3 – пентландит и халькопирит межзерновых агрегатов, 4, 5 – экспериментально полученные расплав и твердый раствор [17], стрелками показано направление падения температуры.

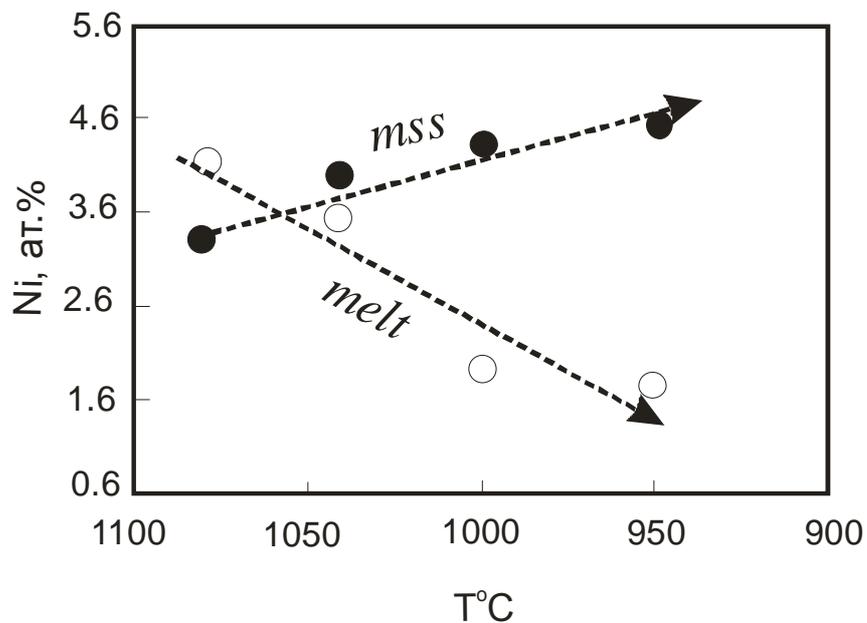


Рис. 7. Изменение концентрации Ni.

Melt – сульфидный расплав, Mss – сосуществующий моносulfидный твердый раствор, в зависимости от температуры опытов [17].

В составе некоторых включений было определено высокое содержание Cu, что позволяет рассматривать их как третий тип сульфидного твердого раствора (Fe, Cu, Ni)S, полученного ранее экспериментально [30]. Максимальная температура сосуществования изученных нами фаз, согласно [30], достигает 1050 °С. Отметим, что диагностированные *mss* и сульфидный расплав характеризуются высокими концентрациями Ni, что редко встречается в сульфидных включениях в мантийных ксенолитах.

Силикатная составляющая сложных (сульфидно-силикатно-флюидных) включений на 70 - 80 об. % закристаллизована и представлена мелкозернистыми агрегатами фаз (рис. 5), пленками стекла и его вростками в зерна сульфидов.

Выходы на поверхность пластин стекла очень малы и изучение их составов на количественном уровне затруднено из-за возможности захвата вещества минерала-хозяина и сульфидов в процессе проведения анализов. Сканирование в характеристических излучениях элементов наглядно демонстрируют взаимоотношения между сульфидной и силикатной составляющими (рис. 8). Анализ более крупных участков стекла показал, что силикатный расплав был обогащен щелочами (Na₂O до 6,5 мас. % и K₂O до 4 мас. %) и содержит 51 - 54 мас. % SiO₂.

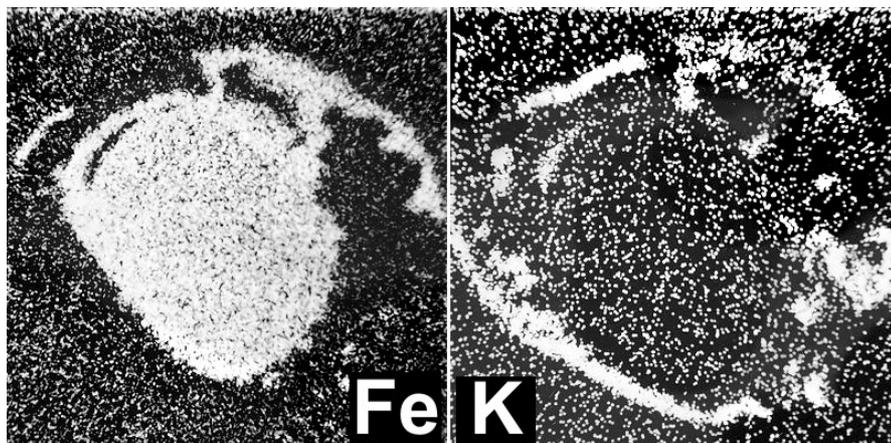
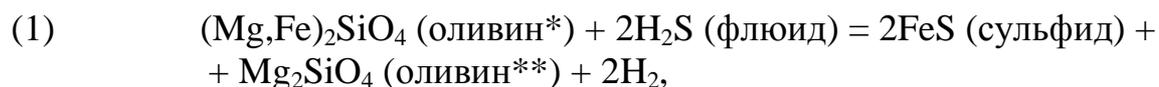


Рис. 8. Вид сульфидно-силикатного включения в характеристических излучениях Fe и K.

Учитывая реально сосуществующие в ксенолите фазы и их составы, можно рассмотреть следующие фазовые равновесия:



где новообразованный оливин** должен иметь более высокую магнезиальность по сравнению с первичным оливином* благодаря кристаллизации Fe-содержащей фазы (FeS), а водород будет входить в состав флюида. Как показало исследование [41], мантийный субстрат,

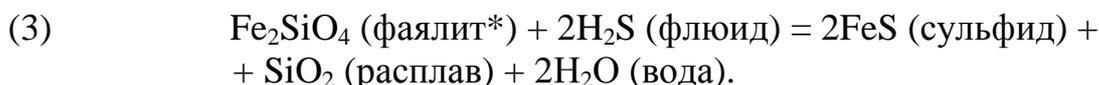
представленный ксенолитом, неоднократно прорабатывался метасоматизирующим веществом, что подтверждается находками реликтовых кристаллических включений в породообразующих минералах (оливин*, клинопироксен, гранат, шпинель) (рис. 1 в), а также резорбированным обликом кристаллов шпинели и клинопироксена. Однако магнезиальность оливинов разных генераций (Ol* и Ol**) практически не менялась (0,903 – 0,908), а во флюидных включениях отсутствует H₂, что было установлено методом Raman-спектроскопии. Таким образом, подтверждений протекания реакции (1) нет.

Образование сульфида в присутствии сероводорода могло развиваться и по другим сценариям:



Согласно этой реакции одной из новообразованных фаз должен быть энстатит. Поскольку ортопироксен в ксенолите является одним из основных минералов, петрографически трудно установить присутствие вновь образовавшегося энстатита, особенно принимая во внимание высокую степень метасоматической проработки мантийного перидотита и, как следствие, его сложную текстуру. Тем не менее, поскольку во флюидных включениях H₂O была обнаружена, реакция (2) возможна.

И, наконец, рассмотрим третий возможный вариант:



В результате реакции (3), помимо сульфида, должны образовываться силикатный расплав (здесь показан как SiO₂) и вода. При этом H₂O может находиться как во флюиде, так и входить в состав расплава, в зависимости от ее растворимости при данных P-T-условиях. Представляется, что эта реакция наиболее отвечает наблюдаемым фазовым взаимоотношениям в ксенолите. Появление расплава регистрируется находками первичных комбинированных включений в оливине и ортопироксене (рис. 2 в и 2 г, частично закристаллизованный силикатный расплав + высокоплотный флюид). К сожалению, как было сказано выше, размеры участков стекла во включениях слишком малы для инструментального определения в них H₂O.

ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКОЕ ИЗУЧЕНИЕ ВКЛЮЧЕНИЙ

Полученные данные по вариациям изотопного состава кислорода и углерода в CO₂ валовой пробы и мономинеральной фракции оливина представлены в Данных по изотопному составу аргона и азота и содержаниям гелия, аргона, углерода и азота в пироксене представлены. Отметим, что речь

идет о газах, выделенных из флюидных включений методом ступенчатого дробления.

CO₂

В процессе проведения изотопных исследований и термобарогеохимического изучения включений было установлено, что ксенолит уникален по содержанию CO₂. Количество этого газа в несколько раз превосходит его содержание в изученных нами ранее закалочных стеклах MORB и в карбонатитах [2, 3, 4, 22], а также более чем на порядок превышает количество CO₂ в мантийных ксенолитах из других регионов мира [например, 1, 58] и составляет более 2,7 см³/г. Реальность существования столь высоких концентраций CO₂ в глубоких горизонтах Земли подтверждается находкой мантийной друзы и мегакристаллов клинопироксена с большим количеством крупных пор и CO₂-флюидных включений высокой плотности (Монголия, вулкан Шаварын-Царам) [5, 6]. В основных минералах перидотитов были обнаружены микро- и макровключения ликвационного типа, представленные флюидизированными силикатно-сульфидными расплавами, концентрация CO₂ в которых варьировала в широких пределах: 5,5 - 46 мас. %.

В образце валовой пробы присутствует довольно большое количество воды (около 0,3 см³/г), а также углеводороды метанового ряда. Присутствие углеводородов подтверждено спектром выхода CO₂ при пропускании смеси газов, выделенных при дроблении, через хроматографическую колонку. Количественного определения содержания углеводородов не проводилось. Данные по содержанию углеводородов и изотопному составу углерода в них предполагается получить в дальнейшем.

Изотопный состав углерода из CO₂ в оливине варьирует от -4,7 до -6,8 ‰ и в валовой пробе - от -3,7 до -9,5 ‰ (табл. 6). Спектр изменения изотопного состава углерода в валовой пробе в зависимости от совокупного (кумулятивного) количества ударов (рис. 9) сложный, пилообразный. Это может быть обусловлено тем, что порообразующие минералы ксенолита (оливин, пироксены, гранат), а также межзерновое пространство имеют разную устойчивость к механическому воздействию (дроблению шариком). Как следствие, крупные включения в пироксене будут вскрываться раньше, чем в оливине или гранате. С другой стороны, в различных минералах первыми должны вскрываться наиболее крупные и высокобарные включения. Однако, в связи с возможностью частичного вскрытия также более мелких и низкоплотных включений мы будем иметь смешение газов из разных включений, что отражается на форме кривой. Отметим, что при ступенчатом дроблении не происходит изотопного фракционирования, поскольку газ из вскрывшихся включений выделяется полностью.

На изменение изотопного состава углерода может влиять ряд факторов: смешение вещества включений разных генераций, имеющих разный

изотопный состав углерода и других изучаемых газов (одновременное вскрытие в разных пропорциях первичных и вторичных включений), устойчивость к механическому воздействию минералов, вариации по размерам и плотностям флюидов включений, а также флюидонасыщенность межзерновых участков породы. Спектр изменения изотопного состава

Таблица 6.

Изотопный состав углерода и кислорода в CO₂, выделенном методом ступенчатого дробления из оливина и валовой пробы гранатового лерцолита

Кумулятивное кол-во ударов	$\delta^{13}\text{C}$, ‰ PDB	$\delta^{18}\text{O}$, ‰ SMOW	Кумулятивное кол-во ударов	$\delta^{13}\text{C}$, ‰ PDB	$\delta^{18}\text{O}$, ‰ SMOW
Образец/вес					
AC-WR / 2,0220 г			AC-Olv / 0,7747 г		
#50	-3,7	26,7	#200	-4,6	23,5
#150	-4,6	26,3	#350	-5,8	18,6
#275	-5,4	29,1	#400	-5,2	21,4
#400	-6,4	23,1	#520	-6,0	17,0
#550	-8,3	32,1	#640	-6,0	16,1
#750	-7,3	30,9	#740	-6,3	15,5
#950	-4,7	24,1	#820	-6,6	14,2
#1150	-6,4	19,8	#920	-6,1	15,4
#1350	-9,5	16,0	#1000	-6,8	14,0
#1600	-6,7	15,8	#1100	-6,5	15,6
#1900	-6,2	14,8	#1200	-6,3	15,5
#2250	-5,6	14,8	#1300	-6,8	13,7
#2600	-8,1	22,4	#1520	-6,3	14,5
#3000	-8,7	20,8	#1650	-6,2	15,0
#3300	-7,2	10,9	#1800	-6,4	14,2
#3700	-7,1	12,7	#1950	-6,6	13,4
#3900	-7,0	13,5	#2100	-6,2	14,3
#4200	-6,3	24,0	#2250	-6,1	14,4
#4700	-5,5	21,7	#2400	-6,5	12,9
#5200	-6,3	16,0	#2600	-6,4	13,3
			#3000	-6,1	13,0
Среднее	-6,8	20,8		-6,2	15,5

углерода в оливине более простой: вариации $\delta^{13}\text{C}$ меньше (рис. 9) и указывают, вероятно, на выделение газа из более крупных и плотных первичных включений на первых ступенях и из более мелких включений и генетически отличных от первых на последующих ступенях дробления.

На рис. 10 показаны вариации значений $\delta^{13}\text{C}$ в зависимости от изменения отношения CO₂/H₂O в образце валовой пробы. Можно отметить

следующую тенденцию: значения $\delta^{13}\text{C}$ с ростом отношения $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$ понижаются от типичных мантийных значений (-3) - (-4) ‰ до (-8) - (-9) ‰.

Более четко выражена обратная зависимость $\delta^{13}\text{C}$ от количества CO_2 (за исключением четырех наиболее богатых диоксидом углерода фракций): с

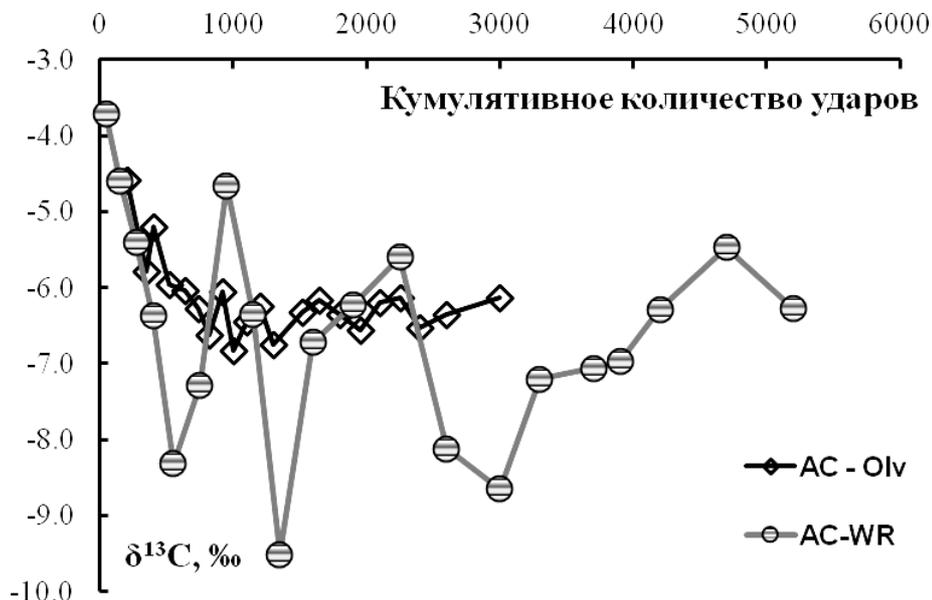


Рис. 9. Вариации изотопного состава углерода в CO_2 в зависимости от кумулятивного количества ударов для образцов валовой пробы и оливина.

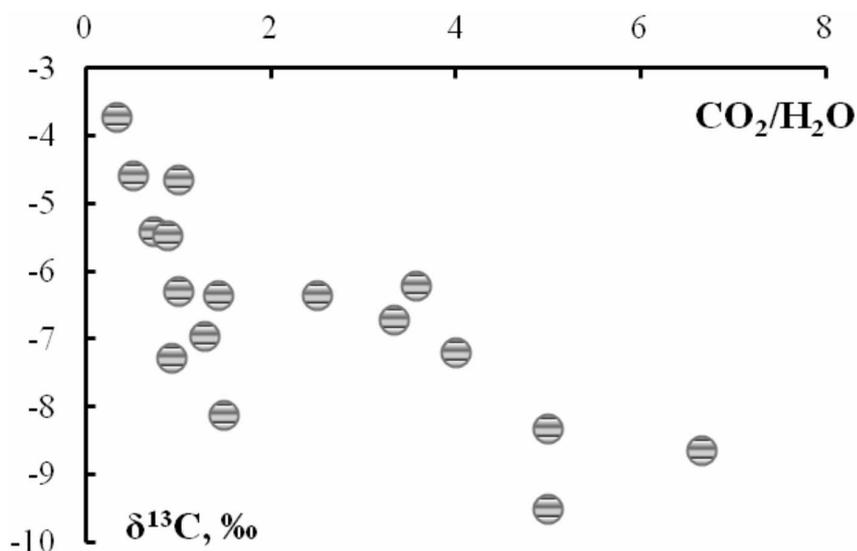


Рис. 10. Вариации изотопного состава углерода и соотношения $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$ во фракциях дробления валовой пробы.

ростом количества CO_2 значения $\delta^{13}\text{C}$ снижаются (рис. 11). Подобная тенденция также наблюдалась для закалочных стекол базальтов [2], в которых за изотопно легкий углерод (< -7,5 ‰) во включениях может отвечать примесь органического углерода из морской воды или из

вещества осадков в зонах субдукции. Последний механизм может быть применен и в рассматриваемом нами случае.

Данные для мономинеральной фракции оливина находятся в верхней части поля для валовой пробы (рис. 11). Заметим, что как для валовой пробы, так и для оливина тяжелый углерод установлен на первых ступенях дробления. Углерод с таким изотопным составом характерен для CO_2 в пузырьках из закалочных стекол MORB ($\delta^{13}\text{C}$ около -4‰) по [2, 29, 39] и во флюидных включениях в мантийных ксенолитах [58]. На более поздних ступенях вскрытия включений в обеих исследованных пробах выделяется CO_2 с более легким углеродом. Средневзвешенные значения $\delta^{13}\text{C}$ валовой пробы и мономинерального образца несколько различаются ($\delta^{13}\text{C}_{\text{вр}} = -6,8\text{‰}$, $\delta^{13}\text{C}_{\text{рх}} = -6,2\text{‰}$), но в целом находятся в области значений для мантийных пород.

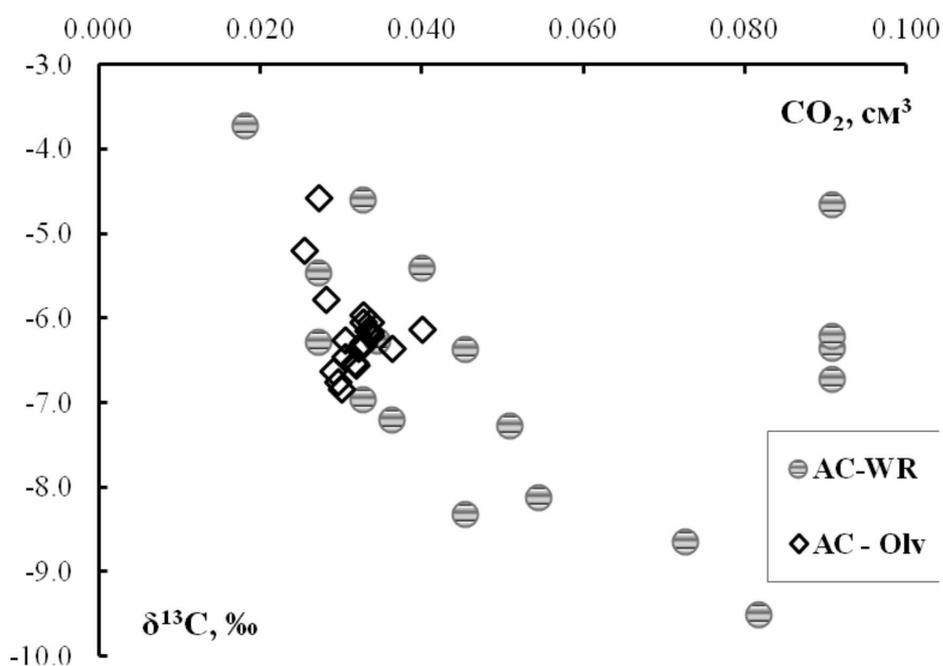


Рис. 11. Зависимость изотопного состава углерода от количества диоксида углерода во фракциях дробления валовой пробы и оливина.

He, Ar, N₂, C

Данные по изотопному составу аргона и азота и концентрациям гелия, аргона, азота и углерода были получены только для пироксена, поскольку, как было показано выше, данные для валовой пробы могут быть скомпрометированы одновременным выделением газов разных генераций из разных минералов и межзернового пространства. Образец демонстрирует очень высокие содержания углерода в форме CO_2 (как уже отмечалось выше), аргона и относительно небольшие концентрации азота и гелия (табл. 7).

На рис. 12 показаны спектры удельного (нормированного к числу кумулятивных ударов на каждой ступени) выделения гелия, аргона, азота и CO₂ (количество углерода) в ходе ступенчатого дробления. Благородные газы и азот показывают одинаковое закономерное снижение удельных содержаний во фракциях от первых ступеней дробления к последним. Удельное количество углерода в CO₂ возрастает в первых четырех фракциях и лишь затем начинает постепенно убывать. Такое поведение газов связано с их генетическими особенностями и РУТ-характеристиками флюидов во включениях. Как нами было установлено, ранняя стадия поступления флюидов в мантийный субстрат приводила к образованию наиболее высокобарных включений.

Таблица 7.

Содержания, изотопный состав и элементные соотношения гелия, углерода, азота и аргона, выделенных методом ступенчатого дробления из мономинеральной фракции пироксена из гранатового лерцолита.

Кумулятивное кол-во ударов	⁴ He, 10 ⁻⁸ ccm/g	C, ng	N, ng	⁴⁰ Ar, 10 ⁻⁸ ccm/g	δ ¹⁵ N, ‰ атм	(±)	⁴⁰ Ar/ ³⁶ Ar	(±)	⁴ He/ ⁴⁰ Ar*	N ₂ /Ar
Ксенолит АС Рх (0,526 g)										
#300	7,4	14815	108	197	2,05	0,28	533	10	0,1	31
#450	2	11958	18	30	-2,57	0,28	497	9	0,2	34
#700	1,8	30069	20	33	0,74	2,33	510	10	0,1	33
#1000	1,5	65371	14	24	0,89	0,26	498	9	0,2	34
#1500	1,6	88732	13	20	1,24	0,27	513	9	0,2	38
#2300	1,9	147209	16	19	-0,38	0,04	482	12	0,3	47
#3300	1,9	162409	15	13	-0,72	0,15	461	11	0,4	65
#4800	2,1	149602	21	13	-1,54	0,46	437	8	0,5	86
#7000	2,1	76362	23	15	-2,28	0,26	370	7	0,7	86
Сумма	22,3	746527	248	364	0,47	0,48	509	9	0,1	38

При температуре выделения во время дробления (120 - 140 °С) давление внутри вакуолей было чрезвычайно высоко и могло достигать 4 кбар. Газы из них должны были выделяться при первых же ударах. Поскольку все включения существенно углекислотные, повышение концентраций сказывалось только на С (CO₂). На последующих ступенях дробления растет количество вскрывающихся более мелких и низкоплотных включений, типичных для флюидов, поздней генерации, в которых, как установлено методом Raman-спектроскопии, наблюдается резкое преобладание CO₂ по отношению к другим газам, в частности, к азоту. Этот факт полностью подтверждается изотопно-геохимическими данными: отношения углерода к аргону и азоту закономерно возрастают по мере дробления монофракции

пироксена - вплоть до #3300 ударов (рис. 13). Подобная картина наблюдалась в карбонатитах поздних стадий формирования Гулинского массива, подвергавшихся интенсивному метасоматозу, одним из основных агентов которого предположительно были высокотемпературные метеорные воды [3].

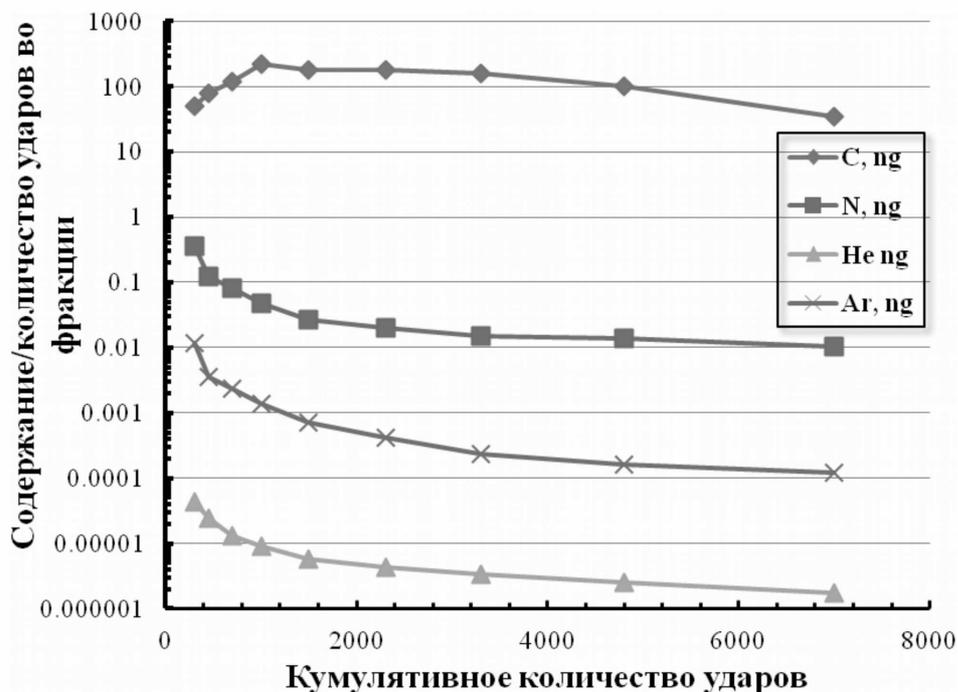


Рис. 12. Удельное содержание газов во фракциях дробления в образце пироксена

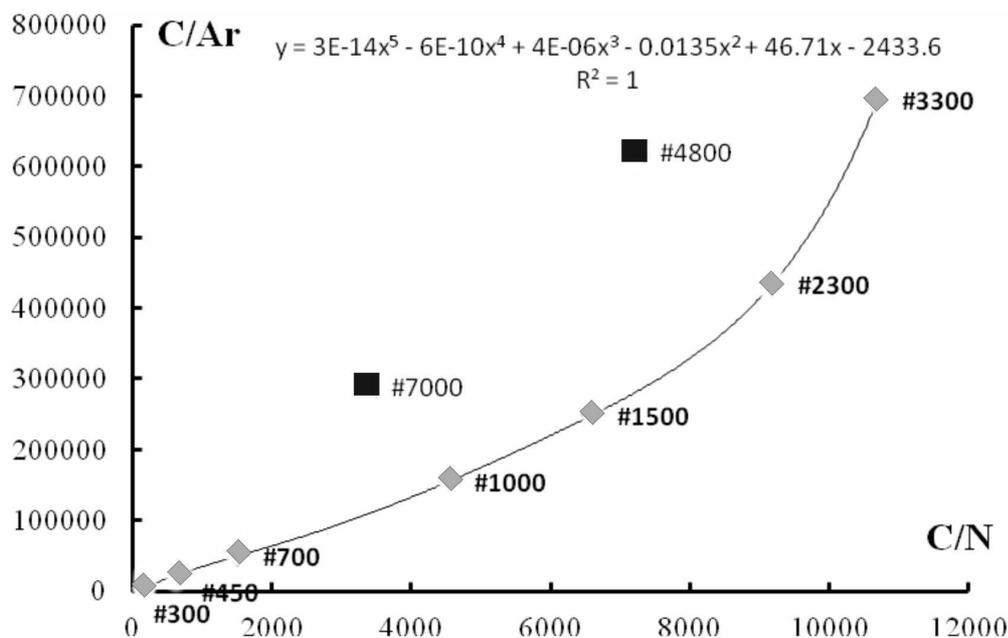


Рис. 13. Ковариации отношений C/N и C/Ar во фракциях дробления образца пироксена.

Знаком # обозначено кумулятивное количество ударов по образцу

На последних двух ступенях дробления отношения C/Ar и C/N_2 падают (#4800 и #7000, рис. 13), что, вероятно, связано со снижением количества диоксида углерода и недоучтенным бланком по аргону и азоту.

Отметим, что выделение диоксида углерода из включений в пироксене не было полным даже после 7000 ударов, так как и в последней фракции выделилось большое количество этого газа. Часть оставшейся после дробления пудры была изучена с помощью полного плавления, которое показало, что ней содержалось почти 0,6 мас. % (!) углерода (при 0,14 %, выделенных при дроблении). Такое чрезмерно высокое содержание углерода в пудре пироксена, по всей видимости, связано с присутствием карбонатов во вторичных включениях (рис. 3 а, рис. 3 б, рис. 3 в) и в межзерновых участках перидотита (рис. 3 д).

Отношение ${}^4He/{}^{40}Ar^*$ (где ${}^{40}Ar^* = {}^4Ar_{изм} - {}^{36}Ar_{изм} \times 295,5$) изменяется от начальных фракций дробления к последним от 0,1 до 0,7 (рис. 14, табл. 6).

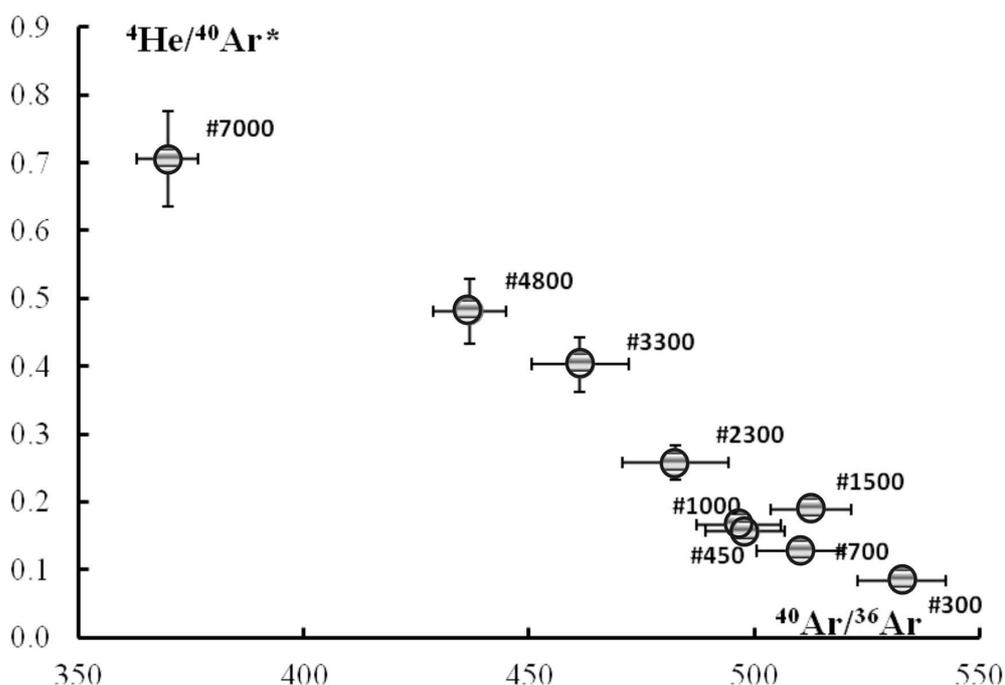


Рис. 14. Корреляции отношений ${}^4He/{}^{40}Ar^*$ и ${}^{40}Ar/{}^{36}Ar$ во фракциях дробления образца пироксена.

Знаком # обозначено кумулятивное количество ударов по образцу.

Эти величины в несколько раз отличаются от расчетного значения для мантии (1,6 - 4), что указывает на существенное элементное фракционирование, имевшее место во время метасоматического преобразования мантийного субстрата. Известно, что такое фракционирование характерно для мантийных ксенолитов - представителей вещества субконтинентальной литосферной мантии [23, 28]. Элементное фракционирование могло происходить в процессе реакционного плавления

мантийного субстрата с образованием порций расплава, сосуществующего с флюидами, что подтверждено находками сингенетичных расплавных и флюидных включений. В результате He, растворимый в расплаве в десять раз более по сравнению с Ar [25], накапливался в расплаве, а Ar предпочтительно уходил в газовую фазу. В итоге включения в пироксене захватывали флюид, обогащенный аргоном по отношению к гелию. В отличие от гелия, азот и аргон имеют примерно одинаковую растворимость в базальтовом расплаве [45], и отношения N_2/Ar не должны существенно меняться в ходе дегазации расплава. Однако от первых ступеней дробления к

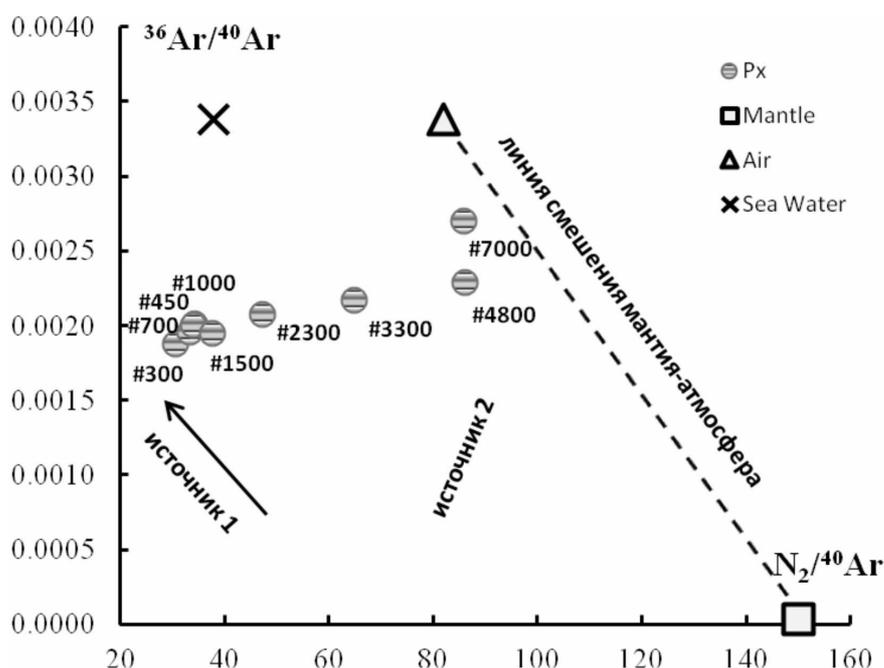


Рис. 15. Диаграмма в координатах $^{36}Ar/^{40}Ar$ - $N_2/^{40}Ar$ для фракций дробления образца пироксена.

Данные указывают на смешение двух источников, один из которых (источник 2) представляет собой результат простого двухкомпонентного смешения мантия-атмосфера; его состав характеризуют газы, выделяющиеся на самых поздних ступенях дробления из наименее плотных и низкобарических включений. Состав источника 1 нельзя объяснить простым смешением известных резервуаров; его характеризуют газы начальных ступеней дробления – из наиболее крупных и высокобарических включений.

последним мы наблюдаем почти трехкратное увеличение этого отношения (табл. 6). Кроме того, отношения N_2/Ar коррелируют с отношением $^{36}Ar/^{40}Ar$ (соответственно, обратно коррелируют с отношением $^{40}Ar/^{36}Ar$, являющимся критерием «мантийности» и степени контаминации атмосферных газов) во фракциях дробления (рис. 15).

Такое существенное изменение изотопного состава аргона невозможно получить за счет изотопного фракционирования при дегазации расплава. В нашем случае это говорит о том, что в ходе метасоматических

преобразований ксенолит подвергался воздействию генетически разных флюидов и, как следствие, захватывал генетически разные включения с разными элементными и изотопными соотношениями. Как показано на рис. 15, логично предположить наличие как минимум двух источников флюидов.

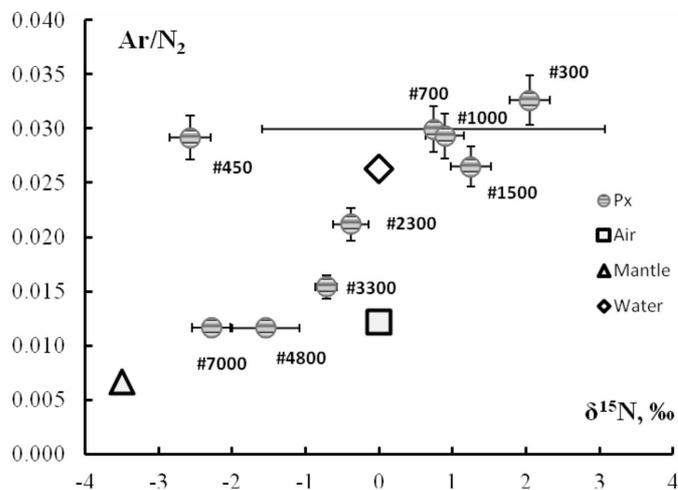


Рис. 16. Вариации изотопного состава азота и отношения аргона к азоту во фракциях дробления образца пироксена.

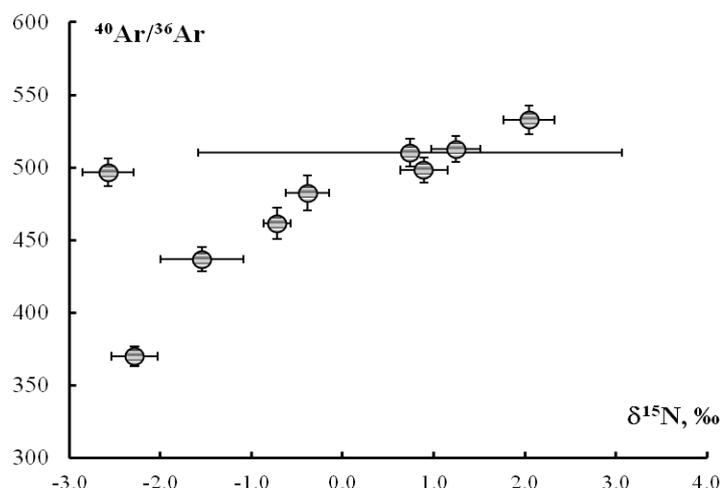


Рис. 17. Корреляция изотопного состава аргона и азота во фракциях дробления образца пироксена.

Для первого характерны низкие отношения $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ и N_2/Ar (близкие к значению для морской воды: -38). Помимо этого, флюиды этого источника имеют типичные для мантийных ксенолитов низкие отношения $^4\text{He}/^{40}\text{Ar}^*$ (рис. 14), C/N и C/Ar (рис. 13), а также изотопно тяжелый азот (рис. 16, рис. 17). За исключением одной точки, данные показывают закономерное изменение от начальных ступеней дробления к последним, вновь указывая на смешение двух источников, один из которых, как уже было показано выше, представляет собой результат простого двухкомпонентного смешения

мантия-атмосфера.

Аналогичный изотопный состав азота был установлен для флюидных включений в карбонатитах Гулинского массива [2, 3] и в ксенолитах вулкана Драйзер Вайхер, Германия [1]. Этот источник представлен высокобарическими включениями [11], вскрывающимися на начальных ступенях дробления. Ко второй стадии проработки изучаемого мантийного перидотита флюидами относятся включения с более высоким содержанием CO_2 , низкими, близкими к атмосферному (295,5) отношениями $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ и N_2/Ar (83). В изотопно-геохимических координатах Ar и N_2 (рис. 15, рис. 16, рис. 17) эти флюиды представляют собой смесь мантии - источника MORB и атмосферных газов с подавляющим вкладом атмосферного компонента аргона и азота.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Исследование гранатового лерцолита показало его высокую флюидонасыщенность. Воздействие тепловых флюидных потоков на мантийный субстрат привело к его глубокой метасоматической проработке. В ходе этих преобразований минералы перидотитов захватывали флюидные включения разных генераций. Выявлены две основные флюидные стадии. Флюиды раннего этапа характеризовались наиболее сложным составом и высокими давлениями (выше 13 кбар). Условно они могут быть подразделены на две подгруппы. К первой подгруппе относятся CO_2 -флюиды, в значительной степени обогащенные дополнительными летучими компонентами (до 0,1 – 0,2 мольных долей N_2 , до 0,1 мольной доли H_2S и, возможно, H_2O) и входящие в состав уникальных сульфидно-силикатно-карбонатных включений ликвационной природы. Возможность существования подобных сред в верхнемантийных горизонтах была ранее продемонстрирована в работах [5, 6, 13, 15]. Флюиды второй подгруппы раннего этапа характеризуются примесями аналогичных летучих соединений, однако в них заметно возрастает роль CO_2 при резком снижении концентраций H_2S и N_2 . В тоже время на их Raman-спектрах появляются линии N-H (NH_3 , 3313 см^{-1}). В составе флюидов более поздней, второй, стадии (давления <7 кбар) заметно возрастает роль не только CO_2 , но и H_2O (вплоть до появления включений с фазой жидкой воды и образования при охлаждении азотом в криокамере газгидрата CO_2).

Ретроспективный взгляд на опубликованные в литературе сведения по составам флюидов в мантии Земли подтверждает доминирующую роль двуокиси углерода [напр. 5, 11, 16, 33, 49]. Значительно реже в них фиксировались примеси летучих компонентов, относящихся к сложной системе COHNS, таких как H_2S [36, 55, 48], SO_2 [40], CO [18] и N_2 [14, 43, 56]. Известно, что N_2 является типичным элементом-примесью в структуре алмазов. Экспериментально было показано [43], что, в зависимости от температуры и давления, азот в мантии может встречаться либо в виде NH_3 ,

либо в виде N_2 в смеси с H_2 . Возможность присутствия азота в различных формах особенно интересна, поскольку NH_4^+ выступает в роли эквивалента K^+ . Так, азот был обнаружен нами в расплаве и во флюидных включениях в минералах К-обогащенной породы - лампроита Австралии [8]. Обнаружение H_2O -содержащих мантийных флюидов носит единичный характер [20, 48].

Несмотря на малый вклад в общий бюджет глубинных флюидов таких летучих компонентов как N_2 , NH_3 , H_2S и H_2O , они играют важную роль в процессах мантийного метасоматоза, что отражается на геохимических особенностях выплавляемых магм. Было показано, что не только H_2O , но другие летучие компоненты способны транспортировать заметные количества рудообразующих металлов и REE [31, 34, 49, 55]. Это подтверждают и результаты изучения минерального состава настоящего ксенолита [41].

С поступлением разогретых глубинных флюидных потоков связаны не только процессы метасоматизации, но также реакционного плавления и перекристаллизации мантийного субстрата. Доказательством этому могут служить наличие кристаллических и расплавных включений в основных минералах изученного лерцолита и следы резорбции кристаллов клинопироксена с появлением расплава. Его охлаждение приводит к кристаллизации в межзерновом пространстве новообразованных фаз [41].

Двустадийное воздействие флюидов на мантийный субстрат также подтверждается изотопно-геохимическими данными. Высокобарические флюидные включения первого этапа характеризуются низкими отношениями C/N_2 , C/Ar , N_2/Ar , типичными для закалочных стекол MORB значениями $\delta^{13}C$ в CO_2 , тяжелым азотом и несколько повышенными (до 530) отношениями $^{40}Ar/^{36}Ar$.

Поздние флюиды изучены во вторичных включениях, образующих комбинированные разности с карбонатом. Для них характерны более высокие (на 2-3 порядка) отношения C/N_2 , C/Ar , пониженные значения $\delta^{13}C$ в CO_2 , а также близкие к атмосферному отношения N_2/Ar и $^{40}Ar/^{36}Ar$. Изотопный состав и элементные соотношения аргона и азота позволят предположить, что появление поздних флюидов может быть связано с двухкомпонентным смешением в системе мантия - атмосфера. Они представлены типичными для MORB флюидами с более чем 95-процентным вкладом атмосферного компонента. Учитывая низкие по сравнению с мантийными отношения $^{40}Ar/^{36}Ar$, вклад атмосферного аргона должен быть достаточно велик. Однако отношение N_2/Ar (равное 31) в нем почти в 3 раза ниже атмосферного (для мантии оценка составляет около 150, [46]). Из известных глобальных резервуаров он ближе всего к значению для морской воды - 38 [46]. В поздних флюидах изотопный состав азота тяжелый и по $\delta^{15}N$ попадает в область значений, характерных для мантийных ксенолитов вулкана Драйзер Вайхер, Паннонского бассейна [1], а также карбонатитов Гулинского массива и Кольского полуострова. Некоторые авторы [46]

рассматривают положительные значения $\delta^{15}\text{N} = 3 \pm 2$ как присущие мантийным плюмам - источникам ОИВ. Между тем, как видно из наших данных, такой изотопный состав азота может отвечать как карбонатитам, так и мантийным ксенолитам из зон континентального рифтогенеза. По нашему мнению низкие, нетипичные для мантии, отношения $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ связаны с субдукционной природой флюидов.

Работа поддержана грантами РФФИ 09-05-00678а, 13-05-01009а, 13-05-00499а и Программой ОНЗ РАН №4.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. **Буйкин А.И., Верховский А.Б.** С, N₂, He, Ar во флюидных включениях в мантийных ксенолитах вулканов Драйзер Вайхер (Германия) и Сцентбекалла (Венгрия) // Тез. ЕСЭМПГ-2013. 2013. С.
2. **Буйкин А.И., Верховский А.Б., Гриненко В.А., Силантьев С.А., Севастьянов В.С., Невинный Ю.А., Смирнова Е.П.** Изотопные и элементные отношения С, N, He, Ar во флюидных включениях в закалочных стеклах MORB по данным ступенчатого дробления // Геохимия. 2013. №4. С. 378-384.
3. **Буйкин А.И., Верховский А.Б., Когарко Л.Н.** Новые данные по элементному и изотопному составу флюидных включений в карбонатитах и ультраосновных породах Гулинского массива // Тез. конф. «Рудный потенциал щелочного, кимберлитового и карбонатитового магматизма». 2012. С. 22-24.
4. **Буйкин А.И., Невинный Ю.А., Устинов В.И., Гриненко В.А., Смирнова Е.П., Севастьянов В.С., Корочанцева Е.В., Силантьев С.А.** Высоковакуумная установка для изучения изотопного состава легких элементов из флюидных включений в мантийных породах методом ступенчатого дробления. Электронный научно-информационный журнал «Вестник Отделения наук о Земле РАН». 2010, №2. doi:10.2205/2010NZ000025.
5. **Коваленко В.И., Соловова И.П., Наумов В.Б., Ионов Д. А., Цепин А.И.** Мантийное минералообразование с участием углекислотно-сульфидно-силикатного флюида // Геохимия. 1986. №. 3. С. 289-303.
6. **Коваленко В.И., Цепин А.И., Ионов Д.А., Рябчиков И.Д.** Гранат-пироксеновая друза - пример флюидной кристаллизации в мантии // Докл. АН. 1985. Т. 280 (2). С. 449-453.
7. **Когарко Л.Н.** Щелочной магматизм и обогащенные мантийные резервуары. Механизмы возникновения, время появления и глубины формирования // Геохимия. 2006. № 1. С. 241-278.
8. **Рябчиков И.Д., Соловова И.П., Соболев Н.В.** и др. Азот в лампроитовых магмах. Докл. АН. 1986. Т. 288 (4). С. 976-979.
9. **Симакин А. Г.** Роль CO₂ во внутрикамерной дегазации андезитовой магмы вулкана Шивелуч (Камчатка) // Докл. РАН. 2010. Т. 431. № 40. С. 526-529.
10. **Соловова И.П., Гирнис А.В., Расс И.Т., Кононкова Н.Н., Келлер Й.** Состав и эволюция высококальциевых флюидонасыщенных расплавов: включения в минералах оливнинового мелилитита (Мальберг, Рейнский Грабен) // Геохимия. 2005. № 9. С. 1-19.
11. **Соловова И.П., Наумов В.Б., Коваленко В.И. Гирнис А.В., Гужова А.В.** История формирования шпинелевого лерцолита (Драйзер Вайхер, ФРГ) по данным изучения микровключений // Геохимия. 1990. №10. С.1400-1411.

12. Сушенцова Б.Ю., Шилобреева С.Н., Гричук Д.В. Экспериментальное и термодинамическое моделирование взаимодействия CO₂ с оливином при температуре 250 °С и давлениях до 30 атмосфер // Тез. докл. конф. «Физико-химические и петрофизические исследования в науках о Земле». 2007. М. С. 126-130.
13. Amundsen H.E.F. Evidence for liquid immiscibility in the upper mantle // *Nature*. 1987. № 327. P. 692-695.
14. Andersen T., Burke E.A.J., Neumann E.-R. Nitrogen-rich fluid in the upper mantle: fluid inclusions in spinel dunite from Lanzarote, Canary Islands // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1995. V. 120. P. 20-28.
15. Andersen T., Griffin W., O'Reilly. Primary sulphide melt inclusions in mantle-derived megacrysts and pyroxenites. *Lithos* // 1987. V. 20. P. 279-294.
16. Andersen T., Neumann E.-R. Fluid inclusions in mantle xenoliths // *Lithos*. 2001. V. 55. P. 301-320.
17. Ballhaus C., Tredoux M., Spath A. Phase relations in the Fe-Ni-Cu-PGE-S system at magmatic temperature and application to massive sulphide ores of the Sudbury Igneous Complex // *J. Petrol.* 2001. V. 42 (10). P. 1911-1926.
18. Bergman S.C., Dubessy J. CO₂-CO fluid inclusions in a composite peridotite xenolith: implications for upper mantle oxygen fugacity // *Contrib Mineral Petrol.* 1984. V. 85. P. 1-13.
19. Berkesi M., Guzmics T., Szabo C., Dubessy J., Bodnar R., Hidas K., Ratter K. The role of CO₂-rich fluids in trace element transport and metasomatism in the lithospheric mantle beneath the Central Pannonian Basin, Hungary, based on fluid inclusions in mantle xenoliths // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2012. V. 331-332. P. 8-20.
20. Berkesi M., Hidas K., Guzmics T., Dubessy J., Bodnar R.J., Szabo C., Vajnad B., T. Tsunogae. Detection of small amounts of H₂O in CO₂-rich fluid inclusions using Raman spectroscopy // *J. Raman Spectrosc.* 2009. V. 40. P. 1461-1463.
21. Bonelli R., Frezzotti M.L. Raman Spectra Database. 2003. <http://www.dst.unisi.it/geofluids-lab/Raman%20intro.htm>.
22. Buikin A.I., Verchovsky A.B., Grinenko V.A., L.N. Kogarko. The first stepwise crushing data on C, N and Ar isotopic and elemental ratios in Guli carbonatites. Abs. 21st Goldschmidt Conference. 2011. A596.
23. Buikin A.I., M. Trieloff, J. Hopp, T. Althaus, E.V. Korochantseva, W.H. Schwarz and R. Altherr. Noble gas isotopes suggest deep mantle plume source of late Cenozoic mafic alkaline volcanism in Europe // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2005. V. 230. P. 143-162.
24. Campbell I. H., Griffiths R. W. Implications of mantle plume structure for the evolution of flood basalts // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1990. V. 99. P. 79-93.
25. Carroll M. R., Draper D. S. Noble gases as trace elements in magmatic processes // *Chem. Geol.* 1994. V. 117. P. 37-56.
26. Dickinson R.G., Dillon R.T., Rasetti F. RAMAN spectra of polyatomic gases // *Physical Review*. 1929. V. 34. P. 582-590.
27. Dubessy J., Poty B., Ramboz C. Advances in C-O-H-N-S fluid geochemistry based on micro-Raman spectrometric analysis of fluid inclusions // *Eur. J. Mineral.* 1989. V. 1. P. 517-534.
28. Dunai T., Baur H. Helium, neon, and argon systematics of the European subcontinental mantle: Implications for its geochemical evolution // *Geochim Cosmochim Acta*. 1995. V. 59. P. 2767-2783.
29. Fischer T.P., Burnard P., Marty B., de Moo, J.M., Hilton D.R., Shaw A.M., Barry P.H., Ramirez C., Mangasin, F. Oldoinyo Lengai Gas Chemistry from 2005 to 2009: Insights to Carbonatite-Nephelinite Volcanism // AGU Fall Meeting. 2009. Abs. 1: 06.

30. **Fleet M., Pan Y.** Fractional crystallization of anhydrous sulfide liquid in the system Fe-Ni-Cu-S, with application to magmatic sulfide deposits // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1994. V. 58 (16). P. 3369-3377.
31. **Frezzotti M.L., Peccerillo A.** High flux of (diamond CO₂-H₂O-H₂S) fluids in the mantle beneath Hawaii: evidence from fluid inclusions in garnet pyroxenites from Salt Lake Crater (Oahu, Hawaii) // AGU-Meeting 2005. Abstract #V33D-08.
32. **Frezzotti M.L., Tecce F., Casagli A.** Raman spectroscopy for fluid inclusion analysis // *J. Geochem. Exploration*. 2012. V. 112. P. 1-20.
33. **Frezzotti M.L., Touret J.L.R., Neumann E.-R.** Ephemeral carbonate melts in the upper mantle: carbonate-silicate immiscibility in microveins and inclusions within spinel peridotite xenoliths, La Gomera, Canary Islands // *Eur. J. Mineral.* 2002. V. 14. P. 891-904.
34. **Giere R.** Transport and deposition of REE in H₂S-rich fluids: evidence from accessory mineral assemblages // *Chem. Geol.* 1993. V. 110. P. 251-268.
35. **Guo J., Griffin W., O'Reilly S.** Geochemistry and origin of sulphide minerals in mantle xenoliths: Qilin, southeastern China // *J. Petrology*. 1999. V. 40 (7). P. 1125-1149.
36. **Hidas K., Guzmics T., Szabo Cs., Kovacs I., Bodnar R.J., Zajacz Z., Nedli Zs., Vaccari L., Perucchi A.** Coexisting silicate melt inclusions and H₂O-bearing, CO₂-rich fluid inclusions in mantle peridotite xenoliths from the Carpathian-Pannonian region (central Hungary) // *Chem. Geol.* 2010. V. 274. P. 1-18.
37. **Hofmann A.W.** Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism // *Nature*. 1997. V. 385. P. 219-229.
38. **Hopp J., Trieloff M., Altherr R.** Neon isotopes in mantle rocks from the Red Sea region reveal large-scale plume-lithosphere interaction // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2004. V. 219. P. 61-76.
39. **Javoy M., F. Pineau.** The volatiles record of a 'popping' rock from the Mid-Atlantic ridge at 14³N: chemical and isotopic composition of gas trapped in the vesicles // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1991. V. 107. P. 598-611.
40. **Kaldos R., Berkesi M., Hidas K., Yang K., Szabo Cs.** CO₂-SO₂-H₂O fluid inclusions in peridotite xenoliths from Jeju Island (South Korea) // *Abst. ECROFI-XXI*. 2011. P. 112-113.
41. **Kogarko L.N., Kurat G., Ntaflos.** Henrymeyerite in the metasomatized upper mantle of eastern Antarctica // *Can. Miner.* 2007. V. 45. P. 497-501.
42. **Kullerud G., Yund R. A., Moh G. H.** Phase relations in the Cu-Fe-S, Cu-Ni-S, and Fe-Ni-S systems // *Economic Geology*. 1969. Monograph. V. 4. P. 323-343.
43. **Li Y., Keppler H., Audetat A.** Nitrogen speciation in mantle fluids // *Miner. Mag.* 2011. V. 75. P. 1322.
44. **Lorand J.P.** Abundance and distribution of Cu-Fe-Ni sulfides, sulfur, copper and platinum-group elements in orogenic-type spinel lherzolite massifs of Arirge (northeastern Pyrenees, France) // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1989. V. 93. P. 50-64.
45. **Marty B., Zimmermann L.** Volatiles (H, C, N, Ar) in Mid-Ocean ridge basalts: Assessment of shallow-level fractionation and characterization of source composition // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1999. V. 63. P. 3619-3633.
46. **Marty B. and N. Dauphas.** The nitrogen record of crust-mantle interaction and mantle convection from Archean to present // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2003. V. 206. P. 397-410.
47. **Morishita T., Arai S., Gervilla F.** High-pressure aluminous mafic rocks from the Ronda peridotite massif, southern Spain: significance of sapphirine- and corundum-bearing mineral assemblages // *Lithos*. 2001. V. 57. P. 143-161.

48. **Pinter, Zs., Kovacs, I., Berkesi, M., Szabo, Cs., Tene Djoukam J.F., Tchouankoue J.-P., Perucchi, A.** Unique, phlogopite- and amphibole-bearing fluid inclusions in upper mantle xenoliths from Cameroon Volcanic Line // *Abst. ECROFI-XXI*. 2011. P. 158-159.
49. **Rosenbaum J.M., Zindler A., Rubenstone J.L.** **Mantle fluids:** Evidence from fluid inclusions // *Geoch. Cosmoch. Acta*. 1996. V. 60 (17). P. 3229-3252.
50. **Rosse K.M., Bodnar R. J.** Microthermometric and RAMAN spectroscopic detection of CO₂ in fluid inclusions and RAMAN spectroscopic characterization CO₂ // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1995. V. 59. P. 3961-3975.
51. **Rossetti F., Tecce F., Aldega L., Brilli M., Faccenna C.** Deformation and fluid flow during orogeny at the palaeo-Pacific active margin of Gondwana: the Early Palaeozoic Robertson Bay accretionary complex (north Victoria Land, Antarctica) // *J. metamorphic Geol.* 2006. V. 24. P. 33-53.
52. **Sarda Rh., Staudaher Th., Allegre C.J.** ⁴⁰Ar/³⁶Ar in MORB glasses: constraints on atmosphere and mantle evolution // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1985. V. 72. P. 357-375.
53. **Staudaher T., Sarda P., Richardson S.H., Allegre C.J., Sagna I., Dmitriev L.V.** Noble gases in basalt glasses from a Mid-Atlantic Ridge topographic high at 14 N: Geodynamic consequences // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1989. V. 96. P. 119-133.
54. **Sun Q.** The Raman OH stretching bands of liquid water // *Vibrational Spectroscopy*. 2009. V. 51. P. 213-217.
55. **Szabo C., Berkesi M., Hidas K., Guzmics T, R.T. Bodnar R.J., Dubessy J.** Trace element transport by COHS fluids in the deep lithosphere: A fluid inclusion perspective // *Abst. Goldschmidt Conference*. 2010. A1016.
56. **Touret J.** An empirical phase diagram for a part the N₂-CO₂ system at low temperature // *Chem. Geology*. 1982. V. 37. P. 49-58.
57. **Trieloff M., J. Kunz, D.A. Clague, D. Harrison and C.J. Allegre.** The nature of pristine noble gases in mantle plumes // *Science*. 2000. V. 288. P. 1036-1038.
58. **Trull, T., Nadeau, S., Pineau, F., Polve, M., Javoy, M.** C-He systematic in hotspot xenoliths: implications for mantle carbon contents and carbon recycling // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1993. V. 118. P. 43-64.
59. **Verchovsky A. B., Sephton M. A., Wright I. P., Pillinger C. T.** Separation of planetary noble gas carrier from bulk carbon in enstatite chondrites during stepped combustion // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2002. V. 199. P. 243-255.
60. **Zajacz Z., Szabo C.** Origin of sulfide inclusions in cumulate xenoliths from Nograd-Gomor volcanic Field, Pannonian Basin (north Hungary/south Slovakia) // *Chem. Geol.* 2003. V. 194. P. 105-117.

СОЛЕВЫЕ (КАРБОНАТИТОВЫЕ) РАСПЛАВЫ БОЛЬШЕТАГНИНСКОГО МАССИВА, ВОСТОЧНЫЙ САЯН: ДАННЫЕ ИЗУЧЕНИЯ ВКЛЮЧЕНИЙ МИНЕРАЛООБРАЗУЮЩИХ СРЕД

Андреева И.А.

*Институт геологии рудных месторождений, петрографии,
минералогии и геохимии РАН Москва*

Кальцит-флюоритовые и флюоритовые породы нередко ассоциируют наряду с карбонатитами с породами щелочно-ультраосновных комплексов, как родственные карбонатитам. Несмотря на то, что проблема генезиса (магматического или послемагматического метасоматического) карбонатитов активно дискутируется как в отечественной, так и зарубежной литературе на протяжении почти полувека, среди исследователей до сих пор нет единой точки зрения по этому вопросу. Особенно это касается собственно карбонатитов и флюоритовых пород, образованных на поздних стадиях формирования щелочно-карбонатитовых комплексов, генезис которых многими петрологами связывается с метасоматическими или гидротермальными процессами. Обнаружение расплавных включений в минералах вышеназванных пород некоторых карбонатитовых комплексов [1, 2, 3, 7] послужило важным свидетельством в пользу магматической природы этих образований. При этом попытка количественной оценки состава выявленных расплавов предпринята лишь в работах [1, 7]. Очевидно, что этих данных явно недостаточно, и привлечение дополнительного материала по состоянию и составу минералообразующих сред для подобных объектов необходимо для понимания генезиса карбонатитовых комплексов в целом.

В настоящей работе приводятся результаты детального исследования расплавных и сосуществующих с ними кристаллических включений в минералах кальцит-флюоритовых карбонатитов Большетагнинского массива (Восточный Саян), позволившие выявить карбонатитовые расплавы натровой специфики, ответственные за формирование этой породы, и впервые количественно оценить их состав. Следует отметить, что описание расплавных включений во флюорите изученной породы было приведено ранее в работе [2] и включало только визуальную характеристику их агрегатного состояния и определение температур гомогенизации.

Большетагнинский массив расположен в пределах Восточно-Саянской провинции ультраосновных щелочных пород и карбонатитов. Он имеет правильную округлую форму диаметром 4 км и зонально-кольцевое строение, обусловленное последовательным формированием пород:

ийолиты-мельтейгиты, нефелиновые и субщелочные сиениты (микроклиниты), пикритовые порфириты-альнеиты и карбонатиты [4]. Отличительными чертами геологического строения массива являются значительная распространенность в его составе сиенитов и микроклинитов, а также интенсивное развитие флюоритовой минерализации в ходе карбонатитового процесса. На месторождении выделено три типа флюоритовых карбонатитов. К первому типу относятся мелкозернистые кальцитовые карбонатиты, минерализованные мелко- и тонкокristаллическим флюоритом. В их составе отмечается также гематит и апатит. Второй тип представляют собой массивные или полосчатые руды с флюоритом, кальцитом и калиевым полевым шпатом, эгирином. Размер кристаллов флюорита изменяется от долей миллиметра до 1 см. К третьему типу относятся прожилково-вкрапленные руды с флюоритом, размер кристаллов которого достигает от 3 - 4 мм до 1 см и более.

Изученный образец представляет собой крупнозернистую породу, сложенную карбонатом, составляющим ~ 60 % всего объема породы, флюоритом (~ 30 %), калиевым полевым шпатом (не более 5 %), пиритом (~ 2-3 %), баритом (не более 1-2 %) и относится к карбонатитам второго типа. Химический состав изученного образца породы и породообразующих минералов приведен в таблице 1. Карбонат в породе представлен кальцитом. В нем отмечаются повышенные содержания MnO (до 2,3 мас. %) и примесь FeO (до 0,60 мас. %). Нередко наблюдаются структуры распада карбоната с выделением двух фаз (табл. 1, ан. 5 и 6), одна из которых представлена марганцевистым кальцитом, другая – кутногоритом (карбонатом группы доломита), содержащим 38 мас. % CaO, 15 % MnO, 10 % FeO и 5 % MgO. Следует отметить, что кутногорит встречен в минеральном составе карбонатитов Хибинского массива [9], а также в карбонатитах Бразилии [6]. Флюорит содержит примесь SrO (до 0,15 мас. %) и редкоземельных элементов (Ce_2O_3 и La_2O_3), в сумме составляющих до 0,2 мас. %. В химическом составе барита фиксируется до 0,5 мас. % SrO.

Химические составы минералов породы, кристаллических включений, дочерних минеральных фаз в расплавных включениях изучены с помощью электронного микроанализатора “Camebax-Microbeam” при следующих условиях: ускоряющее напряжение 15 кВ, ток 30 нА, развертка зонда в растр 5×5 и 2×2 мкм.

Первичные расплавные и сингенетичные им кристаллические включения были выявлены во флюорите, калиевом полево шпате и пирите флюоритового карбонатита. Среди них определены карбонаты, флюорит, калиевый полевой шпат, эгирин, колумбит и пирит. Химический состав кристаллических включений приведен в таблице 1. Кристаллические включения карбонатов представлены кальцитом, Na-Ca карбонатом и кутногоритом.

Включения кальцита были обнаружены во флюорите и пирите. Они имеют округлую форму и размеры от 30 до 40 мкм. Также как и порообразующий кальцит, кальцит во включениях содержит примеси MnO (до 2,8 мас. %) и FeO (до 1,6 мас. %). При этом в отдельных случаях во включениях кальцита были зафиксированы вроски колумбита. Колумбит в карбонатитах является крайне редкой фазой и замещает, как правило, пироксид. Вместе с тем, в составе карбонатитов Большешетагинского массива он отмечается в качестве акцессорного минерала. По химическому составу колумбит отвечает манганоколумбиту (табл. 1, ан. 14) и содержит до 11 мас. % MnO, 9,5 мас. % FeO и 4,6 мас. % TiO₂. Слишком малые размеры выделений колумбита (не более нескольких микрон) не позволили получить точный анализ этого минерала, в результате чего дефицит в сумме компонентов составляет 15 мас. %.

Включения Na-Ca карбоната, выявленного во флюорите, представляют собой бесцветные идиоморфные кристаллы призматической формы, размером от 20 до 30 мкм (табл. 1, ан. 15). Изученный карбонат содержит в своем составе до 44,6 мас. % CaO, 18 мас. % Na₂O, и 4,5 мас. % F. Кроме того, в нем фиксируются повышенные концентрации MnO (3,7 мас. %) и FeO (до 1 мас. %). Присутствие углерода в этом минерале качественно подтверждено на микрозонде (также как и для всех других обнаруженных карбонатных фаз). Следует отметить, что отнести выявленную фазу к какой-либо известной группе карбонатов не удалось, поэтому условно она названа нами Na-Ca фторкарбонатом. По данным химического анализа рассчитана эмпирическая формула этого минерала: Na_{6,05}(Ca_{8,27}Mn_{0,55}Fe_{0,14})_{8,96}[CO₃]_{7,00}(F_{2,49}OH_{1,51})_{4,00}, расчетная H₂O – 1,31 мас. %, расчетная CO₂ – 29,66 мас. %, сумма компонентов - 101,09 мас. %.

Кутногорит, имеющий формулу Ca(Mn, Mg, Fe)(CO₃)₂, во включениях встречен в калиевом полевоом шпате и характеризуется ромбической формой и размерами 20 - 25 мкм. По составу он близок кутногориту, выявленному в качестве порообразующего минерала.

Кроме карбонатных минералов в минералах флюоритовых карбонатитов зафиксированы также кристаллические включения клинопироксена, калиевого полевого шпата и рудного минерала – во флюорите и флюорита – в калиевом полевоом шпате. Клинопироксен, по составу соответствующий эгирину, наблюдается в виде зеленоватых игольчатых кристаллов, имеющих размеры по удлинению до 60 мкм. Кристаллические включения калиевого полевого шпата имеют призматическую форму и размеры от 30 до 50 мкм. Содержание K₂O в нем достигают 16,5 мас. %. Включения рудного минерала по составу отвечают пириту.

Расплавные включения, установленные во флюорите изученной породы, располагаются азонально, имеют неправильную форму и размеры от 30 до 50 мкм (рис. 1). Включения полностью раскристаллизованы, содержат сильно деформированную газовую фазу и дочерние минералы, среди которых

диагностированы разнообразные карбонатные, фторидные и хлоридные минералы (табл. 2). Карбонаты являются преобладающими фазами в составе расплавных включений и представлены кальцитом, кутногоритом, натровым фторкарбонатом, ньереритом и бербанкитом. Состав дочерних кальцита, кутногорита и натрового фторкарбоната идентичен составу этих минералов, встреченных в числе кристаллических включений.

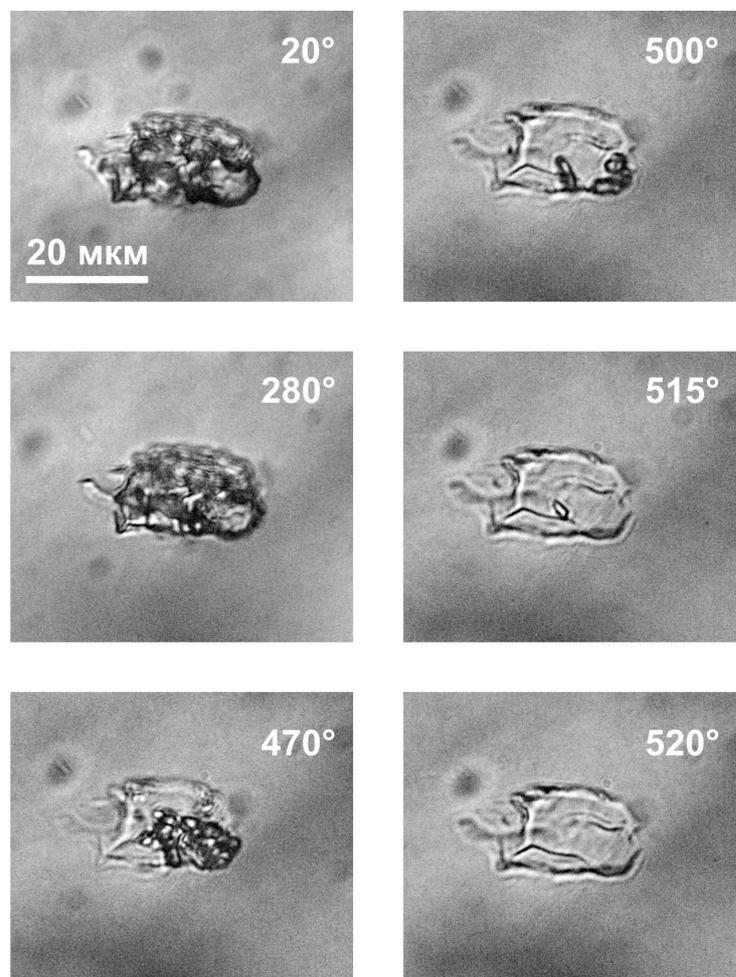


Рис. 1. Поведение солевого включения во флюорите из флюоритовых карбонатитов в ходе термометрического опыта при 1 атм.

Ньерерит (Na-Ca карбонат) и бербанкит (Ba-Sr карбонат) являются довольно редкими карбонатами и в качестве дочерних кристаллических фаз расплавных включений установлены впервые. Ньерерит характеризуется повышенными концентрациями (в мас. %) K_2O – 6, FeO – 1,3 и MnO – 1,3. В составе бербанкита определены высокие содержания SrO, составляющие 12 мас. %, и повышенные концентрации Se_2O_3 – 2 мас. %.

Фторидные минералы в расплавных включениях представлены флюоритом и виллиомитом. Если присутствие флюорита вполне закономерно в числе дочерних минералов расплавных включений в карбонатитах, то виллиомит (фторид натрия) не типичен для подобной

минеральной ассоциации. Отметим, что изученный дочерний флюорит умеренно обогащен SrO (до 0,7 мас. %). Среди хлоридных дочерних минералов включений с помощью микрозонда качественно определены галит (измеренные содержания Na₂O = 45,57 мас. %, Cl = 36,31 мас. %) и сильвин (измеренные содержания K₂O = 52,82 мас. %, Cl = 31,74 мас. %).

В целом, можно отметить, что минеральная ассоциация, выявленная в фазовом составе расплавных включений во флюорите карбонатитов Большетагнинского массива, сходна минеральному составу карбонатитовых лав вулкана Олдоньи-Ленгаи (Танзания). Среди фенокристов и минералов основной массы в лавах Олдоньи-Ленгаи установлены натрово-кальцевые (ньерерит), натровые (грегориит) и бариевые карбонаты, флюорит и сильвин [5].

Термометрические эксперименты с расплавными включениями проводились в термокамере с визуальным контролем (Linkam TS 1500). Первые признаки плавления кристаллических фаз наблюдались при 280 °С, при этом газовый пузырек приобретал правильную шарообразную форму. При температуре 500 °С включения содержали расплав и одну или две реликтовые кристаллические фазы. Полная гомогенизация включений в солевой расплав наступала при температуре 520 - 525 °С. При последующем охлаждении расплав полностью раскристаллизовывался и представлял собой микрозернистый агрегат закалочных кристаллов. На рис. 1 иллюстрируются фазовые превращения в расплавном включении во флюорите с повышением температуры.

Анализ химического состава гомогенизированных расплавных включений во флюорите (включения анализировались сканированием по всей площади) позволил оценить состав солевого расплава (табл. 2), ответственного за образование флюоритового карбонатита. Расплав характеризуется крайне высокими концентрациями Na₂O (до 22 мас. %) при содержании CaO до 10 мас. %, а также повышенными содержаниями FeO (до 7 мас. %), MnO (до 4 - 5 мас. %), K₂O (3 - 8 мас. %), SrO (0,6 - 0,8 мас. %), BaO (до 0,6 мас. %), F и Cl. До этого, натровые карбонатитовые расплавы были зафиксированы лишь однажды во включениях в мелилите из мелитолитов щелочно-ультраосновного комплекса Гардинер (Восточная Гренландия) [8]. Кроме того, следует отметить, что микрозондовый анализ включений осуществлялся в два этапа. Сначала измерялись главные петрогенные компоненты, а также BaO, SrO, S и Cl, а затем элементы-примеси (F и редкоземельные элементы). Учитывая, что присутствующие во включениях минеральные фазы неустойчивы под действием электронного пучка и практически полностью выгорают в процессе микрозондового анализа, а, следовательно, возможны потери в содержаниях при определении

F, Ce, La, а также Cl, мы проанализировали ряд включений только на эти элементы (табл. 2, ан.12). В результате, было установлено, что изученные солевые расплавы существенно обогащены в отношении элементов-примесей. Так, концентрации F в них достигают 1,65 мас. %, Ce_2O_3 – 1,3 мас. % и Cl – до 1 мас. %, что вполне согласуется с данными изучения дочерних минералов расплавных включений, включающими хлориды, фториды и редкоземельный Ba-Sr карбонат.

Изученные карбонатитовые расплавы обнаруживают несомненное сходство с химическими составами карбонатитовых лав вулкана Олдоньи-Ленгаи в Танзании (табл. 2). Вместе с тем, обращает на себя внимание более низкая сумма компонентов (без учета CO_2) проанализированных расплавных включений (табл. 2, ан. 9 - 11) по сравнению с суммой компонентов в химическом составе лавы Олдоньи-Ленгаи (табл. 2, ан. 13 - 14), что, возможно, связано с частичной потерей натрия в процессе микрозондового анализа. На близость в физико-химическом отношении выявленных расплавов карбонатитовым лавам вулкана Олдоньи-Ленгаи указывают также и температуры гомогенизации (520 - 525 °C) расплавных включений во флюорите изученной породы (температура магмы вулкана Олдоньи-Ленгаи, измеренная во время извержения 1988 г., соответствует 544 °C) [5].

Таким образом, проведенные детальные исследования расплавных включений во флюорите из флюоритовых карбонатитов Большетагнинского массива показали, что образование этой породы осуществлялось из карбонатитового расплава натровой спецификации, значительно обогащенного Mn, Fe, Ba, Sr, Ce, F и Cl, а также позволили выявить их сходство по физико-химическим параметрам с лавами вулкана Олдоньи-Ленгаи. Различие химического состава пород и магм, из которых эти породы образовались, в первую очередь по содержаниям CaO и Na_2O , может объясняться тем, что на поздних стадиях кристаллизации магм, натровые карбонаты и хлориды не устойчивы и уходят с флюидной фазой. Натровые фазы могли быть и выщелочены водой из породы, но это менее вероятно, так как в породе должны были бы остаться пустоты от этих минералов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Андреева И.А., Наумов В.Б., Коваленко В.И. и др. Фторидно-сульфатные и хлоридно-сульфатные солевые расплавы карбонатитсодержащего комплекса Мушугай-Худук, Южная Монголия // Петрология. 1998. Т. 6. № 3. С. 307-315.
2. Пузанов Л.С. О происхождении флюоритовой минерализации в карбонатитах Большетагнинского массива (Восточные Саяны) // ДАН. 1977. Т. 233. № 3. С. 463-466.
3. Соловова И.П., Рябчиков И.Д., Когарко Л.Н. и др. Изучение включений в минералах карбонатитового комплекса Палабора (Ю. Африка) // Геохимия. 1998. № 5. С. 435-447.

4. **Фролов А.А., Белов С.В.** Комплексные карбонатитовые месторождения Зиминского рудного района (Восточный Саян, Россия) // Геология рудных месторождений. 1999. Т. 41. № 2. С. 109-130.
5. **Bell K., Keller J.** Carbonatite volcanism Oldoinyo Lengai and the petrogenesis of Natrocarbonatites. Springer-Verlag Berlin Heidelberg. 1995. 210 p.
6. **Gomes C.B., Rubert E., Morbidelli L.** Carbonatite complexes from Brazil: a review @3 J. of South America Earth Sciences // J. of South America Earth Sciences. 1990. V. 3. № 1. P. 51-63.
7. **Nesbitt B.E., Kelly W.C.** Magmatic and hydrothermal inclusions in carbonatite of the Magnet Cove Complex, Arkansas // Contrib. Mineral. Petrol. 1977. V. 63. P. 271-294.
8. **Nielsen T.F.D., Solovova I.P., Veksler I.V.** Parental melts of melilitolite and origin of alkaline carbonatite: evidence from crystallised melt inclusions, Gardiner complex // Contrib. Mineral. Petrol. 1997. V. 126. P. 341-344.
9. **Sindern S., Zaitzev A., Demeny A. et.al.** Mineralogy and geochemistry of silicate dyke rocks associated with carbonatites from the Khibina complex (Kola, Russia) - isotope constraints on genesis and small-scale mantle sources // Mineralogy and Petrologa. 2004. V. 80. P. 215-239.

ПРОИСХОЖДЕНИЕ МАНТИЙНЫХ КСЕНОЛИТОВ С ЗЕЛЁНЫМ ГРАНАТОМ ИЗ КИМБЕРЛИТОВ (ДАЙКА НЬЮЛЕНДС, ЮЖНАЯ АФРИКА И ТРУБКА НЮРБИНСКАЯ, ЯКУТИЯ)

С.М. Саблуков¹, Л.И. Саблукова¹, Ю.Б. Стегницкий², М.А. Карпенко³

¹ ИИПК «РУСГЕО», Москва, Россия; ² НИГПАК «АЛРОСА», Мирный, Россия;
³ Нюрбинский ГОК АК «АЛРОСА», Мирный, Россия;

Находки совершенно свежих образцов мантийных пород с зелёными гранатами в кимберлитах дайки Ньюлендс и отдельных зёрен зелёных гранатов в кимберлитах и россыпи трубки Нюрбинская, а также сопоставление и впервые проведённое комплексное изучение этих образцов с применением высокоточных изотопно-геохимических методов, позволили более обоснованно оценивать происхождение этих экзотических мантийных «верлитов». Ксенолиты пород с зелёным гранатом из кимберлитов характеризуются очень непостоянным модальным составом: от существенно гранатовых пород, до почти монооливиновых пород с единичными мелкими включениями граната и «хромитовых руд»; клинопироксен в этих ксенолитах крайне редок. Структуры пород с зелёным гранатом весьма изменчивы – аллотриоморфные, пойкилитовые, иногда приближающиеся к панидиоморфным. Текстуры пород также разнообразны: массивные, шлировые, параллельно-полосчатые. Для выделений зелёного граната отмечается и субидиоморфная, и неправильная форма, зональное расположение включений других минералов, а также неоднородность состава его зёрен, которая иногда имеет чётко зональное строение. При однотипном в целом химическом составе и близком содержании макрокомпонентов, для зелёных гранатов характерно резко повышенное содержание лёгких и средних РЗЭ, а также Sc, при этом содержание титана в гранатах разных образцов может различаться в 20 раз, а циркония – даже в 80 раз (!), достигая очень высоких величин (от 0,09 до 1,75 % TiO₂ и от 13 до 1042 ppm Zr). Изотопный состав кислорода в зелёных гранатах ($\delta^{18}\text{O} = 4,05 - 4,25 \text{ ‰}$) и оливине ($\delta^{18}\text{O} = 4,91 \text{ ‰}$) резко отличается от мантийных величин. По этим показателям образцы с зелёными гранатами из кимберлитов близки расслоенным габбро из офиолитовых комплексов. Возраст образования пород с зелёным гранатом относительно молодой, вероятно мезопротерозойский (при $T_{\text{NdDM}} = 1,78$ млрд. лет), что вряд ли может быть типично для «обычных» пород мантийного субстрата. Для пород с зелёным гранатом характерен неравновесный характер парагенезиса ol+sp+grt и образование на умеренных глубинах мантии (80 - 90 км) в условиях высокого теплового потока (52 - 55 mW/m²), возможно, в связи с процессами плюмообразования. По особенностям строения и вещественного состава породы с зелёным гранатом из кимберлитов не являются «верлитами», а возможно представляют собой метасоматические образования типа уваровит-хромитовых жил или шлиров на умеренных глубинах верхней мантии –

подобно уваровит-хромитовым жилам или шлирам метасоматического происхождения в коровых серпентинитах.

ВВЕДЕНИЕ

Зелёные гранаты очень редко встречаются в концентратах алмазоносных кимберлитовых тел: Якутии (трубки Удачная, Сытыканская, Дальняя, Мир, Интернациональная, Айхал, Зимняя и др.); Южной Африки (дайки Ньюлендс и Беллсбанк, трубки Премьер, Бултфонтейн, Кампферстдам и др.); Венесуэлы (силлы Гуаньямо); Канады (кимберлиты поля Mud Lake, Слейв кратон) [2, 14, 20, 34, 37, 38].

Зелёные (изумрудно-зелёные) гранаты в кимберлитах имеют очень яркий, совершенно необычный, неестественный, почти неправдоподобный облик на общем обычном фоне широко распространённых фиолетовых, малиновых, красных и оранжевых гранатов, и поэтому всегда привлекали к себе повышенное внимание и интерес. Редкость находок и необычность внешнего облика не могли не отразиться и на мнениях о происхождении зелёных гранатов в кимберлитах: гипотезы происхождения таких экзотических образований как зелёные гранаты, также весьма необычны и экзотичны. «Специфичность их состава заставляет предполагать их особый генезис, остающийся до сих пор дискуссионным» [7].

Clarke и Carswell [20] обнаружили макрокристы зелёных гранатов в кимберлитах дайки Ньюлендс во время полевой геологической экскурсии на 1-ой Международной Кимберлитовой Конференции (1973 г., Кейптаун) и предложили 4 модели формирования таких гранатов на больших глубинах:

1). Зеленые гранаты - часть "нормальных", то есть по существу неистощённых мантийных перидотитов больших глубин, где пироксены растворяются в гранатовом твёрдом растворе (вероятно > 350 км).

2). Зеленые гранаты могли формироваться в тугоплавком остатке при частичном плавлении на глубине >350 км.

3). Зеленые гранаты - это продукты фракционной кристаллизации магмы (не обязательно кимберлитовой), образованной при частичном плавлении мантийных перидотитов на глубине >250 км.

4). Зеленые гранаты могут быть продуктами дробления ксенолитов гранатовых верлитов, образованных при субсолидусной перекристаллизации первичных шпинелевых верлитов (продуктов фракционной кристаллизации магмы на глубине >200 км). При этом происходит реакция: диопсид + Cr-шпинель = уваровит + оливин.

Clarke и Carswell [20] считают наиболее вероятной 4-ю гипотезу происхождения зелёных гранатов из кимберлитов, поскольку: 1 - железистость зелёных гранатов слишком высока, чтобы они могли быть ликвидусной фазой первичного расплава; 2 - Cr-шпинели очень часты в алмазах, и Cr-шпинель скорее, чем хромовый гранат будет ликвидусной фазой при высоких давлениях; 3 - оба уваровитсодержащих ксенолита из

Якутии содержат хромовую шпинель [37]; 4 - наблюдаемая ассоциация уваровитовых гранатов с верлитовыми нодулями, а кноррингитовых гранатов с лерцолитовыми или гарцбургитовыми нодулями согласуется с реакцией субсолидусной перекристаллизации шпинелевых верлитов ($2\text{Crpx} + \text{Crsp} = \text{Uvar} + \text{Ol}$) и шпинелевых лерцолитов ($4\text{Opx} + \text{Crsp} = \text{Knorr} + \text{Ol}$), соответственно.

М. Копылова и др. [7], описывая микроскопические (3×40 мкм) ламели высококальциевого граната в клинопироксенах и ортопироксенах из глубинных включений трубки Обнажённая, также останавливается на 4-й модели образования зелёных гранатов в кимберлитах по [20]: «...высокоуваровитые гранаты из кимберлитов и ксенолитов в них возникли при субсолидусном распаде хромистых клинопироксенов в высокобарных условиях. Дальнейшая перекристаллизация создала более крупные зёрна уваровитов».

А.Д. Харькив [14] также считал, что «...ксенолиты верлитового парагенезиса принадлежат к *особо глубинным породам мантии* (выделено нами, С.М.С.), которые в процессе транспортировки вверх могли быть подвергнуты интенсивной дезинтеграции, а зелёный гранат, являясь наиболее трудно разрушаемой частью этих пород, сохранился». В то же время отмечается и возможность «...кристаллизации значительной части зелёного граната из расплава в один из этапов его глубинной эволюции» [15].

С другой стороны предполагалось также [38], что кимберлитовые зеленые гранаты, возможно, образовались в процессах субдукции и прогрессивного метаморфизма уваровитсодержащих коровых серпентинитов.

Все модели образования зелёных гранатов разрабатывались на основе изучения отдельных зёрен, поскольку ксенолиты пород с зелёными гранатами встречаются в кимберлитах крайне редко [14] и обычно сильно изменены. Поэтому большой интерес представляет изучение совершенно свежих ксенолитов «перидотитов» с зелёным гранатом из дайки Ньюлендс (ЮАР), обнаруженных нами во время полевой геологической экскурсии на 7-ой, юбилейной Международной Кимберлитовой Конференции (1998 г., Кейптаун), а также изучение минеральных сростков и отдельных зёрен зелёных гранатов из кимберлитов нового района - Накынского поля Якутии.

«Один хороший образец лучше десятка гипотез» - Э. Эхельсон.

ОБЪЕКТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ И АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

2 ксенолита «перидотита» с зелёным гранатом, а также отдельный макрокристал зелёного граната обнаружены нами “in situ” в кимберлитах дайки Ньюлендс. Кроме того, ещё один ксенолит «перидотита» с зелёным гранатом обнаружен при осмотре под биноклем рядовых образцов кимберлитов дайки Ньюлендс в камеральных условиях (что может указывать на сравнительно широкое распространение зелёных гранатов в этой дайке).

В кимберлитах и россыпи трубки Нюрбинская (Накынское поле, Якутия) зелёные гранаты обнаружены пока только при изучении минерального состава протолочных проб. В пробах кимберлитов обнаружено 1 зерно граната размером 0,3 мм, в пробах из терригенных отложений россыпи обнаружено 4 зерна зелёных граната размером 0,7 - 2,0 мм, в том числе 1 сросток $gar+sp$ (3 зерна граната были обнаружены нами при просмотре отобранных ЦАЛ БГРЭ монофракций хромдиопсида из концентратов и 1 зерно – при изучении протолочных проб). Кроме того, 9 мелких (0,15 - 0,3 мм) осколков зёрен зелёных гранатов было обнаружено при изучении минерального состава общих отвальных пород («хвостов» обогащения) кимберлитов и россыпи.

Комплексное изучение образцов с зелёными гранатами включало в себя макроописание и изучение образцов и минералов с помощью бинокля, изучение химического состава минералов и микроэлементного состава гранатов, а также определение Sm-Nd и Rb-Sr изотопных характеристик образцов пород и изотопии кислорода граната и оливина.

Макроописание образцов пород и минералов проводилось визуально с помощью бинокля МБС-10, NIKON SMZ1500 и поляризационного микроскопа NIKON ECLIPSE E600 POL. Макрофотографирование образцов проводилось цифровым фотоаппаратом PENTAX Optio 550, микрофотографирование образцов пород и минералов проводилось с помощью бинокля NIKON SMZ1500 и цифровой камеры NIKON DIGITAL SIGHT DS-L1. Всего изучено 4 образца «перидотитов» (3 образца с зелёным гранатом и один образец «обычного» неизменённого гранатового лерцолита для сравнения), а также 15 отдельных зёрен зелёных гранатов. Рентгеноспектральный микроанализ минералов (25 ан.) проводился в лаборатории «Гинцветмет», на приборе "Camebax SX-50" при ускоряющем напряжении 20 kV, токе 15-20 nA. Sm-Nd и Rb-Sr изотопные характеристики образцов пород (1 ан.) определялись на масс-спектрометре Finnigan MAT-261 в Лаборатории ИГГД РАН (Санкт-Петербург). Изучение микроэлементного состава гранатов (8 анализов) проводилось в Центре Изотопных Исследований (ЦИИ) ФГУП ВСЕГЕИ (Санкт-Петербург). Метод – LA-ICPMS, система лазерной абляции (лазерного пробоотбора) DUV-193, с эксимерным лазером COMPEX-102, масс-спектрометр Element-II. Диаметр пучка ~ 200 микрон, частота следования импульсов лазера 10 Герц. Определение изотопии кислорода гранатов (3 анализа) и оливинов (2 анализа) проводилось методом фторирования на масс-спектрометре DELTAplus. Определение TP-параметров образования минеральных парагенезисов проводилось с помощью программы PT-Quick.

ВНЕШНИЙ ОБЛИК И МИНЕРАЛОГИЯ

Зелёные гранаты из дайки Ньюлендс

Кимберлитовая дайка Ньюлендс (Newlands) расположена в 60 км к северо-западу от г. Кимберли, Капская провинция, ЮАР. «Дайка» Ньюлендс образована серией кимберлитовых жил протяжённостью 600 м с пятью небольшими раздувами диаметром 15 - 40 м. Кимберлиты дайки Ньюлендс относятся к безильменитовым кимберлитам группы 2 Южной Африки [36]. Породы дайки Ньюлендс весьма разнообразны по внешнему облику и структурным особенностям, нами были изучены две разновидности.

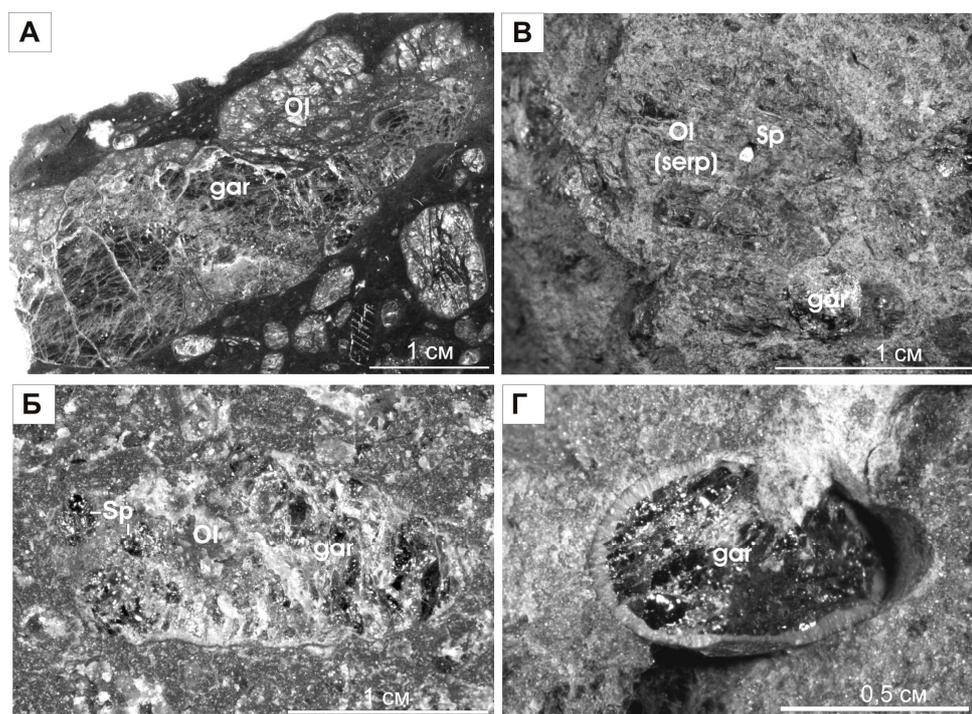


Рис. 1. Образцы с зелёным гранатом из кимберлитов дайки Ньюлендс, ЮАР.

А – ксенолит «перидотита», обр. НЛ-11; Б - ксенолит «перидотита», обр. НЛ-21; В - ксенолит «перидотита», обр. НЛ-41; Г – макрокристал зелёного граната, обр. НЛ-31.

кимберлитовых пород дайки. 1) Лава кимберлитов крупнопорфировой структуры («порфировый кимберлит» по [8]) чёрного цвета, необычно свежего облика, с почти неизменённым оливином, в этой породе были встречены образцы «перидотитов» с зелёным гранатом (обр. НЛ-11 и обр. НЛ-21). Из этой же породы был отобран изученный для сравнения образец «обычного» неизменённого гранатового лерцолита – обр. НЛ-51. 2).

Сильноизменённая, карбонатизированная ксенолава крупнопорфировых кимберлитов («ксенолитовая эруптивная брекчия кимберлитов» по [8]) светло-коричневого цвета с существенно флогопитовой основной массой и полностью изменённым оливином, в этой породе был встречен образец «перидотита» с зелёным гранатом (обр. НЛ-41) и отдельный макрокристал

зелёного граната (обр. НЛ-31).

Ксенолиты «перидотитов» имеют неправильную, неправильно-сглаженную форму и сходный модалльный состав: они состоят из оливина, зелёного граната и хромшпинелида (клинопироксен или псевдоморфозы по клинопироксену ни в одном образце не встречены). Структура пород преимущественно среднекристаллическая (размер зёрен 2 - 4 мм), текстура такситовая или шлировая. Ксенолиты «перидотитов» изменены в соответствии со степенью изменения вмещающих кимберлитов

Наиболее интересен ксенолит НЛ-11 (рис. 1 А), он имеет размер 4,5 × 1,7 см и образован крупными выделениями изумрудно-зелёного граната, совершенно свежего, прозрачного оливина и мелкими изометричными включениями хромшпинелида (в том числе в гранате): $gar(70)+ol(28)+sp(2)$. В этом образце отмечается присутствие секущих жил (мощностью 2 мм) явно метасоматического происхождения, образованных тонкокристаллическим агрегатом $gar+phlog+sp$.

Образец НЛ-21 (рис. 1 Б) имеет размер 1,7 × 0,7 см, он образован крупными выделениями изумрудно-зелёного граната, в значительной степени серпентинизированного, прозрачного оливина и изометричными выделениями хромшпинелида: $gar(50)+ol(30)+sp(20)$.

Образец НЛ-41 (рис. 1 В) имеет размер 1,7 × 1,5 см, он образован полностью серпентинизированным оливином с крупным изометричным включением изумрудно-зелёного граната и единичными включениями мелких октаэдров хромшпинелида (сохранился только отпечаток граней октаэдра): $gar(8)+ol(82)+sp(0,2)$. Отличительной особенностью породы этого образца является панидиоморфнозернистая среднекристаллическая структура со спрямлёнными контурами отдельных минеральных зёрен.

Макрокристалл зелёного граната (обр. НЛ-31, рис. 1Г) размером 0,7 × 0,5 см имеет монокристаллическое строение и окружён с поверхности тонкой (0,5 мм) бледно-зелёной келифитовой каймой, образованной (судя по составу) поперечно-лучистым агрегатом амфибола и флогопита.

Состав граната изученных образцов из дайки Ньюлендс довольно постоянный (табл. 1, рис. 3, 4), гранаты характеризуются высоким содержанием Cr_2O_3 (10,94 - 11,99 %), при пониженном содержании TiO_2 (0,24 - 0,52 %) и FeO_t (3,73 - 5,33 %). Содержание CaO (19,52 - 24,94 %) наиболее изменчиво и находится в обратной зависимости от MgO (10,20 - 6,66 %). Доля уваровитового компонента колеблется в пределах 33,2 - 36,7 %; гроссулярового компонента 13,3 - 26,1 %; пиропового компонента 25,6 - 38,9 %.

Состав хромшпинелида также однотипный, он характеризуется высоким содержанием Cr_2O_3 (53,45 - 55,36 %) и пониженным TiO_2 (0,47 - 0,57 %).

Оливин высокомагнезиальный ($Fo_{93,6}$ - $Fo_{94,6}$), но отмечается повышенное содержание CaO (0,08 - 0,09 %), что выше, чем у оливинов из перидотитов глубинного происхождения и возможно связано с общим

высоким содержанием кальция в системе. При этом у оливина из «обычного» гранатового перидотита дайки Ньюлендс содержание CaO (0,03 %) типичное для оливинов глубинного происхождения и несколько меньшая магнезиальность (Fo_{92,9}).

Таблица 1.

Химический состав (масс. %) и изотопный состав кислорода зелёных гранатов из дайки Ньюлендс.

Образец	НЛ-11			НЛ-21			НЛ-31		НЛ-41	НЛ-51
	Grt	Sp	Ol	Grt	Sp	Ol	Grt	Kel	Grt	Ol
Минерал	Grt	Sp	Ol	Grt	Sp	Ol	Grt	Kel	Grt	Ol
SiO₂	38,47	-	40,85	38,48	-	40,65	38,85	35,33	38,85	40,82
TiO₂	0,52	0,47	0,00	0,48	0,57	0,00	0,24	0,42	0,45	0,04
Al₂O₃	12,37	14,59	0,02	12,57	13,24	0,06	13,94	12,09	12,98	0,00
Cr₂O₃	11,99	55,36	0,03	11,76	53,45	0,06	10,94	6,27	11,88	0,00
FeO	3,73	14,75	5,81	5,15	18,98	6,61	4,90	7,71	5,33	7,27
MnO	0,22	0,23	0,08	0,25	0,3	0,07	0,29	0,12	0,47	0,10
MgO	6,66	14,15	51,78	8,02	13,10	50,84	10,20	22,45	9,49	50,85
CaO	24,94	-	0,09	22,79	-	0,08	19,52	2,38	19,61	0,03
Na₂O	0,03	-	0,05	0,00	-	0,09	0,00	0,03	0,00	0,04
K₂O	-	-	-	-	-	-	-	6,31	-	-
NiO	-	-	0,48	-	-	0,37	-	-	-	0,46
Total	98,93	99,55	99,19	99,50	99,64	98,83	98,88	93,11	99,06	99,61
Fo, %	-	-	94,6	-	-	93,6	-	-	-	92,9
Uvar, %	36,7	-	-	35,9	-	-	33,2	-	36,0	-
δ¹⁸O, ‰	4,20	-	4,91	4,25	-	-	-	-	4,05	5,11

По данным ранее проведённых работ [20] в дайке Ньюлендс было обнаружено 5 макрокристов зелёного граната размером до 1 см (в том числе сросток двух зёрен). Состав этих гранатов в целом сходен с составом гранатов дайки Ньюлендс, изученных нами: содержание TiO₂ 0,40 - 0,52 %, доля уваровитового компонента колеблется в пределах 30,2 - 43,4 %; гроссулярового компонента 10,1 - 31,5 %; пиропового компонента 24,0 - 37,7 %. При этом лишь один образец, представленный сростком двух зёрен граната (с резким неровным контактом между зёрнами) имеет в целом гораздо более высокое содержание TiO₂ и неоднородное строение одного из зёрен, так что в зёрнах этого сростка резко колеблется содержание многих компонентов: TiO₂ (1,04 - 1,27 %), MgO (6,36 - 10,13 %), CaO (25,94 - 19,18 %). Это может указывать на нестабильные условия образования гранатов этого сростка.

ЗЕЛЁНЫЕ ГРАНАТЫ ИЗ ТРУБКИ И РОССЫПИ НЮРБИНСКАЯ

Трубка Нюрбинская расположена в Накынском поле Средне-Мархинского района Якутской алмазоносной провинции [4, 5, 13, 19], в

трёхстах километрах к северо-востоку от города Мирный. Трубка сложена своеобразными безильменитовыми кимберлитами, по особенностям вещественного состава имеющими частичное сходство и с кимберлитами группы 1, и с кимберлитами группы 2 Южной Африки [36]. Трубка Нюрбинская сопровождается россыпью ближнего сноса, при этом продуктивными и потенциально продуктивными отложениями россыпи являются породы 4-х стратиграфических подразделений (снизу вверх): образования коры выветривания (T_{2-3}), дяхтарская толща (T_3-J_{1dh}), укугутская свита (J_{1uk}), тюнговская свита (J_{1tn}).

В породах самой кимберлитовой трубки (туффизитах кимберлитов 3-ей фазы внедрения), нами обнаружено всего одно мелкое зерно изумрудно-зелёного граната (одно - в 28 протолочных пробах!). Зерно граната имеет размер 0,3 мм и представлено протообломком неправильной, угловатой формы (рис. 2).

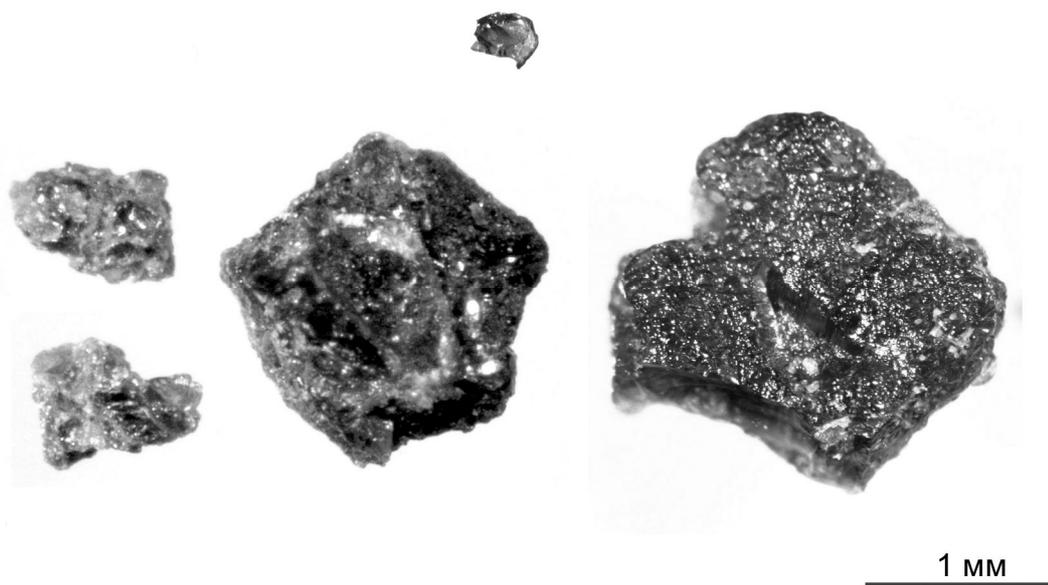


Рис 2. Зёрна зелёных гранатов из кимберлитов и россыпи трубки Нюрбинская, Накынское поле, Якутия.

Вверху – гранат из кимберлитов трубки Нюрбинская. Внизу - зелёные гранаты из россыпи Нюрбинская, в центре – сросток “garnet + chrome spinel”

В россыпи трубки Нюрбинская на сегодняшний день обнаружено 4 зерна зелёных гранатов размером 0,7 - 2,2 мм, в том числе 1 сросток gar+sp. 3 зерна граната из россыпи совершенно не окатаны, имеют неправильную, оскольчатую форму с неровными краями, замещены по трещинам светло-коричневым микрочешуйчатым агрегатом вторичных минералов (рис. 2, внизу слева). Одно зерно граната из пород тюнговской свиты (J_{1tn}), два зерна – из пород укугутской свиты нижней Юры (J_{1uk}). Эти зёрна граната, в том числе 1 сросток gar+sp, вероятно представляют собой микрофрагменты мантийных ксенолитов. Одно (самое крупное) зерно граната неправильной

формы обнаружено в отложениях дяхтарской толщи (T_3-J_{1dh}). Это зерно также не окатано, но имеет монолитное строение, признаки дислокационного типа гипергенного растворения поверхности и представляет собой, вероятно, фрагмент макрокристалла граната, прошедшего кору выветривания кимберлитов (рис. 2, внизу справа). 9 мелких (0,2 - 0,3 мм), неокатанных осколков зёрен изумрудно-зелёных гранатов было обнаружено при изучении отвальных пород – общих «хвостов» обогащения кимберлитов и россыпи.

Химический состав изученных гранатов вполне обычный и довольно постоянный (табл. 2, рис. 3, 4), гранаты характеризуются высоким содержанием Cr_2O_3 (7,49 - 14,17 %) и повышенным FeO (5,40 - 8,10 %). Содержание CaO (17,34 - 22,87 %) наиболее изменчиво и находится в обратной зависимости от MgO (11,21 - 7,56 %). Доля уваровитового компонента колеблется в пределах 22,3 - 43,8 %; гроссулярового компонента 0 - 21,2 %; пиропового компонента 28,7 - 43,1 %. Однако для большинства гранатов характерно более высокое, не встречавшееся ранее в подобных гранатах, содержание TiO_2 - в среднем 1,38 % (от 1,05 до 1,75 %). Лишь в одном гранате из сростка с хромшпинелидом содержание TiO_2 «нормально» пониженное (0,35 %) и аналогично содержанию TiO_2 в зелёных гранатах из дайки Ньюлендс. Состав хромшпинелида из этого сростка характеризуется таким же пониженным содержанием TiO_2 (0,35 %) и низким содержанием Cr_2O_3 (36,71 %). Кроме того, в одном гранате из дяхтарской толщи россыпи содержание TiO_2 крайне низкое (0,09 %) при пониженном содержании Cr_2O_3 (7,49 %), повышенном содержании Al_2O_3 (16,63 %) и очень высокой доле гроссулярового компонента (21,2 %).

По данным ранее проведённых работ в кимберлитах Накынского поля (трубках Нюрбинская, Ботуобинская, Майская, теле Мархинском и дотрубочной дайке) зелёные гранаты ранее обнаружены не были [5, 12 и многие другие работы]. При этом В.П. Корнилова и др. [6], описывая гранаты Накынского поля отмечают: «Среди проанализированных гранатов, как из трубочных, так и жильных тел полностью отсутствуют гранаты, соответствующие по классификации Доусона-Стефенса [21] гранатам 7 и 8 групп с высоким содержанием гроссулярового минала». По их же данным: «...на участке Ханинский отмечено 1 зерно граната 7 группы (*зелёного граната* – С.М.С.), которые отсутствуют в выборках известных тел поля» - без привязки к конкретной площади, возрасту и типу опробованных отложений. Состав этого граната в целом близок составу низкотитанистого граната из сростка с хромшпинелидом из дяхтарской толщи россыпи Нюрбинская.

В целом, изученные нами гранаты из кимберлитов дайки Ньюлендс, кимберлитов и россыпи трубки Нюрбинская, по особенностям химического состава образуют вполне обособленную совокупность (гранаты группы 7 по [21]) с долей суммы уваровитового и гроссулярового компонента в среднем

Таблица 2.
Химический состав (мас. %) и изотопный состав кислорода зелёных гранатов из трубки и россыпи Нюрбинская.

Тело	Россыпь			Кимбер-литы	Пробы из огвальных пород (хвостов) кимберлитов и россыпи											
	36/420-7	24/340-6	12/300-3		080/480-14.2	26/510-439	3/6,0-1	3/7,5-1	3/7,5-2	3/7,5-3	3/7,5-4	5/1,0-1	5/1,0-2	5/1,0-3	5/5,0-1	
Минерал	Grt	Sp	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt
SiO ₂	38,8	-	38,66	39,73	37,15	37,70	38,83	38,06	37,71	38,77	38,07	38,52	38,24	37,95		
TiO ₂	0,35	0,35	1,46	0,09	1,75	1,45	1,16	1,39	1,40	1,04	1,67	1,24	1,31	1,05		
Al ₂ O ₃	14,68	29,9	12,58	16,63	9,96	11,78	11,41	11,30	10,34	13,25	10,65	11,66	10,17	13,64		
Cr ₂ O ₃	9,63	36,7	11,25	7,49	13,72	11,29	13,44	13,30	14,17	11,18	12,91	12,42	13,77	10,58		
FeO	7,05	18,9	6,18	6,69	5,63	8,10	5,89	6,10	5,67	7,61	5,40	6,37	5,72	7,70		
MnO	0,46	0,47	0,49	0,41	0,41	0,54	0,47	0,45	0,43	0,48	0,37	0,43	0,37	0,51		
MgO	10,17	13,2	10,07	10,78	7,68	7,92	10,31	10,10	8,09	11,21	7,99	9,04	7,56	9,85		
CaO	18,06	-	18,67	17,34	22,87	20,57	17,75	18,32	21,57	16,20	21,93	19,50	22,31	18,00		
Na ₂ O	0,04	-	0,03	0,00	0,05	0,00	0,00	0,15	0,11	0,03	0,00	0,15	0,00	0,00		
Сумма	99,24	99,5	99,39	99,16	99,22	99,35	99,26	99,17	99,49	99,77	98,99	99,33	99,45	99,28		
Uvar, %	29,34	-	33,64	22,3	42,5	34,5	40,2	37,6	43,8	33,6	38,9	37,9	41,6	32,4		

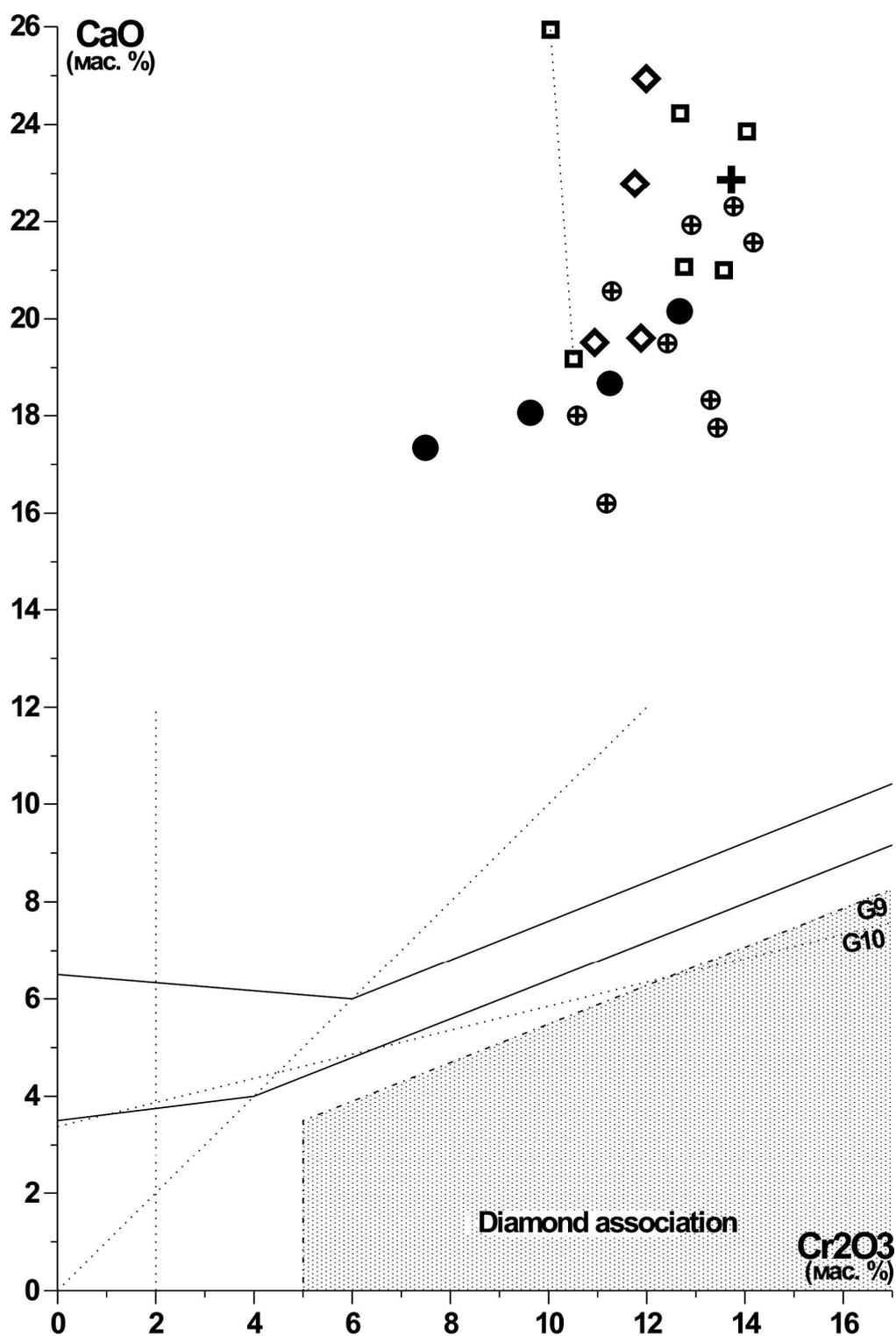


Рис 3. Особенности химического состава гранатов дайки Ньюлендс, трубки и россыпи Нюрбинская на диаграмме [10].

Условные обозначения: дайка Ньюлендс: 1 – наши данные, 2 – данные [20]; трубка Нюрбинская: 3 – кимберлиты, 4 - россыпь, 5 – совместные отвалы породы («хвосты» обогащения) кимберлитов и россыпи.

44,2 % (35,8 - 62,8), при доле пиропового компонента в среднем 35,8 % (25,6 - 43,7 %). Эта совокупность характеризуется внутренней неоднородностью, проявляющейся наиболее отчётливо по содержанию титана - от 0,09 % до 1,75 % TiO_2 , с преобладанием в трубке и россыпи Ньюбинская высокотитанистых граностей (при максимальном разнообразии состава гранатов в целом), а в дайке Ньюлендс – умереннотитанистых граностей зелёных гранатов.

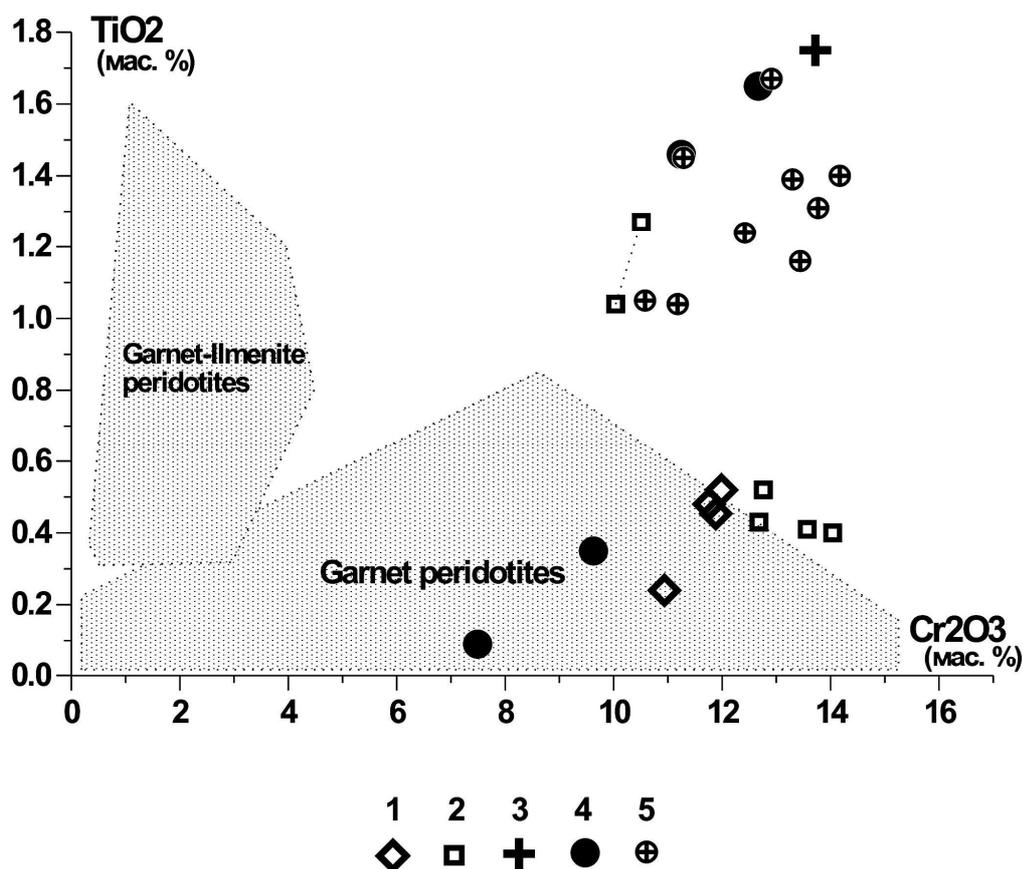


Рис 4. Особенности химического состава гранатов дайки Ньюлендс, трубки и россыпи Ньюбинская в координатах $Cr_2O_3 - TiO_2$

Условные обозначения: дайка Ньюлендс: 1 – наши данные, 2 – данные [20]; трубка Ньюбинская: 3 – кимберлиты, 4 - россыпь, 5 – совместные отвальные породы («хвосты» обогащения) кимберлитов и россыпи.

Судя по опубликованным данным состава зелёных гранатов из кимберлитов разных провинций Мира [14, 34, 37, 38], среди них резко преобладают зёрна умереннотитанистых гранатов (0,3 - 0,7 % TiO_2), реже отмечаются низкотитанистые гранаты (0,1 - 0,3 % TiO_2), а высокотитанистые гранаты, преобладающие в трубке Ньюбинская (>1 % TiO_2), встречены только в одном образце из дайки Ньюлендс [20] (см. выше).

Внутренняя неоднородность совокупности зелёных гранатов по химическому составу может указывать на разнообразие и нестабильность условий образования этих гранатов.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В ЗЕЛЁНЫХ ГРАНАТАХ

Распределение редкоземельных элементов в зелёных гранатов изученных образцов весьма показательно. Для умереннотитанистых зелёных гранатов из дайки Ньюлендс характерен выположенный «синусоидальный» тип распределения РЗЭ с небольшим истощением в области средних РЗЭ и значительным обогащением в области лёгких РЗЭ (рис. 5 А). При этом для низкотитанистого граната из образца НЛ-41 отмечается также обогащение и в области средних РЗЭ (от Gd до Nd).

У гранатов из трубки и россыпи Нюрбинская (рис. 5 Б) аналогичный, «синусоидальный» тип распределения РЗЭ отмечается только для умереннотитанистого граната из сростка с хромшпинелидом (обр. 36/420-7). В то же время у высокотитанистых гранатов отмечается «поднятый» тип распределения РЗЭ с обогащением в области средних и лёгких РЗЭ.

На диаграмме общего распределения микроэлементов видно (рис. б), что для всех зелёных гранатов характерно пониженное содержание Ni, Co (а для низкотитанистых гранатов ещё и Ga), а также повышенное содержание Sc. При этом у умереннотитанистых гранатов заметно повышено содержание лёгких РЗЭ и несколько повышено содержание Zr (до 43 ppm), а у высокотитанистых гранатов повышено содержание и лёгких, и средних РЗЭ, иттрия, конечно же, титана, но особенно резко повышено содержание Zr – от 652 до 1042 ppm (!). В то время как у низкотитанистого граната содержание Zr обычное, низкое (13 ppm), при повышенном содержании лёгких и средних РЗЭ.

В целом, постоянный и очевидный парагенезис зелёных гранатов с оливином формально не запрещает проводить интерпретацию характера распределения редких элементов в гранатах (Y, Zr, Ga, Ni) с использованием известных методик расчёта температуры и давления $T_{(Ni)}^{\circ}C$, $P_{(Cr)}$ и соответствующих дискриминационных диаграмм с выделенными полями состава гранатов реперных типов пород и реперных процессов [17, 18, 23 - 30]. Однако не следует забывать, что характер распределения микроэлементов в зелёных гранатах такого состава никем ещё не изучался, и имеющиеся дискриминационные диаграммы разрабатывались без учёта особенностей состава зелёных гранатов.

Для пиропов наиболее информативными в отношении расшифровки характера мантийных процессов являются элементы: Ti, Zr, Y, Ga и Cr, Ni [17, 18, 23 - 30].

По различному содержанию и соотношению микроэлементов выделяются пиропы из «фертильных» («плодородных», примитивных, неистощённых) мантийных пород, «деплетированных» (истощённых) пород, а также пород подвергшихся высокотемпературному, «расплавному» и низкотемпературному, «флогопитовому» мантийному метасоматозу.

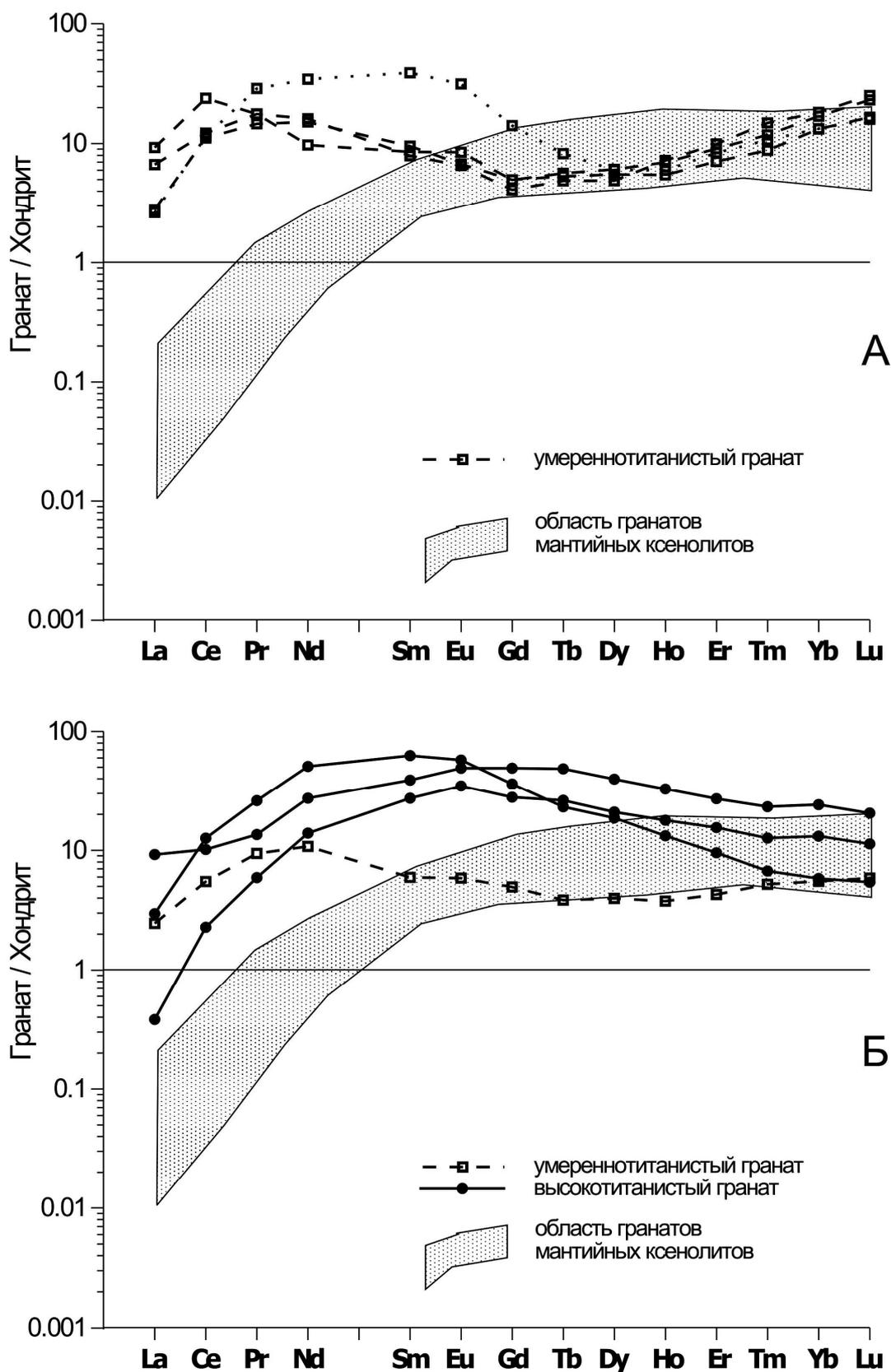


Рис. 5. Нормированное по хондриту [16] распределение REE

(А) - в зелёных гранатах из дайки Ньюлендс, (Б) - кимберлитов и россыпи трубки Нюрбинская.

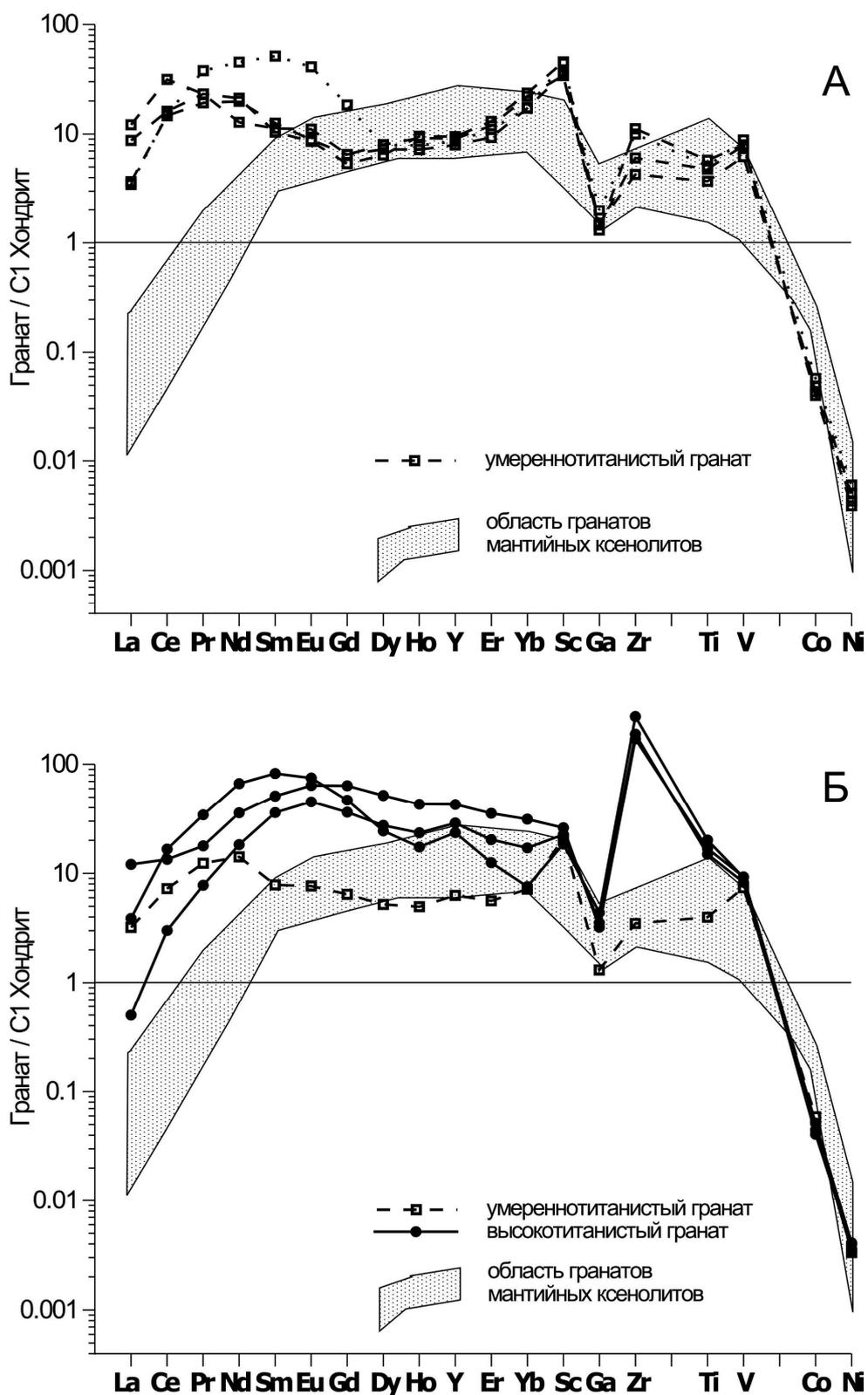


Рис. 6. Нормированное по хондриту C1 [33] распределение микроэлементов (А) - в зелёных гранатах из дайки Ньулендс, (Б) - кимберлитов и россыпи трубки Ньурбинская.

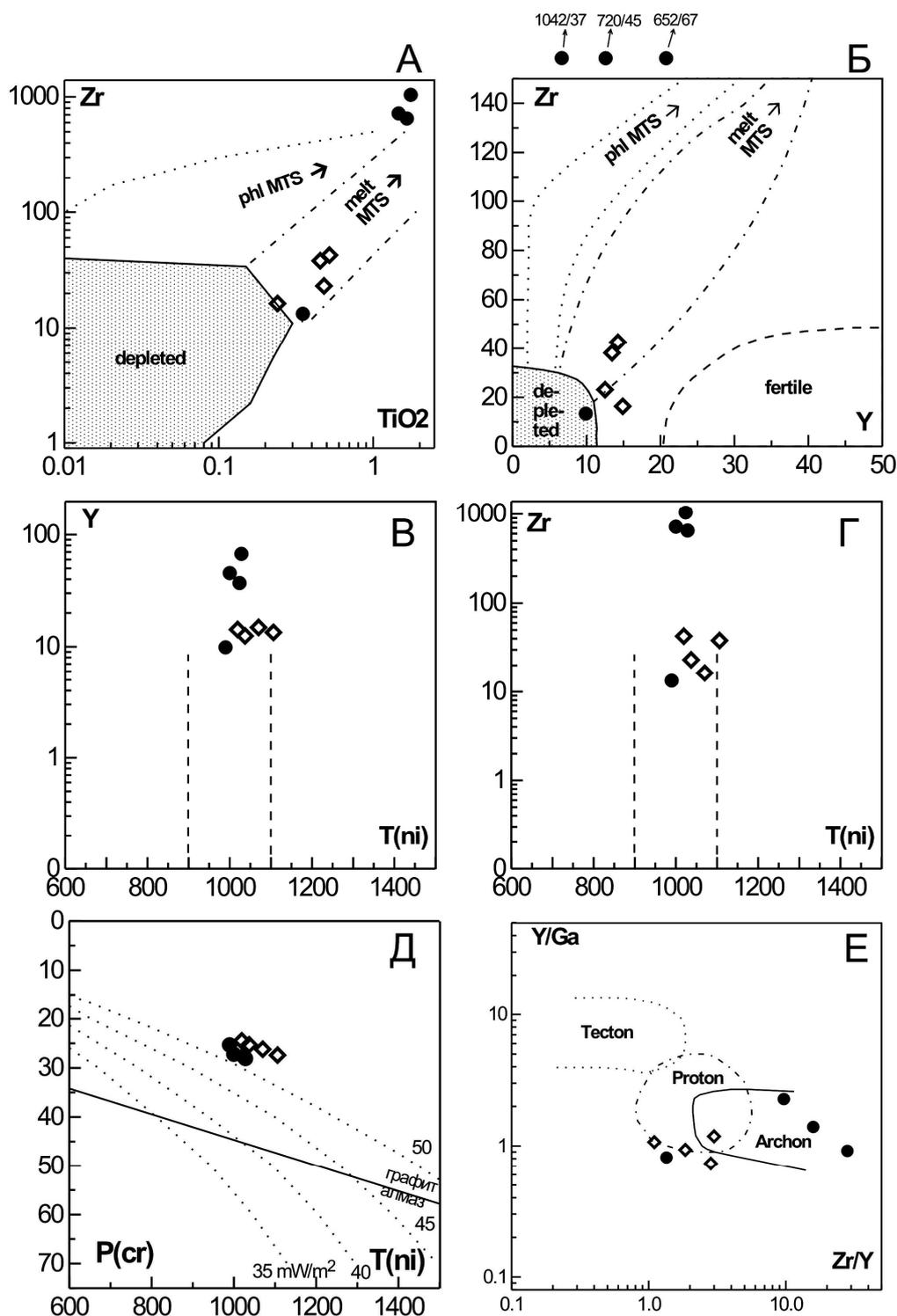


Рис. 7. Особенности распределения микроэлементов в зелёных гранатах из кимберлитов дайки Ньюлендс, трубки и россыпи Ньюбинская.

А – характер зависимости содержания Zr (ppm) от TiO_2 (мас. %); Б - характер зависимости содержания Zr (ppm) от, Y (ppm); В – характер зависимости содержания Y (ppm) от $T_{(Ni)}$ °C; Г – характер зависимости содержания Zr (ppm) от $T_{(Ni)}$ °C; Д - характер зависимости $P_{(Cr)}$ (RG96P) от $T_{(Ni)}$ °C (C99T); Е – особенности тектонической позиции района по данным распределения в гранатах $Zr/Y - Y/Ga$. Диаграммы [18, 23, 28, 29].

Так, для пиропов из деплетированных мантийных пород характерно минимальное содержание всех несовместимых элементов, для пиропов из фертильных пород отмечается повышенное содержание Y. В то же время пиропы из пород, подвергшихся высокотемпературному мантийному метасоматозу под воздействием астеносферных расплавов, отличаются повышенным содержанием несовместимых элементов: Zr, Ti, Y, Ga («расплавный» метасоматоз), а для пиропов из пород с воздействием низкотемпературного, «флогопитового» мантийного метасоматоза характерно повышенное содержание Zr при умеренном содержании других несовместимых элементов (Ti, Y, Ga) и высоком отношении Zr/Y.

На диаграмме TiO₂-Zr (рис. 7 А) низко- и умереннотитанистые зелёные гранаты по составу соответствуют гранатам, подвергшимся воздействию расплавного метасоматоза слабой и умеренной степени, в то время как точки составов высокотитанистых зелёных гранатов вообще выходят за рамки реперных полей составов гранатов (из-за крайне высокого содержания циркония), что может указывать на очень высокую степень воздействия

Таблица 3.
Sr-Nd-изотопный состав ксенолита
«верлита» из дайки Ньюлендс.

Образец	НЛ-11
Rb, ppm	20,56
Sr, ppm	112,5
⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	0,5282
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	0,711689±6
Sm, ppm	1,797
Nd, ppm	9,408
¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	0,1155
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	0,511999±9
T _{(Nd)DM} , млрд. лет	1,784

метасоматических процессов при их образовании. Более того, это может косвенно указывать именно на то, что зелёные гранаты могли образоваться непосредственно в метасоматическом процессе (в процессе *инфльтрационного*, «явного», «модального» метасоматоза), в то время как имеющиеся дискриминационные диаграммы учитывают перераспределение микроэлементов в пиропе под воздействием процессов только диффузионного, «скрытого» метасоматоза. Получается так, что система интерпретации характера распределения микроэлементов в пиропе (сама по

себе являющаяся дополнительным инструментом для изучения эндогенных процессов), позволяет получать даже больший объём информации, чем предполагали сами разработчики этой системы [17, 18, 23 - 30]. Что обычно и бывает, когда разработанная методика хорошо продумана, обоснована и достоверна, а установленные с помощью этой методики закономерности не являются артефактами, а представляют собой объективную реальность.

Примерно такая же картина проявляется и на диаграмме Y-Zr (рис. 7 Б), на которой точки составов высокотитанистых зелёных гранатов выходят далеко за пределы полей воздействия на гранаты процессов мантийного метасоматоза (опять же вследствие крайне высокого содержания циркония).

Расчёт условных параметров температуры и давления образования гранатов ($T_{(Ni)}$ °С, $P_{(Cr)}$ – рис. 7 Г, Д) показывает с одной стороны на образование их в области условного температурного «алмазного окна» (900 – 1100 °С), а с другой стороны – на умеренное давление их образования (25 - 28 кбар) в условиях высокого теплового потока (соответствие параметров их образования кондуктивной геотерме 52 - 55 mW/m²).

По характеру распределения Y, Zr и Ga (рис. 7 Е) высокотитанистые гранаты в тектоническом отношении источника соответствуют «архону», а низкотитанистые и умереннотитанистые гранаты – «протону» на границе с «архоном».

ИЗОТОПИЯ КИСЛОРОДА МИНЕРАЛОВ

Очень свежий облик ксенолитов гранатсодержащих пород из дайки Ньюлендс позволил определить изотопный состав кислорода в зелёных гранатах и оливинах (табл. 1).

Все три изученных граната аномально обеднены тяжёлым изотопом кислорода ($\delta^{18}O = 4,05; 4,20; 4,25$ ‰), что сильно отличает их от типичных мантийных образований (мантийный интервал $5,37 \pm 0,36$ ‰ по [32]). Это хорошо видно на диаграмме [39] (рис. 8).

Оливин из образца НЛ-11 также характеризуется «облегчённым» изотопным составом кислорода ($\delta^{18}O = 4,91$ ‰), что хотя и ближе к мантийным параметрам, чем у граната, но также не характерно для типичных мантийных образований, в то время как у оливина из «обычного» гранатового перидотита дайки Ньюлендс изотопный состав кислорода ($\delta^{18}O = 5,11$ ‰) соответствует типичным значениям для мантийных оливинов ($\delta^{18}O = 5,22 \pm 0,22$ ‰) [32].

Rb-Sr И Sm-Nd ИЗОТОПИЯ ПОРОД

Очень свежий облик ксенолитов гранатсодержащих пород из дайки Ньюлендс позволил определить Rb-Sr и Sm-Nd изотопный состав самого крупного и практически неизменённого образца «верлита», а по-сути – оливинового гранатита (обр. НЛ-11) (табл. 3).

Судя по сравнительно «молодому» модельному возрасту образца относительно деплетированной мантии (1,78 млрд. лет), возраст образования и самого «верлита» также сравнительно «молодой» - мезопротерозойский. При возрасте образования этой породы 1200 млн. лет, изотопный состав мантийного источника фактически соответствует BSE ($\epsilon\text{Nd} +0,01$, $\epsilon\text{Sr} -6,7$), а при вполне вероятном возрасте 1500 млн. лет изотопный состав мантийного источника образца соответствует умеренно деплетированной мантии ($\epsilon\text{Nd} +3,16$, $\epsilon\text{Sr} -34,2$) вблизи линии мантийного тренда.

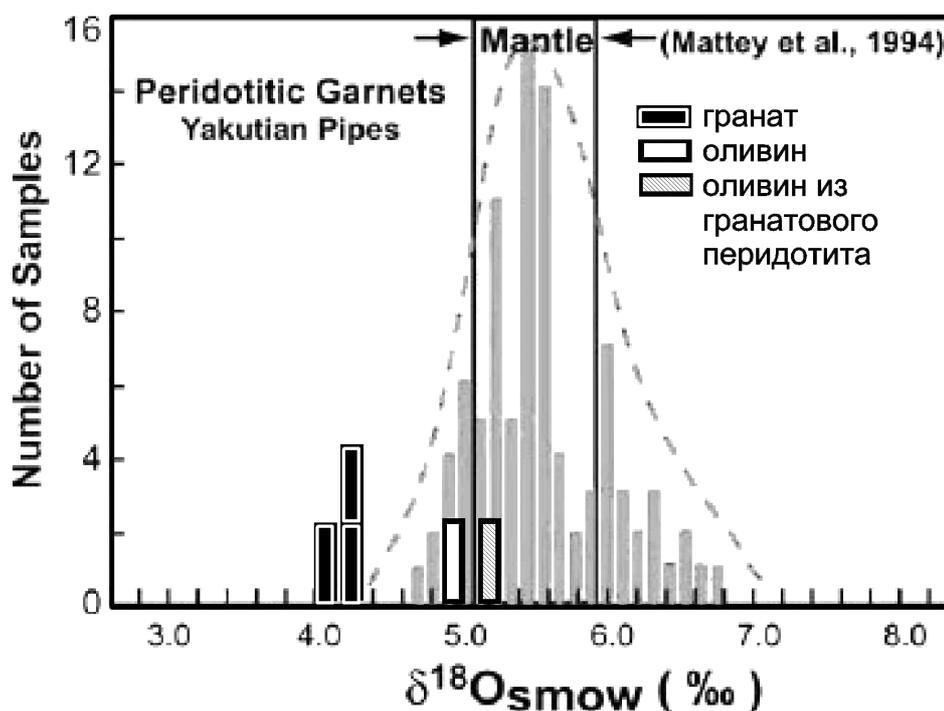


Рис. 8. Изотопный состав кислорода зелёных гранатов и оливинов из образцов дайки Newlands на диаграмме [29].

ТР-ПАРАМЕТРЫ ОБРАЗОВАНИЯ ПОРОД И МАКРОКРИСТОВ ГРАНАТА

Изучение не отдельных глубинных минералов, а минеральных парагенезисов глубинных пород (gar+ol+sp) в совокупности с изучением микроэлементного состава гранатов позволило проводить определение ТР-параметров образования пород самыми разными, взаимодополняющими и взаимоконтролирующими методами.

ТР-параметры образования отдельных зёрен зелёных гранатов проводились по составу граната: температура определялась по термометру [18] (С99Т), а давление по барометру [Grutter, Latti & Menzies, 2006] (GLM06Р).

Как видно из таблицы 4 зелёные гранаты дайки Ньюлендс и трубки Нюрбинская характеризуются очень близкими ТР-параметрами образования: 1019 – 1106 °С при 24,5 - 27,4 кбар и 990 - 1028 °С при 25,3 - 28,1 кбар,

соответственно. (Средние значения ещё более близки: 1058 и 1010 °С, 25,9 и 27,1 кбар). Полученные значения TP-параметров в целом подтверждаются использованием независимых методов по минеральным парагенезисам. Температура образования парагенезиса ol+gar образца НЛ-11 (NW79Т [O'Neill & Wood, 1979]) составляет 1085 °С, что вполне сопоставимо с 1019 °С.

В то же время для парагенезиса ol+sp того же образца НЛ-11 давление практически такое же – 23,4 кбар – (FB78P [Finnerty & Boyd, 1978]), но температура (BBG91Т [Ballhaus, Berry & Green, 1991]) гораздо ниже – 805 °С. Несколько больший разброс значений (но с тем же характером отличий) отмечается и для образца НЛ-21. Это может указывать на неравновесный характер парагенезиса ol+sp+gar в образцах НЛ-11 и НЛ-21.

Точки гранатов на TP-диаграмме (рис. 9) образуют компактные области на умеренных глубинах верхней мантии (80 - 90 км) и соответствуют очень горячей геотерме (трубка Нюрбинская и дайка Ньюлендс: 52 и 55 mW/m²).

Таблица 4.

TP-параметры образования образцов с зелёным гранатом

Парагенезис	Т, С			Р, кбар	
	Grt	Grt+Ol	Ol+Sp	Grt	Ol
Метод	C99Т	NW79Т	BBG91Т	GLT06P	FB78P
Образец	Дайка Ньюлендс				
НЛ-11	1019	1084	805	24,5	23,4
НЛ-21	1037	1240	856	25,3	29,7
НЛ-31	1070			26,2	
НЛ-41	1106			27,4	
Образец	Трубка и россыпь Нюрбинская				
26/510-439	1024			27,7	
12/300-3	1028			28,1	
24/340-6	1000			27,2	
36/420-7	990			25,3	

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Находки совершенно свежих образцов мантийных пород с зелёными гранатами в кимберлитах дайки Ньюлендс и отдельных зёрен зелёных гранатов в кимберлитах и россыпи трубки Нюрбинская, а также их сопоставление и впервые проведённое комплексное изучение этих образцов с применением высокоточных изотопно-геохимических методов, позволили более обоснованно оценивать происхождение этих экзотических мантийных «верлитов». Точки гранатов на TP-диаграмме (рис. 9) образуют компактные области на умеренных глубинах верхней мантии (80-90 км) и соответствуют очень горячей геотерме (трубка Нюрбинская и дайка Ньюлендс: 52 и 55 mW/m²).

Ксенолиты пород с зелёным гранатом из кимберлитов характеризуются очень непостоянным модальным составом: от существенно гранатовых пород (до 70 % граната), до почти монооливиновых пород с единичными мелкими включениями граната и до, по-сути, «хромитовых руд» (sp(60 %)+gar(30 %)) [14]; клинопироксен в этих ксенолитах практически отсутствует (во всяком случае – крайне редок).

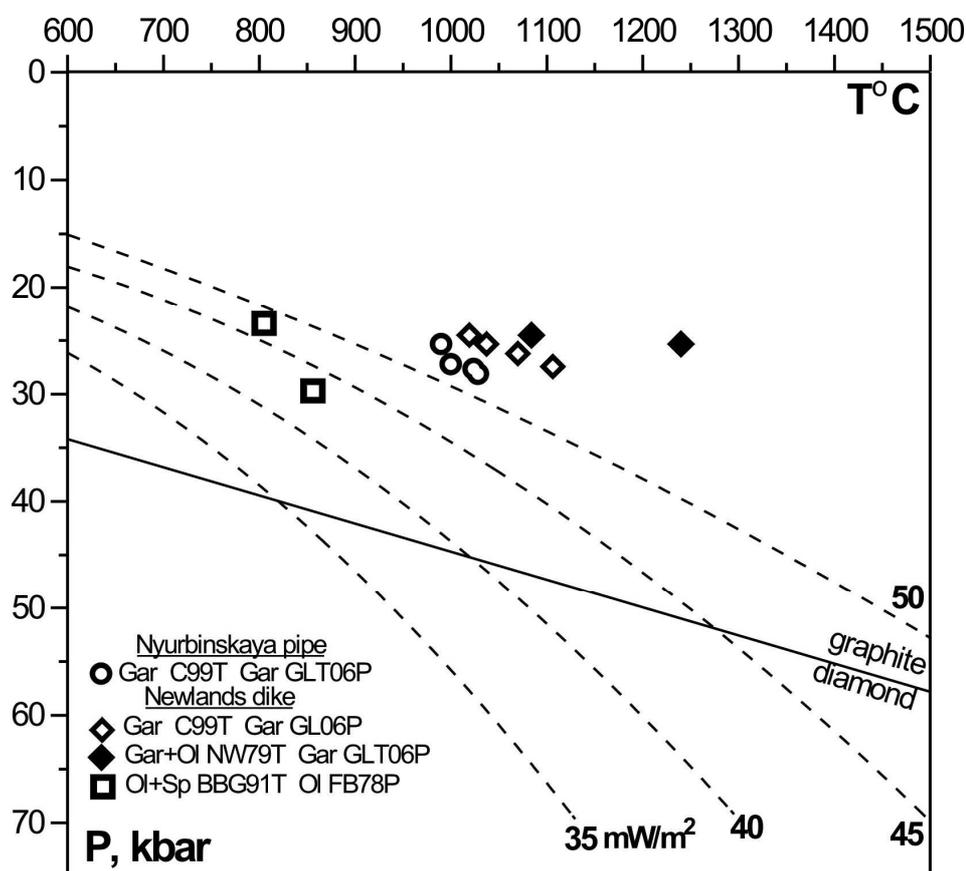


Рис. 9. P-диаграмма образования зелёных гранатов из образцов дайки Ньюлендс, кимберлитов и россыпи трубки Нюрбинская.

Структуры пород с зелёным гранатом весьма изменчивы – аллотриоморфные, пойкилитовые, иногда приближающиеся к панидиоморфным. Текстуры пород также разнообразны: массивные, шлировые, параллельно-полосчатые.

Для выделений зелёного граната в некоторых образцах из дайки Ньюлендс (рис. 1 А) характерны неправильные контуры, но чёткие спрямлённые границы, как если бы гранат рос в свободном пространстве, за счёт силы кристаллизационного роста или при метасоматическом процессе. С другой стороны, в ксенолите из трубки Зимняя [14] «хромит образует практически сплошные агрегаты, внутри которых заключены удлинённые зёрна граната, контакты граната с хромитом исключительно неровные, извилистые». Здесь же прямо отмечается: «По некоторым признакам описываемый желвак близок к шлироподобным обособлениям хромитовых

руд, содержащих зелёный гранат в ультрабазитах Урала и в породах Бушвельдского комплекса». При этом иногда отмечается [15] «...зональное расположение включений других минералов в зёрнах зелёного граната из кимберлитов, а также неоднородность состава его зёрен, которая иногда имеет чётко зональное строение». Неоднородное строение и состав отмечен также для сростка двух зёрен гранатов из дайки Ньюлендс [20].

Для зелёных гранатов из кимберлитов характерно резко повышенное содержание лёгких и средних РЗЭ, а также Sc и особенно Zr. При однотипном в целом химическом составе зелёных гранатов и близком содержании макрокомпонентов, содержание титана в гранатах разных образцов может различаться в 20 раз, а циркония – даже в 80 раз (!), достигая очень высоких величин (от 0,09 до 1,75 % TiO_2 и от 13 до 1042 ppm Zr).

Изотопный состав кислорода в зелёных гранатах ($\delta^{18}\text{O} = 4,05 - 4,25 \text{ ‰}$) и оливине ($\delta^{18}\text{O} = 4,91 \text{ ‰}$) резко отличается от мантийных величин. По этим показателям образцы с зелёными гранатами из кимберлитов близки расслоенным габбро (“layered gabbro”) комплекса Семайл, Оман [22], так же обеднённым $\delta^{18}\text{O}$ по сравнению со средней океанической корой.

Возраст образования пород с зелёным гранатом относительно молодой, вероятно мезопротерозойский (при $T_{\text{NdDM}} = 1,78$ млрд. лет), что вряд ли может быть типично для «обычных» пород мантийного субстрата.

Для пород с зелёным гранатом характерен неравновесный характер парагенезиса ol+sp+gar и образование на умеренных глубинах мантии (80 - 90 км) в условиях высокого теплового потока ($52 - 55 \text{ mW/m}^2$), возможно, в связи с процессами плюмообразования.

По этим особенностям, породы с зелёным гранатом из кимберлитов не являются «верлитами», а возможно представляют собой метасоматические образования типа уваровит-хромитовых жил или шпиров на умеренных глубинах верхней мантии – подобно уваровит-хромитовым жилам или шпирам метасоматического происхождения в коровых серпентинитах.

Дополнительным подтверждением метасоматической природы уваровит-содержащих глубинных пород является присутствие в них секущих жилок явно метасоматического происхождения, образованных тонкокристаллическим агрегатом gar+phlog+sp в обр. НЛ-11 из дайки Ньюлендс, а также отмеченные в ксенолите из трубки Зимняя мелкокристаллические флогопит-содержащие жилоподобные выделения [14].

Косвенным свидетельством особого способа образования зелёных гранатов в кимберлитах является характер распределения точек состава гранатов в кимберлитах поля Mud Lake (Канада, Слейв Кратон). На рисунке 10 (диаграмма по [10]) очень чётко обособляются области точек состава эклогитовых гранатов и перидотитовых гранатов. При этом точки состава высококальциевых и высокохромистых (в том числе и зелёных) гранатов занимают совершенно особое положение на диаграмме и образуют совершенно особый тренд изменения состава, что и подтверждает особый

способ образования таких гранатов.

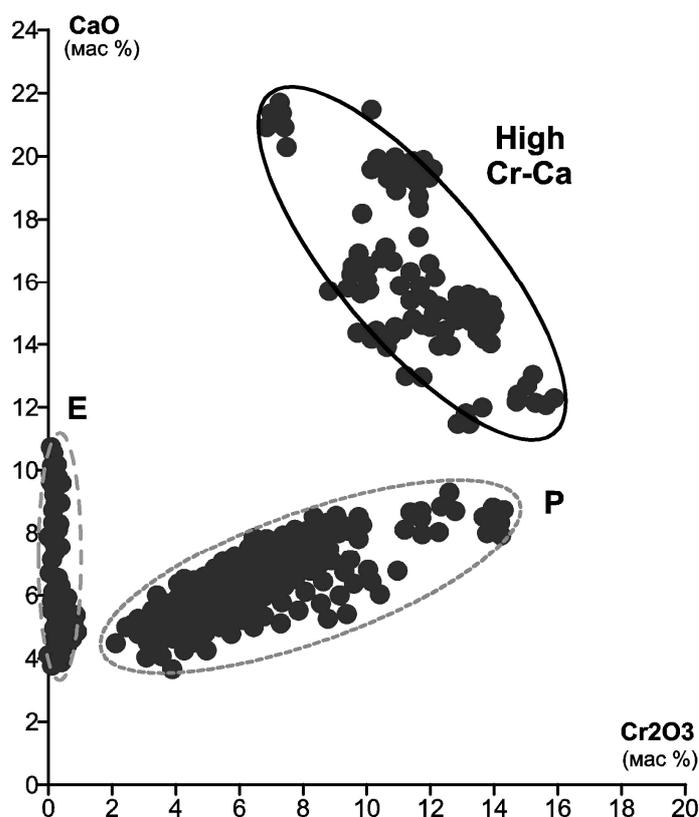


Рис. 10. Характер распределения точек состава гранатов в кимберлитах поля Mud Lake (Канада, Слейв Кратон).

Чётко обособляются области точек состава эклогитовых гранатов (E) и перидотитовых гранатов (P). При этом точки состава высококальциевых (в том числе и зелёных) гранатов (High Cr-Ca) занимают совершенно особое положение на диаграмме и образуют совершенно особенный тренд изменения состава.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Находки совершенно свежих образцов мантийных пород с зелёными гранатами в кимберлитах дайки Ньюлендс и отдельных зёрен зелёных гранатов в кимберлитах и россыпи трубки Нюрбинская, а также сопоставление и впервые проведённое комплексное изучение этих образцов с применением высокоточных изотопно-геохимических методов, позволили более обоснованно оценивать происхождение этих экзотических мантийных «верлитов».

Ксенолиты пород с зелёным гранатом из кимберлитов характеризуются очень непостоянным модальным составом: от существенно гранатовых пород (до 70 % граната), до почти монооливиновых пород с единичными мелкими включениями граната и до, по-сути, «хромитовых руд» (до 60 % хромита); клинопироксен в этих ксенолитах практически отсутствует (во всяком случае – крайне редок).

Структуры пород с зелёным гранатом весьма изменчивы –

аллотриоморфные, пойкилитовые, иногда приближающиеся к панидиоморфным. Текстуры пород также разнообразны: массивные, шпировые, параллельно-полосчатые.

Для выделений зелёного граната в образцах из кимберлитов отмечается и субидиоморфная и неправильная форма, зональное расположение включений других минералов, а также неоднородность состава его зёрен, которая иногда имеет чётко зональное строение.

При однотипном в целом химическом составе и близком содержании макрокомпонентов, для зелёных гранатов характерно резко повышенное содержание лёгких и средних РЗЭ, а также Sc, при этом содержание титана в гранатах разных образцов может различаться в 20 раз, а циркония – даже в 80 раз (!), достигая очень высоких величин (от 0,09 до 1,75 % TiO_2 и от 13 до 1042 ppm Zr).

Изотопный состав кислорода в зелёных гранатах ($\delta^{18}\text{O} = 4,05 - 4,25 \text{ ‰}$) и оливине ($\delta^{18}\text{O} = 4,91 \text{ ‰}$) резко отличается от мантийных величин. По этим показателям образцы с зелёными гранатами из кимберлитов близки расслоенным габбро из офиолитовых комплексов.

Возраст образования пород с зелёным гранатом относительно молодой, вероятно мезопротерозойский (при $T_{\text{NdDM}} = 1,78$ млрд. лет), что вряд ли может быть типично для «обычных» пород мантийного субстрата.

Для пород с зелёным гранатом характерен неравновесный характер парагенезиса ol+sp+gar и образование на умеренных глубинах мантии (80 - 90 км) в условиях высокого теплового потока ($52 - 55 \text{ mW/m}^2$), возможно, в связи с процессами плюмообразования..

По этим особенностям, породы с зелёным гранатом из кимберлитов не являются «верлитами», а возможно представляют собой метасоматические образования типа уваровит-хромитовых жил или шпиров на умеренных глубинах верхней мантии – подобно уваровит-хромитовым жилам или шпирам метасоматического происхождения в коровых серпентинитах.

Авторы благодарны руководителю полевой геологической экскурсии «Маленькие месторождения» (“Small Mines”) 7-ой Международной Кимберлитовой Конференции Джону Гёрни (Кейптаунский Университет, г. Кейптаун, ЮАР) и Феликсу Витольдовичу Каминскому (KM Diamond Exploration, г. Ванкувер, Канада) за возможность отбора образцов кимберлитов дайки Ньюлендс. Авторы благодарны за предоставленные консультации по аналитическим методам: Илупину И.П., Богомолу Е.С., Капитонову И.Н., Антонову А.В., Цепину А.И., Дубининой Е.О., а также Симакову И.К. – за использование уникальной программы "PTQuick" для расчёта TP -параметров образования минералов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Антонова Т.А., Никулин И.И. Информативность оптико-спектроскопических характеристик гранатов из различных типов пород Накынского кимберлитового поля. В кн.: Проблемы прогнозирования и поисков месторождений алмазов на

- закрытых территориях: Материалы конференции, посвящённой 40-летию ЯНИГП ЦНИГРИ АК «АЛРОСА». – Якутск: Изд-во ЯНЦ СО РАН, 2008. С. 146-150.
2. **Бобриевич А.П., Илупин И.П., Козлов И.Т. и др.** Петрография и минералогия кимберлитовых пород Якутии, М., Недра, 1964.
 3. **Зинчук Н.Н., Алябьев С.Г., Банзерук В.И., Стегницкий Ю.Б., Ротман А.Я., Егоров К.Н., Коптиль В.И.** Геология, вещественный состав и алмазоносность кимберлитов Накынского поля Якутии (на примере трубки Нюрбинская). //Геология алмаза – настоящее и будущее. Воронеж. 2005. С. 807-824.
 4. **Занкович Н.С., Зинчук Н.Н.** Петрографо-минералогические характеристики кимберлитовых пород разных фаз внедрения трубок Накынского поля. //Проблемы алмазной геологии и некоторые пути их решения. Воронеж. 2001. С. 54-72.
 5. **Корнилова В.П., Фомин А.С., Зайцев А.И.** Новый тип алмазоносных кимберлитовых пород на Сибирской платформе. // Региональная геология и металлогения. 2001. № 13-14. С. 105-117.
 6. **Корнилова В.П., Роговой В.В., Иванов А.С.** Парагенетические ассоциации гранатов из коренных тел и шлиховых ореолов Накынского кимберлитового поля. В кн.: Проблемы прогнозирования и поисков месторождений алмазов на закрытых территориях: Материалы конференции, посвящённой 40-летию ЯНИГП ЦНИГРИ АК «АЛРОСА». – Якутск: Изд-во ЯНЦ СО РАН, 2008. С. 183-190.
 7. **Копылова М.Г., Вишневский А.А., Илупин И.П.** Высокоуваровитовый гранат в структурах распада хромдиопсида // Доклады АН СССР. 1992. Том 326. № 3. С. 516-520.
 8. **Милашев В.А.** Термин "кимберлит" и классификация кимберлитовых пород // Геол. и Геоф., 1963. N 4. С. 42-52.
 9. **Похиленко Н.П., Агашев А.М., Вавилов М.А., Соболев Н.В.** Петролого-геохимические характеристики кимберлитов особо глубинного происхождения, особенности их прогнозирования и поисков, потенциальное экономическое значение // Геологические аспекты минерально-сырьевой базы акционерной компании «АЛРОСА», современное состояние, перспективы, решения. Дополнительные материалы. Мирный. 2003. С. 147-151.
 10. **Соболев Н.В.** Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии / Новосибирск. 1974. Наука. 264 с.
 11. **Специус З.В., Тейлор Л., Валеи Д.** Химизм и $\delta^{18}\text{O}$ гранатов в алмазоносных ксенолитах из трубки Нюрбинская. //Труды VI Международного Семинара «Глубинный магматизм, его источники и плюмы». Иркутск-Мирный. 2006. С. 71-95.
 12. **Тарских О.В., Специус З.В.** Типоморфные особенности индикаторных минералов из кимберлитов трубки Нюрбинская (Средне-Мархинский район, Якутия) // В кн.: Проблемы прогнозирования и поисков месторождений алмазов на закрытых территориях: Материалы конференции, посвящённой 40-летию ЯНИГП ЦНИГРИ АК «АЛРОСА». – Якутск: Изд-во ЯНЦ СО РАН, 2008. С. 208-215.
 13. **Томшин М.Д., Фомин А.С., Корнилова В.П., Чёрный С.Д., Яныгин Ю.Т.** Особенности магматических образований Накынского кимберлитового поля Якутской провинции // Геология и геофизика. 1998. Т.39. № 12. С. 1693-1703.
 14. **Харькив А.Д.** Находка ксенолита рудного верлита в кимберлитовой трубке «Зимняя» (Верхне-Мунский алмазоносный район, Якутия) // Доклады АН СССР, 1978. Том 239. № 1. С.181- 184.
 15. **Харькив А.Д.** Подкоровый (протомагматический) этап кристаллизации минералов кимберлитов и его связь с алмазоносностью. // Известия АН СССР, сер. Геол., № 1 1975. С. 14-23.

16. **Boynton W.V.** Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: Henderson P. (ed.), Rare earth element geochemistry. Elsevier. 1984. P. 63-114.
17. **Canil D.** An experimental calibration of the nickel in garnet geothermometer with applications: reply. *Contrib Mineral Petrol* 1996. 124. 219-223
18. **Canil, D.** The Ni-in-garnet geothermometer: calibration at natural abundances. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1999. 136. 240-246.
19. **Cherny S.D., Fomin A.S., Yanygin Yu.T., Banzeruk V.I, Kornilova V.P.** Geology and composition of the Nakyn field kimberlite pipes and diamond properties (Yakutia) // 7-th IKC. Cape Town. Extended Abstracts. 1998. P. 9-10.
20. **Clarke D.B. and Carswell D.A.** Green garnets from the Newlands kimberlite, Cape Province, South Africa. // *Earth and Planetary Science Letters* 34. 1977. p. 30- 38.
21. **Dawson J.B. and Stephens W.E.** Statistical analysis of garnets from kimberlites and associated xenoliths. *Journal of Geology*, 1975. v. 83. P. 589-607.
22. **Gregory R.T. and Taylor H.P.** An oxygen isotope profile in a section of Cretaceous oceanic crust, Semail ophiolite Oman: evidence for $\delta^{18}\text{O}$ buffering of the oceans by deep (>5 km) seawater – hydrothermal circulation at mid-ocean ridges. *J. Geophys. Res.*, 1981. 86. 2737-2755.
23. **Griffin, W.L., Jaques, A.L., Sie, S.H., Ryan, C.G. Cousens, D.R. and Suter, G.F.** Conditions of diamond growth: a proton microprobe study of inclusions in West Australian diamonds. *Contrib. Mineral. Petrol.* 1988. 99. P. 143-158.
24. **Griffin, W.L., Cousens, D.R., Ryan, C.G., Sie, S.H. and Suter, G.F.** Ni in chrome pyrope garnets: a new thermometer. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1989a. 103: P. 199-203.
25. **Griffin, W.L., Smith, D., Boyd, F.R., Cousens, D.R., Ryan, C.G., Sie, S.H. and Suter, G.F.** Trace element zoning in garnets from sheared mantle xenoliths. *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1989b. 53. P. 561-567.
26. **Griffin, W.L., Sobolev, N.V., Ryan, C.G., Pokhilenko, N.P, Win, T.T. and Yefimov, Y.** Trace elements in garnets and chromites: diamond formation in the Siberian lithosphere. *Lithos*. 1993. 29. P. 235-256.
27. **Griffin, W.L., Ryan, C.G., Gurney, J.J., Sobolev, N.V. and Win, T.T.** Chromite macrocrysts in kimberlites and lamproites: geochemistry and origin. In: H.O.A. Meyer and O.H. Leonardos (Editors), *Kimberlites, Related Rocks and Mantle Xenoliths*. CPRM Spec. Publ. 1A/93. 1994. P. 366-377.
28. **Griffin W.L., Ryan C.G.** Trace elements in indicator minerals: area selection and target evaluation in diamond exploration. *J Geochem Explor.* 1995. 53. P. 311-337.
29. **Griffin, W.L., O'Reilly, S.Y., Ryan, C.G., Gaul, O., Ionov, D.** Secular variation in the composition of subcontinental lithospheric mantle. In: Braun, J., Dooley, J.C., Goleby, B.R., van der Hilst, R.D., Klootwijk, C.T. (Eds.) *Structure and Evolution of the Australian Continent*. *Geodynamycs* Vol. 26, American Geophysical Union, Washington, DC. 1998. P. 1-26.
30. **Griffin, W.L., Ryan, C.G., Kaminsky, F.V., O'Reilly, S.Y., Natapov, L.M., Win, T.T., Kinny, P.D., Ilupin, I.P.** The Siberian lithosphere traverse. Mantle terranes and the assembly of the Siberian craton. *Tectonophysics* 310. 1999. P. 1-35.
31. **Hornung G., Nixon P.H.** In: *Lesotho kimberlites*. Maferu: Lesotho Nat. Develop. Corp., 1973. P. 122-130.
32. **Mattey, D., Lowry, D., Macpherson, C.** Oxygen isotope composition of mantle peridotite. *Earth Planet. Sci. Lett.* 1994. 128. P. 231-241.
33. **McDonough W.E., Sun S.S.** The composition of the Earth. *Chemical Geology*. 1995.120. P. 223-253.

34. **Nixon P.H., Griffin B.L., Davies G.R., Condliffe E.** Cr garnet indicators in Venezuela kumberkites and their bearing on the evolution of the Guyana craton. // Proceedings of the Fifth IKC, Brasil. 1993. P. 376-387.
35. **Norman, M.D., Pearson, N.J., Sharma, A., Griffin, W.L.** Quantitative analysis of trace elements in geological materials by laser ablation ICPMS: instrumental operating conditions and calibration values of NIST glasses. Geostand. Newsl. 1996. 20. P. 247-261.
36. **Smith, C.B., Gurney, J.J., Skinner, E.M.W., Clement, C.R., Ebrahim, N.** Geochemical character of Southern African kimberlites. A new approach based on isotopic contents. Trans. Geol. Soc. S. Afr. 1985. 88. P. 267-280
37. **Sobolev N.V., Lavrent'ev Yu.G., Pokhilenko N.P. and Usova L.V.** Chrome-rich garnets from the kimberlites of Yakutia and their paragenesis. // Contrib. Mineral. Petrol. 40. 1973. P. 39-50.
38. **Schulze D.J.** Green garnets from South Afrikan kimberlites and their relationship to wehrlites and crustal uwarowites. Proceeding 4th IKC, Pert. 1986. V. 2. P. 820-826.
39. **Taylor L.A., Spetsius Z.V., Wiesli R., Anand M., Promprated P., and Valley J.W.** The origin of mantle peridotites: crustal signatures from Yakutian kimberlites. 8th IKC. Victoria. Exstented Abstracts. 2003.

ОСОБЕННОСТИ ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТАВА КИМБЕРЛИТОВ ТРУБКИ ЗАРЯ

Специус З.В.¹, Поляничко В.В.², Харламова Е.И.¹, Тарских О.В.¹,
Иванов А.С.³

¹Научно-исследовательское геологоразведочное предприятие
(НИГП) АК АЛРОСА, г. Мирный;

²Амакинская геологоразведочная экспедиция, АК АЛРОСА, г. Айхал

³Ботубинская геологоразведочная экспедиция, АК АЛРОСА, г. Мирный

В статье обобщены имеющиеся данные по химическому составу, петрографическим и минералогическим особенностям кимберлитовых пород трубки Заря. Используются оригинальные данные по изучению содержания и распределению обломков осадочных пород и ультраосновных ксенолитов в кимберлитах керна разведочных скважин, распространенности оливина и псевдоморфоз по нему, а также автолитовых образований в различных разновидностях кимберлитов. Приведены результаты исследования химизма кимберлитовых пород и содержания минералов в составе основной массы по данным рентгенографических исследований.

Петрологические данные свидетельствуют о том, что для кимберлитов трубки Заря характерна преимущественно гранатовая ассоциация индикаторных минералов, относительно невысокие содержания индикаторных минералов, преобладание малиновых пиропов лерцолитового парагенезиса, невысокая частота встречаемости титанистых гранатов, два типа составов ильменитов и очень низкое содержание хромшпинелидов. Можно полагать, что эти параметры характерны для низкоалмазоносных кимберлитовых тел.

Результаты исследования химизма гранатов и данные по соотношению гранатов эклогитового и ультраосновного парагенезиса в концентрате данной трубки, с учетом количества парагенетических ассоциаций алмазного парагенезиса свидетельствуют о низкой распространенности эклогитовых гранатов в составе индикаторных минералов. Это свидетельствует о небольшом вкладе алмазов эклогитового парагенезиса в формирование совокупности алмазов данной трубки, что, по нашему мнению, обуславливает невысокое содержание и качество алмазов трубки Заря.

ВВЕДЕНИЕ И КРАТКОЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ТРУБКИ

Трубка Заря расположена в Алакит-Мархинском кимберлитовом поле на территории деятельности Айхальского ГОКа АК «АЛРОСА» (ОАО). Кимберлитовая трубка Заря расположена в 5 км от пос. Айхал и представляет собой крутопадающее тело с резкими контактами с вмещающими породами. Трубка Заря выявлена в 1973 году при проведении поисковых работ по сети

500 × 500 м коллективом геологов Амакинской ГРЭ под руководством И.Я. Богатых. В этот же период она была оконтурена по сети скважин 160 × 80 м и вскрыта до глубины 50 м. По данным непредставительного кернового опробования была установлена ее убогая алмазонасность. В литературе практически отсутствуют сведения о геологическом строении кимберлитов данной трубки, ее описание не приводится даже в обзорной монографии по кимберлитовым месторождениям, что и побудило нас подготовить данную статью.

В 2007 г. в рамках поискового объекта Сохолоох-Мархинский Амакинской геологоразведочной экспедицией АК «АЛРОСА» на трубке Заря было проведено ревизионное переопробование кимберлитов с использованием больших диаметров бурения, вследствие чего представительность опробования существенно возросла, средний вес проб составил 260 - 450 кг. При этом в пределах трубки был выявлен центральный рудный столб с повышенным содержанием алмазов (0,2 кар/т). По данным бурения установлено, что размеры трубки в плане составляют 410 × 255 м, а размеры центрального рудного столба – 410 × (150 - 100) м.

В связи с тем, что кимберлитовая трубка Заря рассматривается компанией «АЛРОСА» в качестве дополнительного источника сырья после отработки трубки Комсомольская, было принято решение продолжить изучение её морфологии и алмазонасности. В 2009 - 2012 гг. было продолжено доизучение геологического строения и алмазонасности трубки Заря. Поисково-оценочные работы выполнялись Амакинской ГРЭ по сети колонковых скважин 80 × 40 и 40 × 40 м с углубкой их в кимберлиты до 300 - 400 м (до гор.+200 ÷ 100 м). Проведенными работами подтверждается как наличие алмазонасного центрального рудного столба, так и двух фаз внедрения кимберлитов. Причем, по данным исследований выполненных геологической службы АМГРЭ, кимберлиты I фазы внедрения - это преимущественно порфиновые кимберлиты, а центральный рудный столб сложен преимущественно автолитовыми кимберлитовыми брекчиями. Среднее содержание алмазов в рудном столбе, по данным кернового опробования, составляет 0,21 кар./т, а в порфиновых кимберлитах – 0,05 кар./т. По данным бурения установлено, что размеры трубки в плане равны 465 × 260 м, а размеры рудного столба – 350×160 м.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ТРУБКИ ЗАРЯ

Кимберлитовая трубка Заря имеет в плане эллипсовидную форму. Простирается трубка северо-восточное по азимуту 56°. Особенности строения трубки отражены на приведенных ниже схематичном плане и разрезе (рис. 1). Трубка Заря полностью перекрыта толщей пород трапповой формации (долеритами и туфами) с крупными блоками терригенных пород айхальской свиты.

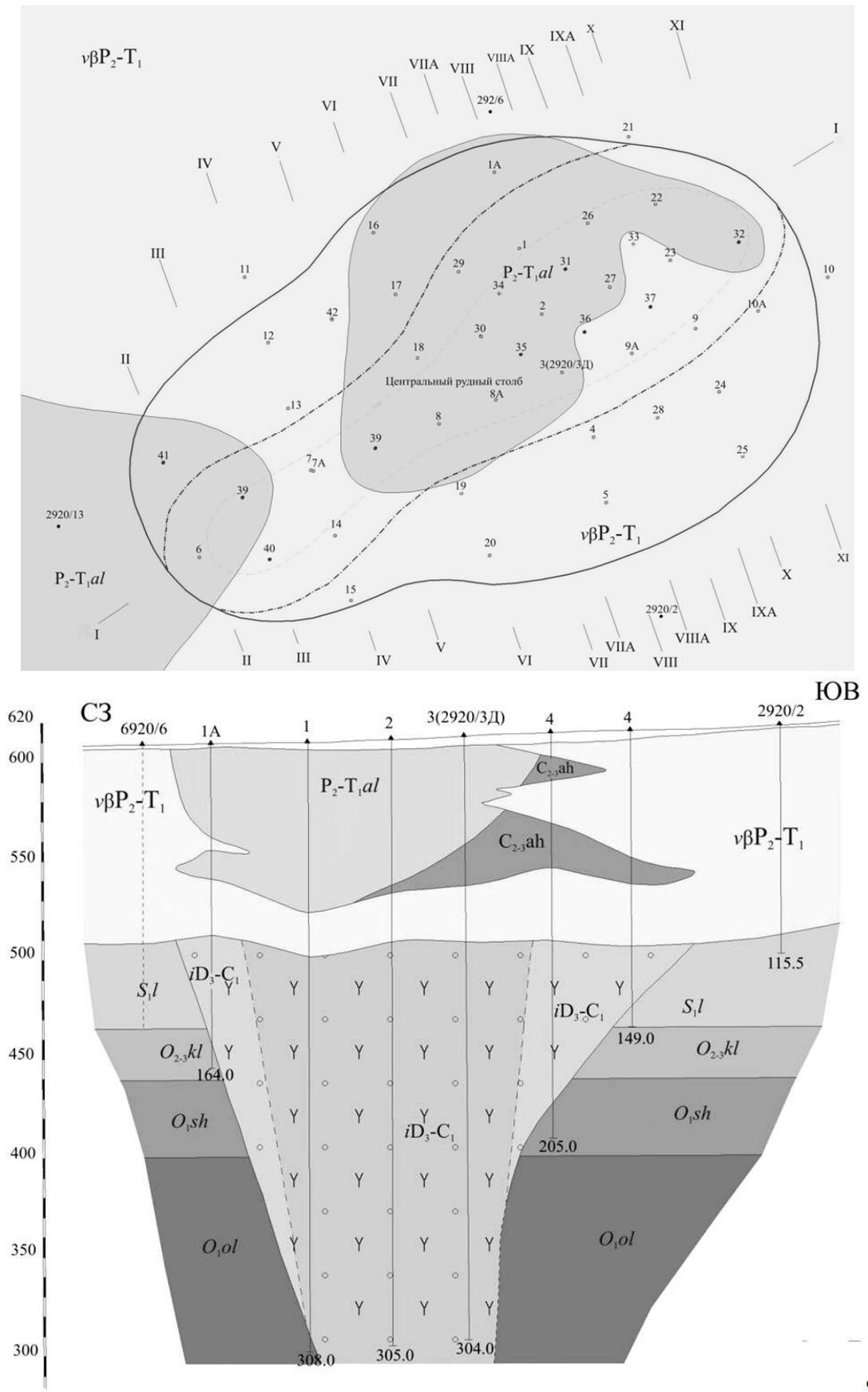


Рис. 1. Схематичный план геологического строения кимберлитовой трубки Заря.
 а – контуры трубки на разных уровнях; б – геологический разрез по линии VI-IV.

Средняя мощность перекрывающих пород составляет 103 м. Поверхность рудного тела под перекрывающими породами не ровная, пологоволнистая, северо-западный фланг трубки приподнят относительно юго-восточного на 7 - 16 м. Размеры трубки под перекрывающими породами 465 м. Средняя мощность перекрывающих пород составляет 103 м. Поверхность рудного тела под перекрывающими породами не ровная, пологоволнистая, северо-западный фланг трубки приподнят относительно 260 м. С глубиной форма рудного тела становится гантелевидной с расширением в северо-восточной части, а его размеры сильно уменьшаются. Рудное тело сложено автолитовыми кимберлитовыми брекчиями и порфиоровыми кимберлитами. Автолитовые кимберлитовые брекчии образуют центральный рудный столб, прорывая порфиоровые кимберлиты. Промышленный интерес представляет только центральный рудный столб.

Согласно данным геологов Амакинской ГРЭ В.В. Иванова и Ф.Ф. Тюрина (2012) контакты рудного тела с вмещающими породами четкие, резкие. Углы падения бортов рудного тела варьируют в широких пределах: в северо-западной части трубки углы падения составляют от 55° - 65° до 76° - 82° до гор. +400 - +350 м, между гор. +300 - + 350 и они выволаживаются до 35° - 45° , а ниже гор. +300 м – субвертикальные. В юго-восточной части трубки углы падения борта рудного тела более пологие (40° - 55°) до гор. +400 - +350 м и субвертикальные, ниже этих отметок. Юго-западный борт рудного тела характеризуется субвертикальными контактами (82° - 84°) до гор. +400 м и ниже гор. +300 м и более пологими -48° - 52° между гор. +400 - +300 м. Северо-восточный борт рудного тела падает к центру трубки под углом 86° до гор. +360 м, ниже этой отметки углы падения обратные от центра трубки и составляют от 67° до 76° . В приконтактных зонах в кимберлитах отмечаются ксенолиты вмещающих карбонатных пород, размером от первых метров до 10×30 м, что наиболее характерно для юго-западной части рудного тела. В рудном столбе, кроме редких обломков вмещающих пород, наблюдаются включения порфиорового кимберлита размером от первых метров до 35 м.

В зоне контакта кимберлитового тела с вмещающими породами отмечаются зоны дробления карбонатных пород мощностью от первых метров до первых десятков метров. В этих зонах отмечаются инъекции кимберлитов вскрытой мощностью от 1,2 м до 8,8 м. В большинстве случаев зоны дробления приурочены либо к горизонту залегания глинистых известняков и мергелей байтахской свиты нижнего силура, либо к горизонту залегания доломитов олдондинской свиты нижнего ордовика. В целом, вмещающие породы в зоне контакта с кимберлитовым телом характеризуется повышенной трещиноватостью и наличием зеркал скольжения; нередко отмечаются ожелезнение, кальцитизация и сульфидизация пород.

Как отмечалось выше, трубка Заря сложена двумя типами кимберлитов, сформировавшихся на разных стадиях ее образования и отличающихся по уровню алмазоносности и содержанию тяжелой фракции. На первой стадии

рудообразования сформировались слабоалмазоносные порфировые кимберлиты, ныне слагающие северо-западный, юго-восточный и юго-западные фланги рудного тела, а на второй стадии образовались промышленно-алмазоносные автолитовые кимберлитовые брекчии центрального рудного столба.

Автолитовые кимберлитовые брекчии и порфировые кимберлиты существенно отличаются по уровню алмазоносности, так, содержание алмазов в первых почти в 4 раза выше, чем во вторых, а содержание тяжелой фракции выше на 13 %. Контакты между различными типами кимберлитовых пород сопровождаются зонами гибридизации с повышенным содержанием ксеногенного материала.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА КИМБЕРЛИТОВ

Петрографическая характеристика кимберлитов, выполняющих трубку Заря, базируется на результатах изучения 180 образцов, отобранных из керна тридцати девяти разведочных скважин.

Трубка Заря сложена двумя петрографическими типами кимберлитов: порфировыми кимберлитами и кимберлитовыми брекчиями с широкими вариациями составляющих их компонентов (табл. 1). Кимберлитам трубки Заря присуща некоторая размытость текстурно-структурных признаков, нет четкого контакта породообразующих элементов с основной массой, что отмечалось по разрезам всех скважин. Особенно эта размытость проявляется в приповерхностных зонах, что значительно затрудняет подсчет породообразующих компонентов, с глубиной рисунок породы становится четче.

Порфировые кимберлиты представляют собой породы серого и светло-серого цвета, иногда с бледно-голубоватым или рыжевато-коричневым оттенком. Структура мелко- и средне-порфировая, текстура массивная, местами флюидальная. Крупно-порфировые кимберлиты, характеризующиеся преобладающим количеством псевдоморфоз по оливину размерами более 4 мм, представлены единичными образцами. Выделения оливина полностью серпентинизированы, овальной, угловато-сглаженной, очень редко угловатой формы. Их содержание варьирует от 13 до 38 %, в среднем составляя 22,91 %. Распределение вкрапленников в породе относительно равномерное. Псевдоморфозы резко выделяются на фоне основной массы, выполнены светло-, темно-зеленым и буроватым серпентином. На месте некоторых вкрапленников отмечаются пустоты и каверны выщелачивания серпентина, который сохранился в виде корочек по стенкам пустот. Псевдоморфозы по оливину II генерации размерами до 1 мм по составу аналогичны псевдоморфозам по оливину первой генерации, в большинстве овальной формы, выполнены тем же серпентином. Вариации в содержании псевдоморфоз по оливину и других компонентов весьма существенны (табл. 1).

Компонентный состав кимберлитовых пород трубки Заря (результаты подсчета компонентов в штуфах, лин. %)

№ п/п	Ксенолиты			Сферотакситы	Гранат	Ильменит	Псевдоморфозы по оливину				
	осадоч. пород	у.о. пород	метам. пород				Общее содерж.	Из них по классам крупности			
								1-2	2-4	4-8	8-16
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Порфиновый кимберлит											
1	3,74	5,62	0	0	0,79	0,63	26,19	8,89	11,62	5,18	0,5
2	3,73	0	1,34	0	0,19	0,39	25,8	8,65	10,45	4,35	2,35
3	7,26	0	0,83	0	0	0,45	19,49	7,32	7,59	3,32	1,26
4	0,28	1,55	1,94	0	0,28	1,21	16,38	4,3	5,35	3,31	3,42
5	8,29	0	1,05	0,29	1,35	0,48	19,48	5,72	7,58	5,13	1,05
6	1,4	0	13,08	0	0,49	0,25	21,36	8,1	9,68	2,52	1,06
7	4,87	2,44	0	0,09	0,45	0,41	15,01	6,49	6,6	1,61	0,31
8	2,02	0	3,11	0	0,15	0,34	24,36	7,58	9,8	5,6	1,38
9	1,91	7	0	0	0,07	0,57	25,22	7,79	13,65	2,77	1,01
10	2,01	0	1,72	0	0,58	0,58	25,63	7,21	9,66	6,52	2,24
11	4,89	1,22	8,53	2,71	0,92	0,57	25,32	9,47	9,37	6,48	0
12	6,84	0	2,65	0	0,63	0,37	20,06	6,64	8,63	2,49	2,3
13	5,38	0,3	2,49	1,61	1,67	1,66	25,17	9,66	12	3,51	0
14	11,83	0,56	0,31	0	1,26	0,23	26,28	11,59	9,62	4,49	0,58
15	3,21	0	3,35	0,4	0,18	1,28	23,64	6,51	8,6	5,32	3,21
Автолитовая кимберлитовая брекчия											
16	24,48	0	0	18,87	0	0,21	10,37	4,69	4,04	1,64	0
17	6,1	0,75	6,9	2,12	0,54	1,04	24,12	8,33	10,12	2,55	3,12
18	29,5	0	0	12,24	0	0,32	13,56	3,41	5,65	3,5	1
19	7,39	0	2,36	0	0	0,37	27,44	9,29	9,06	7,62	1,47
20	2,1	0	0	33,57	0	0,11	2,37	1,19	1,18	0	0
21	5,09	0	0	3,06	0,29	0,31	14,02	7,47	6,55	0	0
22	41,08	0	0	0	0	0,28	12,93	5,41	5,18	2,34	0
23	15,08	0	0,35	19,5	0	0,15	19,74	5,78	8,73	4,33	0,9
24	26,98	0	0	13,4	0	0,75	14	7,5	5,35	1,15	0
25	36,01	0	0	11,19	0	0,25	16,76	6,19	5,97	4,6	0
26	14,3	0	0	8,19	0,33	0,73	15,21	5,54	5,99	2,48	1,2
27	10,15	0	1,2	5,84	1,39	0,56	18,64	7,06	7,74	3,84	0
28	22,82	0	0	6,26	0	0,35	15,06	5,38	6,47	3,21	0
29	42,08	0	0,96	0	0,2	0,36	11,19	4,97	4,28	1,35	0,59
30	8,26	0	0	1,39	0,43	0,61	21,92	6,92	8,19	5,28	1,53

Для порфировых кимберлитов характерно низкое содержание ксеногенного материала. Он представлен единичными обломками осадочных

(в среднем 4 %) и коровых, редко мантийных пород (0,6 %). Распределение их неравномерное как по отдельным образцам, так по скважинам (рис. 2а). Среднее содержание ксенолитов метаморфических пород в порфирировых кимберлитах составляет 0,98 %. В основном, это мелкие единичные обломки, диаметр которых не превышает 1 см.

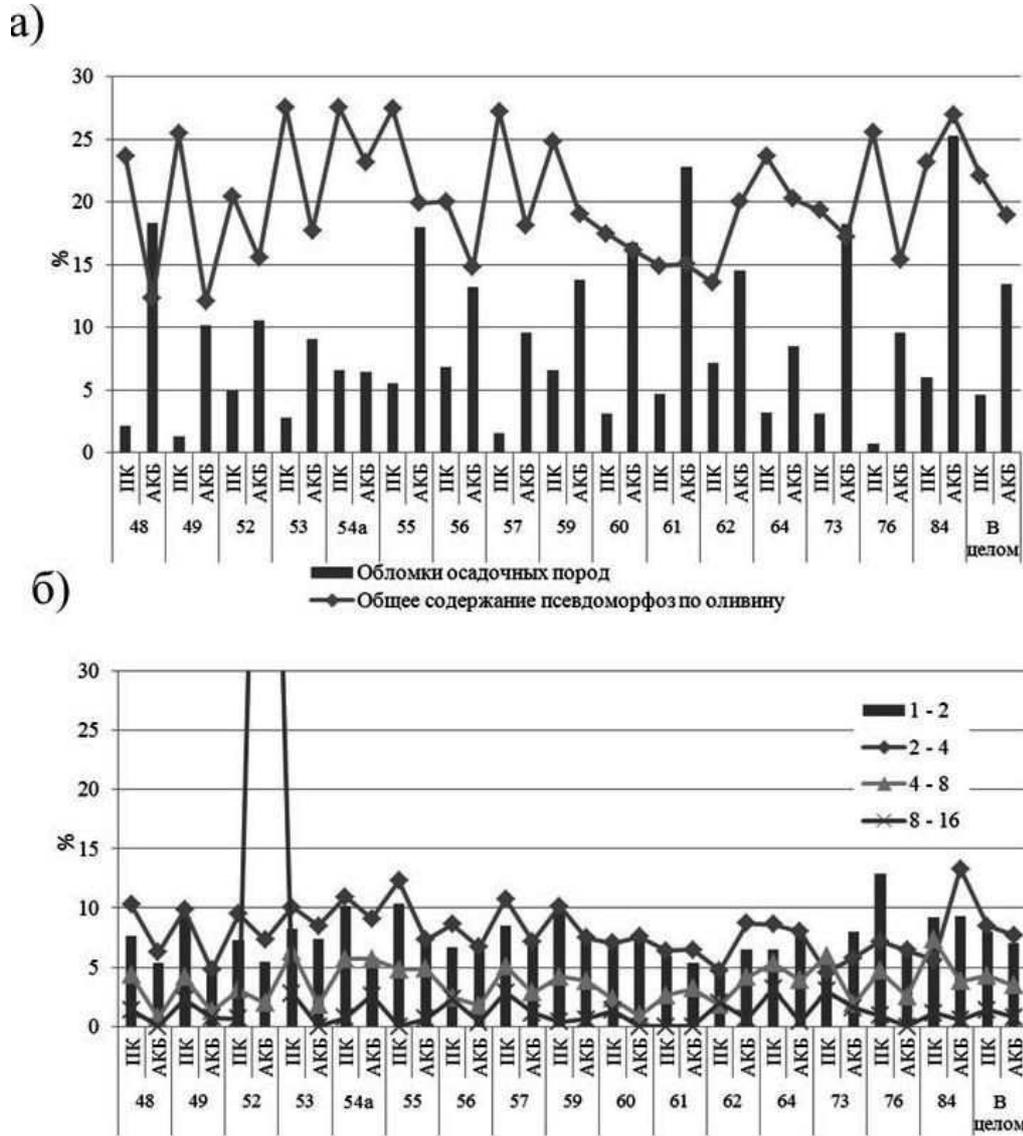


Рис. 2. Распределение обломков осадочных пород и псевдоморфоз по оливину в кимберлитах трубки Заря.

а) по отдельным скважинам, в порфирировых кимберлитах и автолитовой брекчии, б) распределение псевдоморфоз по оливину различной крупности.

Автолитовые кимберлитовые брекчии, слагающие данную трубку – породы серого цвета, содержащие в среднем около 11 % ксенолитов осадочных пород. Обломки вмещающих пород в большинстве средних размеров, овальной либо угловато-сглаженной форм темно- и светло-серого цвета (реже темно-зеленого), представлены карбонатно-глинистыми

разностями, размеры от 0,5 до 2 - 3 см; распределены в породе относительно равномерно. Текстура породы в целом – брекчиевая, кимберлита-цемента – мелко-среднепорфировая. Шаровая текстура основной массы проявлена достаточно четко, сферотакситовая оболочка располагается по периферии псевдоморфоз и ксенолитов осадочных горных пород в виде мелких шарообразных обособлений микрозернистого строения и переменной мощности, более темного, чем основная масса цвета и включает в себя псевдоморфозы по оливину II генерации. Псевдоморфозы по оливину-I в брекчии в основном выполнены зеленовато-серым и буроватым серпентином при подчиненной доле кальцита. Их содержание заметно ниже по сравнению с порфировыми кимберлитами и составляет в среднем около 18 %.

Наиболее четко различие описанных типов пород прослеживается в содержании псевдоморфоз по оливину и ксенолитов осадочных пород (рис. 2 а).

Чёткое различие ПК и АКБ наблюдается так же и в процентном соотношении оливина разных классов крупности (рис. 2 б). Так, количество зерен класса 1 - 2мм всегда преобладает в порфировых кимберлитах, в среднем составляя около 56 % (в расчетах общее содержание оливина 1 генерации размером более 1 мм в образце принималось за 100 % и, таким образом, не зависело от других компонентов составляющих породу). Содержание оливина класса 4 - 8 мм в АКБ ниже такового в ПК. Постоянство соотношений оливина разной размерности в пределах одного петрографического типа, по-видимому, обусловлено его генетической индивидуальностью, отражающей термодинамические условия кристаллизации.

Разница в соотношениях оливина между типами кимберлитов, вероятно, свидетельствует о различиях в температурных режимах разных этапов кимберлитобразования, и о некотором дефиците оливиновой составляющей в завершающих фазах. Устойчивая пропорция в содержании оливина разных классов крупности - один из наиболее стабильных признаков, который соблюдается практически во всех изученных трубках. Это соотношение может служить приоритетным при типизации кимберлитовых пород.

ОСОБЕННОСТИ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА КИМБЕРЛИТОВ

Химический состав кимберлитов трубки Заря анализировался по тем же образцам, по которым осуществлялся макропетрографический анализ пород (проанализировано 105 образцов). Результаты химических исследований кимберлита-цемента трубки Заря показали, что порфировые кимберлиты характеризуются более железистым составом, повышенными содержаниями оксидов TiO_2 и P_2O_5 , по сравнению с кимберлитовыми брекчиями. Для исследованных образцов характерны широкие вариации химического состава даже в пределах одного петрографического типа (табл. 2), что подтверждается и соответствующими графическими построениями (рис. 3).

Химический состав кимберлитов трубки Заря (мас.%)

№ п/п	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Ппп	Сумма
Автолитовая кимберлитовая брекчия												
1	21,0	1,2	2,9	5,6	0,1	18,3	24,0	0,0	0,3	0,2	26,3	99,9
2	27,0	1,4	1,3	5,8	0,1	26,8	15,8	0,1	0,1	0,3	21,9	100,7
3	23,2	1,7	2,6	8,5	0,1	21,7	18,7	0,1	0,6	0,5	22,3	100,2
4	25,8	1,5	1,3	7,0	0,1	25,1	16,4	0,2	0,4	0,3	22,6	100,8
5	16,8	2,0	3,0	11,7	0,1	13,5	24,8	0,0	0,6	0,7	26,5	99,7
6	24,4	1,0	1,4	6,0	0,1	22,6	21,6	0,0	0,5	0,4	22,3	100,3
7	24,6	2,2	3,0	9,2	0,1	23,6	15,9	0,2	0,4	0,7	20,5	100,3
8	22,6	1,3	1,9	4,3	0,1	19,7	22,7	0,0	0,3	0,5	26,9	100,4
9	30,8	3,0	3,1	8,7	0,2	32,9	5,3	0,3	0,0	0,8	15,3	100,4
10	24,3	1,0	2,9	5,9	0,1	18,9	20,9	0,0	0,1	0,4	25,6	100,0
11	23,9	1,2	2,3	5,2	0,1	20,1	21,0	0,1	0,1	0,2	25,9	100,1
12	21,1	0,7	3,9	4,4	0,1	22,3	21,5	0,1	0,3	0,3	26,1	100,7
13	27,5	1,4	1,7	4,1	0,1	29,3	14,3	0,3	0,2	0,3	21,5	100,7
14	24,6	1,8	2,7	6,5	0,1	31,0	10,1	0,4	0,7	0,5	22,6	101,0
15	20,3	0,9	2,8	4,1	0,1	20,5	22,8	0,1	0,6	0,3	27,8	100,4
16	25,6	1,8	2,9	5,7	0,1	24,3	16,7	0,2	0,5	0,4	22,4	100,5
17	23,8	1,5	1,2	7,1	0,1	20,6	21,0	0,1	0,0	0,2	25,0	100,6
18	22,5	0,9	1,0	5,9	0,1	19,3	23,2	0,0	0,1	0,2	27,2	100,5
19	25,4	1,3	1,9	5,6	0,1	25,9	17,1	0,2	0,3	0,4	22,8	100,9
20	22,6	1,7	2,3	5,1	0,1	15,6	25,1	0,0	0,4	0,6	25,9	99,4
Порфиновый кимберлит												
21	24,7	0,3	4,5	4,2	0,1	20,9	19,7	0,2	0,1	0,1	25,3	100,3
22	28,3	1,8	2,0	7,5	0,1	24,8	14,0	0,3	0,5	0,5	20,0	99,8
23	23,9	1,6	2,0	5,9	0,1	21,0	19,8	0,3	0,6	0,5	24,4	100,2
24	28,0	1,6	1,7	7,5	0,1	27,0	13,5	0,3	0,5	0,3	20,0	100,5
25	29,3	1,7	1,9	8,2	0,1	25,7	13,3	0,3	0,3	0,4	19,6	100,8
26	26,9	1,5	1,8	7,5	0,1	26,6	14,7	0,3	0,3	0,5	20,2	100,4
27	24,3	2,0	3,7	6,5	0,1	20,5	19,2	0,3	0,8	0,6	22,2	100,2
28	27,1	2,0	1,7	9,2	0,1	27,9	12,2	0,2	0,5	0,4	19,2	100,6
29	22,9	2,0	1,9	9,3	0,1	21,1	19,0	0,1	0,2	0,5	23,5	100,6
30	23,2	1,0	2,3	4,1	0,1	21,2	21,8	0,0	0,1	0,4	26,1	100,4
31	23,2	1,5	2,0	4,1	0,1	22,7	20,8	0,2	0,3	0,6	24,9	100,3
32	22,3	1,7	2,8	5,3	0,1	15,2	25,0	0,0	0,8	0,8	25,9	100,0
33	23,7	1,3	1,4	3,9	0,1	22,8	20,2	0,2	0,1	0,1	26,5	100,4
34	24,4	1,6	1,9	8,1	0,1	24,0	17,1	0,2	0,5	0,6	21,7	100,3
35	23,2	1,6	2,6	8,1	0,1	20,4	19,3	0,2	0,4	0,5	23,8	100,3
36	27,6	2,0	1,8	5,3	0,1	27,5	14,3	0,2	0,2	0,4	21,2	100,8
37	20,3	2,0	2,0	6,9	0,1	18,3	23,7	0,1	0,1	0,7	26,2	100,4
38	28,7	1,9	1,8	7,6	0,1	31,6	9,0	0,3	0,3	0,5	18,8	100,6
39	26,4	1,2	1,7	4,9	0,1	23,3	18,3	0,1	0,2	0,4	24,0	100,7
40	24,0	1,8	1,8	5,7	0,1	22,4	19,4	0,2	0,1	0,6	24,2	100,6

Примечание. Химические анализы кимберлитов трубки Заря выполнены в Институте геологии и минералогии СО РАН (г. Новосибирск) под руководством В.Б. Василенко на рентгеновском флуоресцентном анализаторе BRA-20R.

Максимальные содержания кремнезема отмечены в автолитовых

кимберлитовых брекчиях скважин 54а, 62, 64 и в порфириновых кимберлитах скважин 55, 56, 57, 59. Для этих же образцов пород, как правило, характерны

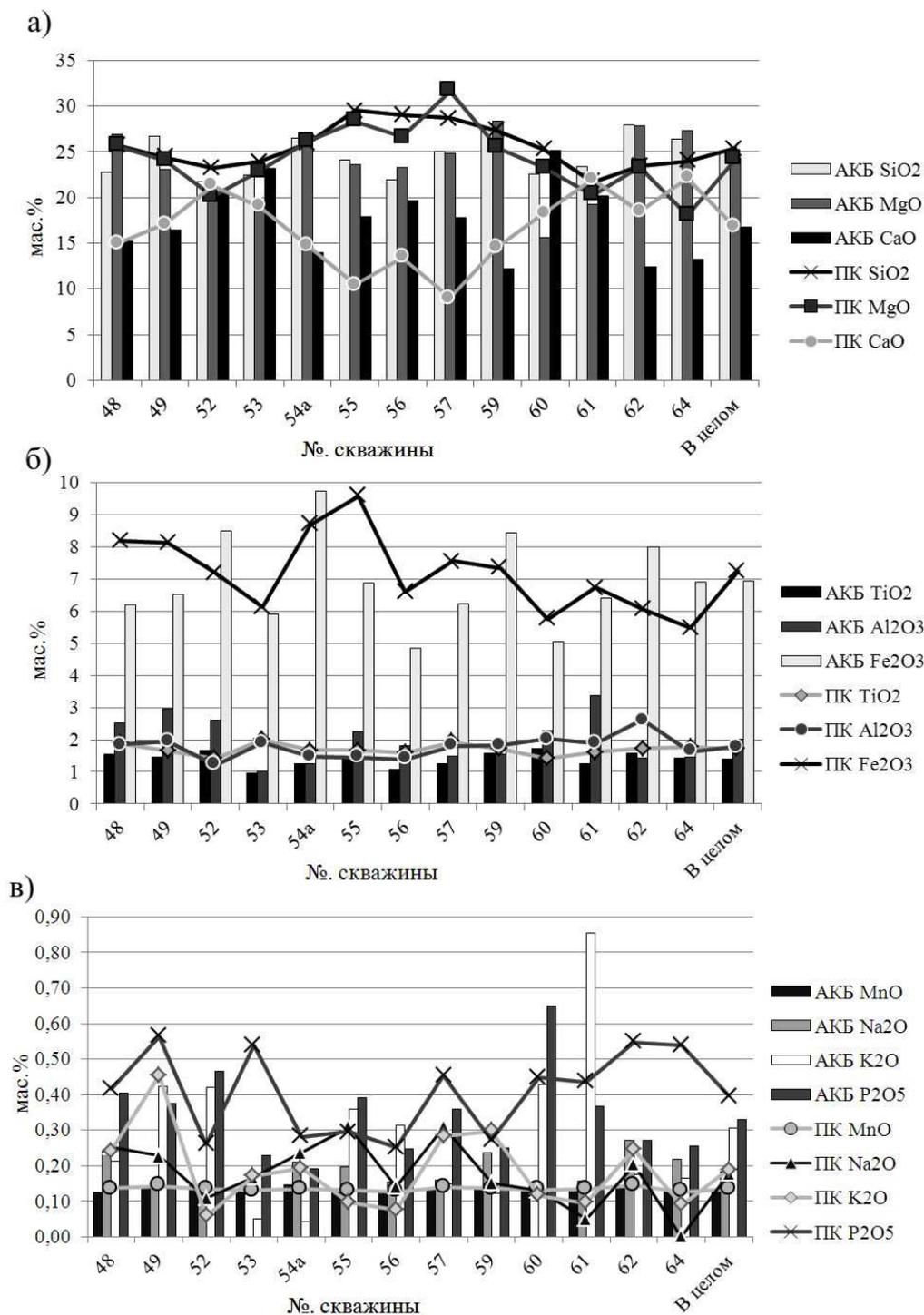


Рис. 3. Вариации химизма кимберлитов по скважинами типам пород в трубке Заря.

повышенные содержания магния и пониженные содержания кальция. Содержания MgO широко варьируют в различных образцах и отдельных скважинах в порфириновых кимберлитах и, особенно, в автолитовых брекчиях

(см. рис. 3), при близких средних содержаниях - 23 мас. % MgO.

Следует отметить относительно высокую титанистость кимберлитовых пород трубки Заря. Максимальные содержания окиси титана отмечены в порфировых кимберлитах из скважин 53 и 57 (до 1,9 мас. % TiO₂), а также автолитовых кимберлитовых брекчиях скважин 60 и 62 (до 3,2 мас. % TiO₂). Средние содержания TiO₂ близки в обоих типах пород и составляют 1,6 мас. % TiO₂ в порфировых кимберлитах и 1,5 мас. % - в автолитовых. Повышенная титанистость кимберлитов является отрицательным фактором алмазоносности и свидетельствует об агрессивном характере соответствующей кимберлитовой магмы [4, 6], что обычно обуславливает наличие корродированных и округлых кристаллов в алмазной продукции. Следует подчеркнуть, что высокоалмазоносные трубки, как правило, отличаются пониженной титанистостью кимберлитовых пород [2, 3].

Для обоих типов пород трубки Заря характерны почти одинаковые средние содержания Fe₂O₃ (6,4 мас. %). Максимальные содержания Fe₂O₃ отмечены в порфировых кимберлитах скважин 55, 54а и автолитовых кимберлитовых брекчиях скважины 54а, достигая до 9,5 мас. %. Максимальные содержания окиси алюминия отмечены в кимберлитах скважин 61 (автолитовая кимберлитовая брекчия) и 62 (порфировый кимберлит), в среднем оно несколько выше в автолитовых брекчиях. Для изученных кимберлитов характерны очень узкие вариации в содержаниях марганца. Особенно однородное распределение марганца фиксируется в порфировых кимберлитах, стандартное отклонение составляет 0,01 мас. % MnO.

Можно отметить более высокие содержания натрия в порфировых кимберлитах (среднее содержание Na₂O - 0,19 мас. %) по сравнению с брекчиями (0,1 мас. %). Для изученных образцов автолитовых кимберлитовых брекчий характерно повышенное содержание калия, максимальные содержания калия отмечены в автолитовых кимберлитовых брекчиях скважины 61, которые обязаны этим присутствию флогопита в составе основной массы. Повышенные содержания фосфора также характерны для автолитовых кимберлитовых брекчий.

Наблюдается отчетливая отрицательная корреляция между содержаниями окиси магния и кальция, которая отмечается для кимберлитовых пород большинства трубок Якутской провинции [2]. Для порфировых кимберлитов характерны повышенные содержания кремния и магния и пониженные – кальция. Также для этого типа пород характерны повышенные содержания титана и железа и пониженные – глинозема. Для автолитовых кимберлитовых брекчий характерны повышенные содержания калия и фосфора по сравнению с порфировыми кимберлитами.

Широкие вариации в содержании кальция могут объясняться различиями в степени карбонатизации породы, повышенные содержания титана вероятно связаны с широким проявлением ильменита и

титаномагнетита в матриксе кимберлитов.

Таким образом, исходя из имеющихся данных по химизму пород, более перспективными в отношении алмазности являются автолитовые кимберлитовые брекчии, что соответствует результатам опробования.

Существенные различия в химизме кимберлитовых пород из различных скважин и разновидностей подтверждаются различием минерального состава их основной массы и относительно широкими вариациями концентраций основных минералов: серпентина, кальцита и хлорита даже в образцах, отобранных из различных глубин одной и той же скважины (табл. 3). Из табличных данных очевидна повышенная вариабельность распределения минералов в автолитовых брекчиях и более интенсивная степень их карбонатизации.

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ КИМБЕРЛИТОВ

Индикаторные минералы представлены преимущественно пикроильменитом (среднее содержание 2,7 кг/т) и гранатом (430,5 г/т), встречено менее 10 зерен хромшпинелидов и отмечены единичные знаки хромдиоксида.

Гранаты. Содержание гранатов в пробах варьирует в широких пределах. Для кимберлитов скв. 7А диапазон колебаний составляет 0 - 6610 г/т (при среднем 481 г/т), 9А – 0-2130 г/т (при среднем 313 г/т).

Гранаты в изученных пробах (выборка - 12346 шт.) представлены зёрнами размером $-5+0,5$ мм, преобладает гранулометрический класс $-1+0,5$ мм. Гранаты характеризуются невысокой степенью целостности, в изученной выборке преобладают обломки (49,9 %), обломанные зёрна составляют 11,0 %, поврежденные – 0,60%, осколки составляют 38,33%.

В изученной выборке преобладают оранжево-красные гранаты (34,8 %), на втором месте по частоте встречаемости – фиолетовые гранаты (27,7 %). Форма выделений гранатов чаще всего угловатая, отмечены также угловато-округлые, округлые зерна. В изученной выборке зерен с реликтами кристаллографической огранки не установлено.

На поверхности зерен гранатов зафиксированы два основных типа рельефа: эндогенная матировка (53,3 %) и пирамидально-черепитчатый рельеф растворения (45,9 %). На 0,4 % от количества изученных зерен зафиксирована комбинация матировки и рельефа растворения. Гранаты с включениями составляют в изученной выборке 15,0 %, преобладают среди них гранаты с множественными включениями, чаще всего гранаты с включениями встречаются среди розовых гранатов. Включения чаще всего имеют игольчатую и округлую форму, представлены они, преимущественно, рутилом и другими рудными минералами.

На зёрнах гранатов зафиксированы оболочки различного состава и мощности, наиболее часто реликты оболочек и кайм отмечаются на фиолетовых гранатах.

**Результаты рентгено- и термографического анализа образцов
кимберлитовых пород трубки Заря, (%).**

№ п/п	Оливин	Серпентин	Флогопит	Хлорит	Тальк	Смектит (сапонит др.)	Кальцит	Доломит	Стронцианит, ангезит	Апатит, хантит, галит	Магнетит	Гематит, пирит, перовскит	Кварц	Слюда	Шпинель
Автолитовая кимберлитовая брекчия															
1	0	13	0	4	0	0	83	0	0	0	0	0	0	0	0
2	0	14	0	0	0	0	5	75	4	0	2	0	0	0	0
3	0	7	0	1	0	0	72	20	0	0	0	0	0	0	0
4	2	19	0	3	0	0	74	0	0	1	3	0	0	0	0
5	0	21	0	5	0	0	70	0	0	0	2	0	2	0	0
6	0	13	3	1	1	0	76	1	0	0	1	0	4	0	0
7	1	19	3	1	0	0	73	0	0	2	2	0	0	0	0
8	0	18	6	2	0	0	69	0	0	1	1	0	3	0	0
9	0	26	1	5	0	0	65	0	0	0	2	0	1	0	0
10	0	3	43	4	0	0	46	0	0	2	2	0	0	0	0
11	0	31	8	8	0	0	49	0	0	0	4	0	0	0	0
12	2	42	7	4	0	0	42	0	0	0	4	1	0	0	0
13	0	9	2	4	3	0	80	0	0	1	0	1	0	0	0
14	0	17	0	0	0	0	82	0	0	1	0	0	0	0	0
15	0	23	1	0	0	0	28	47	0	1	0	0	0	0	0
16	0	35	4	4	0	0	40	0	2	2	2	2	9	0	0
17	0	50	0	0	0	9	41	0	0	0	0	0	0	0	0
18	0	65	0	0	0	0	35	0	0	0	0	0	0	0	0
19	0	56	0	8	0	0	21	0	0	0	0	0	4	11	0
20	0	56	0	0	0	0	13	30	0	0	0	0	0	0	0
Порфиновый кимберлит															
21	1	14	0	2	0	0	82	0	0	1	1	0	0	0	0
22	0	17	0	2	0	0	77	0	2	1	0	1	0	0	0
23	0	14	0	7	0	0	73	0	3	0	2	1	0	0	0
24	0	29	0	9	0	0	60	0	0	0	2	0	0	0	0
25	0	88	0	0	0	0	12	0	0	0	0	0	0	0	0
26	0	52	0	17	0	10	21	0	0	0	0	0	0	0	0
27	0	74	0	0	0	0	25	0	0	1	0	0	0	0	0
28	0	61	0	7	0	0	30	0	0	0	0	0	0	2	0
29	0	58	0	0	0	5	28	0	0	0	0	9	0	0	0
30	0	54	0	14	0	6	23	0	0	2	0	0	0	1	0
31	0	39	0	17	0	0	42	0	0	1	0	0	0	1	0
32	0	79	0	0	0	0	21	0	0	0	0	0	0	0	0
33	0	73	0	2	0	0	25	0	0	0	0	0	0	0	0
34	0	13	0	1	0	0	74	0	0	2	0	0	1	6	3
35	0	22	0	5	0	0	73	0	0	0	0	0	0	0	0
36	0	6	0	3	0	0	88	2	0	1	0	0	0	0	0
37	0	12	0	1	0	0	75	0	0	0	0	0	0	12	0
38	0	11	0	0	0	0	89	0	0	0	0	0	0	0	0
39	0	10	0	2	0	0	83	0	0	0	0	0	0	5	0
40	0	11	0	8	0	0	78	0	0	3	0	0	0	0	0

Примечание. Рентгенофазовый анализ состава основной массы кимберлитовых пород определялся на дифрактометре ДРОН-2 в НИГП АК АЛРОСА» (ОАО), г. Мирный. Условия съемки: Cu K α -излучение, V=40 кв, J=20 мА. Аналитик: Лисковская Л.В.

Каймы представлены преимущественно серпентин-карбонатными агрегатами, келифитовые каймы и оболочки отжига дефектов встречаются редко.

Определен химический состав 157 зерен гранатов. Фиксируется широкий разброс в содержаниях окислов MgO, CaO, FeO и Cr₂O₃ (табл. 4). По химическому составу в изученной выборке преобладают гранаты лерцолитового парагенезиса (69,7 %), от количества изученных.

Гранаты лерцолитового парагенезиса по классификации Дж. Доусона и В. Стефенса [5] характеризуются широкими вариациями химического состава, среди них наиболее широко распространены высокотитановые пиропы (46,2 %), на втором месте по частоте встречаемости титанистые пиропы (33,3 %). Малокальциевые хромовые пиропы среди гранатов лерцолитового парагенезиса встречаются с частотой 14,8 %, уваровит-пиропы – 3,7 %. Наиболее редки малокальциевые хромовые пиропы и кальциевые пиропы-альмандины.

Гранаты эклогитового парагенезиса составляют в изученной выборке 17,4 %, представлены магнезиальными альмандинами (92,6 %), титанистыми пиропами (3,7 %) и кальциевыми пироп-альмандинами (3,7 %). Гранаты алмазной ассоциации составляют 7,4 % от количества гранатов эклогитового парагенезиса, и представлены титанистыми пиропами и кальциевыми пироп-альмандинами.

Наиболее редкими в изученной выборке являются гранаты верлитового парагенезиса (1,9 %). Представлены титанистыми, высокотитановыми и уваровит-пиропами (по 33,3 %) 14 %).

Таким образом, химический состав гранатов из кимберлитов трубки свидетельствует о преобладании в кимберлитах трубки Заря ультраосновного материала над эклогитовым, высокая частота встречаемости гранатов алмазной ассоциации дунит-гарцбургитового парагенезиса может расцениваться как положительный минералогический признак алмазоносности.

Ильменит представлен выделениями размером -2+0,5 мм. Описано 3800 зерен. Ильменит из кимберлитов трубки Заря представлен преимущественно осколками (54,6 %), достаточно часто встречаются обломки и обломанные зёрна (30,7 и 12,1 % соответственно). В изученной выборке преобладают угловато-округлые зёрна (76,2 %), несколько реже встречаются выделения угловатой формы (22,5 %).

Вокруг выделений ильменита часто фиксируются оболочки различного состава и мощности. Количество зерен с реликтами оболочек составляет 78,8 % от количества изученных. Распространены оболочки, представленные кимберлитовым матриксом. На поверхности зерен ильменита отмечаются два основных типа эндогенного рельефа: матировка и слабовыраженный шиповидный, причем преобладают зерна с матировкой (81,5 %); зерна с шиповидным рельефом составляют 9,3 %, с техногенным – 9,2 %.

Представительные анализы гранатов из кимберлитов трубки Заря

№ п/п	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	NiO	Сумма
Гранаты эклогитового парагенезиса											
1	39,63	0,19	22,06	0,05	18,28	0,36	11,01	8,32	0,12	0,01	100,03
2	38,62	0,09	21,66	0,02	27,62	0,66	9,00	2,32	0,03	0,03	100,04
3	39,28	0,01	22,06	0,08	24,10	0,44	12,07	1,94	0,05	0,01	100,04
4	38,98	0,09	21,43	0,09	27,03	0,58	9,16	2,70	0,00	0,00	100,05
5	38,62	0,08	21,77	0,07	24,87	0,51	11,93	2,12	0,04	0,00	100,01
Гранаты алмазной ассоциации эклогитового парагенезиса											
6	39,63	0,19	22,06	0,05	18,28	0,36	11,01	8,32	0,12	0,01	100,03
7	41,45	0,36	22,44	0,19	10,09	0,28	18,84	6,27	0,07	0,04	100,03
Гранаты верлитового парагенезиса											
8	41,76	0,22	21,63	1,20	9,30	0,32	18,09	7,36	0,10	0,01	100,00
9	40,77	0,52	16,07	8,36	8,07	0,47	17,98	7,62	0,12	0,00	99,98
10	41,62	0,37	22,12	0,23	9,89	0,29	18,95	6,49	0,07	0,00	100,04
Гранаты дунит-гарцбургитового парагенезиса											
11	41,32	0,44	18,32	6,00	7,73	0,46	21,33	4,24	0,12	0,00	99,96
12	42,06	0,00	20,85	3,71	7,53	0,43	23,75	1,67	0,01	0,00	100,03
13	42,05	0,06	19,25	5,56	7,00	0,40	21,57	4,05	0,07	0,00	100,02
14	41,76	0,02	19,28	5,43	7,05	0,41	21,99	3,96	0,07	0,00	99,97
15	41,73	0,06	19,32	5,59	7,20	0,41	21,60	4,01	0,06	0,03	100,02
Гранаты алмазной ассоциации дунит-гарцбургитового парагенезиса											
16	41,24	0,04	14,91	11,24	7,59	0,45	22,82	1,62	0,04	0,00	99,96
17	41,12	0,00	14,76	11,53	7,65	0,49	22,67	1,66	0,00	0,00	99,88
18	41,37	0,01	15,01	11,06	7,66	0,44	22,67	1,80	0,00	0,01	100,02
19	41,32	0,21	16,47	9,35	6,85	0,41	20,29	5,04	0,05	0,00	100,00
20	41,76	0,02	19,28	5,43	7,05	0,41	21,99	3,96	0,07	0,00	99,97
21	41,47	0,18	15,62	9,97	7,00	0,48	21,00	4,27	0,08	0,00	100,07
Гранаты лерцолитового парагенезиса											
22	41,77	0,31	20,83	3,08	8,00	0,38	21,43	4,11	0,04	0,02	99,97
23	42,08	0,66	21,23	1,49	7,95	0,27	21,95	4,29	0,04	0,01	99,97
24	41,77	1,10	19,19	2,43	9,81	0,36	20,30	4,85	0,12	0,01	99,93
25	42,27	0,39	21,93	1,15	8,86	0,39	20,97	3,94	0,05	0,00	99,94
26	42,04	0,34	19,86	4,19	6,86	0,36	21,76	4,44	0,09	0,02	99,96
27	41,53	0,34	15,69	8,72	7,33	0,32	19,84	5,97	0,08	0,03	99,84
28	40,38	1,34	13,85	9,59	8,19	0,38	19,14	6,92	0,07	0,00	99,87
29	42,18	0,24	19,18	4,78	6,93	0,36	21,68	4,55	0,04	0,01	99,96
30	40,94	1,45	14,21	9,00	7,77	0,36	19,71	6,50	0,05	0,00	99,98
31	41,99	0,56	20,42	2,39	7,90	0,32	21,89	4,46	0,07	0,00	99,99
32	41,73	0,22	20,33	4,15	8,34	0,47	19,64	4,97	0,07	0,00	99,91
33	40,74	1,30	14,11	9,49	7,44	0,34	19,46	6,86	0,09	0,04	99,87
34	40,81	0,41	14,45	10,56	7,63	0,47	18,57	6,86	0,14	0,00	99,89
35	42,35	0,54	21,22	1,73	8,21	0,30	21,52	4,02	0,05	0,03	99,97
36	42,31	0,69	19,86	2,57	7,56	0,30	22,02	4,61	0,10	0,00	100,02
37	41,57	0,77	17,81	5,12	7,68	0,30	21,14	5,54	0,03	0,04	99,99
38	41,28	0,97	16,89	6,17	8,46	0,26	20,56	5,28	0,07	0,01	99,95

Примечание. Анализы выполнены в ЦАЛ БГРЭ АК «АЛРОСА» (ОАО), с помощью рентгеновского микроанализатора с электронным зондом Superprobe JXA-8800R, аналитик А.С. Иванов.

Гранаты дунит-гарцбургитового парагенезиса составляют 10,9 % от количества изученных, представлены малокальциевыми хромовыми

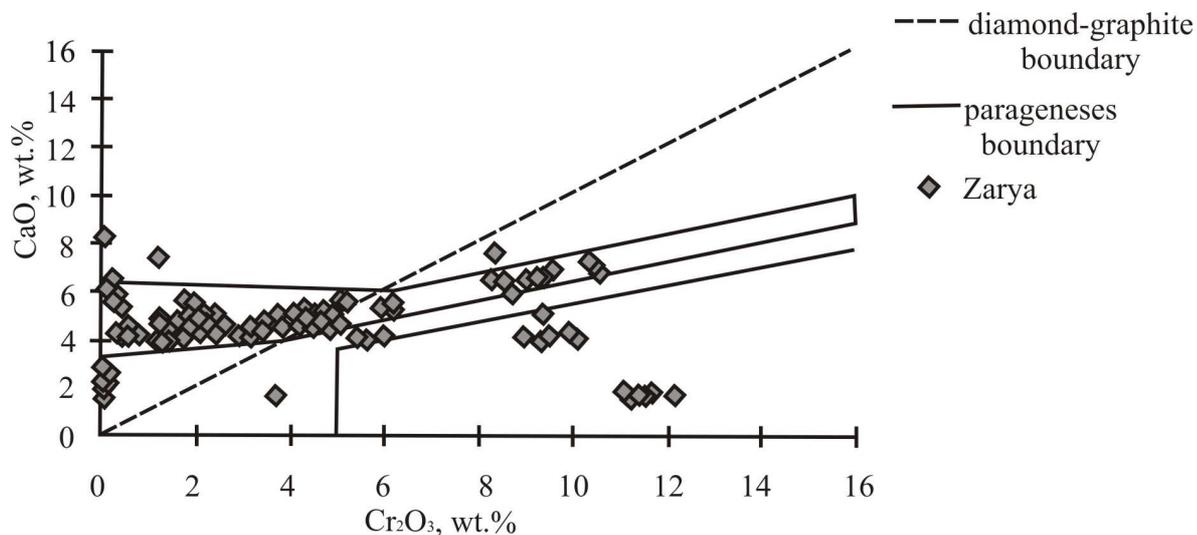


Рис. 4. Фигуративные точки состава гранатов из кимберлитов трубки Заря в координатах Cr₂O₃-CaO по [1].

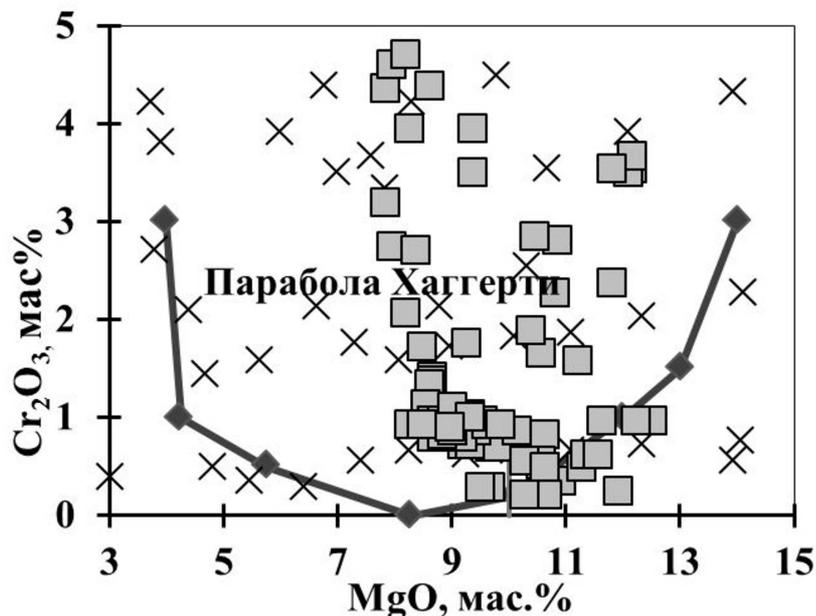


Рис. 5. Фигуративные точки состава ильменитов трубки Заря в координатах Cr₂O₃-MgO.

пиропами (94,1 %) и титанистыми пиропами (5,9 %). Гранаты алмазной ассоциации составляют в изученной выборке 7,7 % (рис. 4) и представлены

малокальциевыми хромовыми пиропами (94,1 %) и титанистыми пиропами (5,9 %).

На диаграмме в координатах Cr_2O_3 - MgO (рис. 5) фигуративные точки составов образуют смещённую вправо левую ветвь параболы Хаггерти [7, 8].

Исследован химический состав 119 зерен ильменита. В результате исследований установлено, что ильменит из кимберлитов трубки Заря характеризуется узким диапазоном составов и представлен пикроильменитом (содержания MgO находятся в пределах 7,8 - 12,5 мас. %), для него характерны широкие вариации в содержаниях Cr_2O_3 (табл. 5).

Пикроильменит из кимберлитов трубки Заря характеризуется широкими вариациями содержаний титана и хрома и повышенным содержанием марганца (табл. 5).

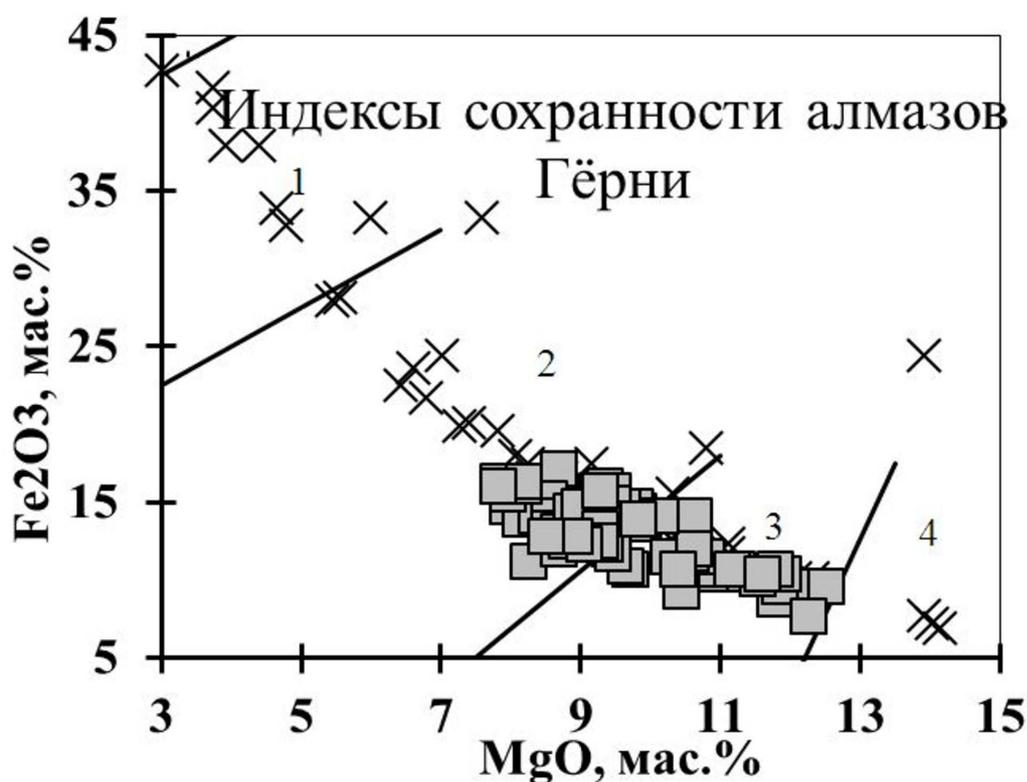


Рис. 6. Диаграммы состава ильменита из кимберлитов трубки Заря в координатах Fe_2O_3 - MgO по [6].

На диаграмме Гёрни [6] фигуративные точки составов ильменита расположены в переходной области, соответствующей индексам 2 - 3, что отвечает относительно высокой агрессивности кимберлитового расплава, соответственно, средней степени сохранности алмазов. Необходимо отметить, что в пробах преобладают зерна с высокими значениями закисного железа более 26 % весовых (табл. 5), что также говорит о повышенной агрессивности соответствующего магматического субстрата.

Таблица 5

Представительные анализы ильменита из кимберлитов трубки Заря

№ п/п	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	NiO	Сумма
1	0,00	49,77	0,39	0,88	40,27	0,27	9,13	0,01	0,04	0,06	100,81
2	0,00	49,51	0,45	0,90	39,91	0,25	8,96	0,05	0,07	0,08	100,17
3	0,02	48,86	0,43	0,90	39,98	0,31	9,15	0,00	0,00	0,09	99,75
4	0,05	50,75	0,75	2,35	33,46	0,25	11,81	0,03	0,04	0,22	99,72
5	0,02	48,99	0,52	0,91	39,88	0,26	8,81	0,01	0,00	0,09	99,48
6	0,02	49,27	0,39	1,03	40,18	0,26	8,92	0,00	0,07	0,07	100,21
7	0,01	48,66	0,44	1,12	40,13	0,26	8,60	0,00	0,00	0,04	99,27
8	0,04	50,33	0,50	0,47	36,78	0,24	10,63	0,00	0,00	0,08	99,06
9	0,02	51,26	0,58	0,97	34,18	0,36	11,66	0,02	0,00	0,12	99,16
10	0,01	46,01	0,19	4,60	40,71	0,27	7,98	0,00	0,00	0,11	99,87
11	0,01	49,60	0,47	0,92	39,68	0,31	8,86	0,01	0,04	0,05	99,93
12	0,07	49,05	0,47	0,91	39,78	0,26	9,31	0,00	0,14	0,03	100,02
13	0,09	49,26	0,52	0,95	39,49	0,27	9,60	0,01	0,11	0,13	100,40
14	0,06	49,19	0,49	0,87	39,05	0,29	9,02	0,00	0,07	0,09	99,12
15	0,00	49,25	0,45	1,01	38,75	0,29	9,33	0,01	0,08	0,05	99,21
16	0,04	50,38	0,41	1,89	35,90	0,31	10,40	0,03	0,01	0,11	99,48
17	0,04	49,17	0,47	0,92	39,32	0,31	8,82	0,01	0,03	0,03	99,12
18	0,05	49,81	0,47	0,96	39,90	0,30	8,76	0,02	0,00	0,03	100,29
19	0,05	48,28	0,56	0,82	40,22	0,36	9,39	0,05	0,07	0,05	99,85
20	0,03	50,85	0,53	0,48	36,88	0,27	10,64	0,02	0,00	0,04	99,74
21	0,04	47,51	0,33	2,75	41,19	0,32	7,97	0,00	0,01	0,10	100,20
22	0,02	48,50	0,43	2,05	40,91	0,29	8,19	0,02	0,00	0,14	100,54
23	0,04	49,31	0,48	0,93	39,57	0,30	8,97	0,01	0,02	0,09	99,71
24	0,05	49,52	0,45	0,99	39,71	0,26	9,12	0,00	0,08	0,08	100,26
25	0,03	49,15	0,43	0,89	39,82	0,34	9,06	0,02	0,06	0,07	99,85
26	0,02	49,40	0,41	0,94	40,09	0,28	8,83	0,00	0,00	0,05	100,01
27	0,03	49,45	0,47	0,98	39,83	0,25	9,03	0,01	0,15	0,07	100,27
28	0,05	49,04	0,55	0,82	38,93	0,28	9,88	0,04	0,00	0,06	99,64
29	0,00	48,09	0,37	1,71	40,83	0,30	8,48	0,01	0,00	0,13	99,92
30	0,04	49,11	0,47	1,03	40,50	0,30	8,86	0,01	0,03	0,08	100,43
31	0,01	48,80	0,47	1,02	39,99	0,31	8,77	0,00	0,06	0,09	99,50
32	0,06	52,36	0,56	0,49	35,81	0,26	11,28	0,03	0,09	0,07	101,00
33	0,00	51,08	0,43	3,51	32,33	0,31	11,81	0,01	0,00	0,15	99,64
34	0,04	50,34	0,60	5,05	31,81	0,23	11,90	0,04	0,07	0,15	100,23
35	0,05	51,81	0,66	0,60	34,87	0,26	11,38	0,06	0,07	0,10	99,86
36	0,02	48,58	0,44	1,36	40,25	0,38	8,71	0,01	0,05	0,10	99,91
37	0,02	50,88	0,50	2,84	34,75	0,30	10,47	0,00	0,02	0,26	100,04
38	0,01	49,34	0,47	0,70	39,06	0,29	9,22	0,00	0,02	0,10	99,20
39	0,02	50,65	0,44	2,82	34,39	0,36	10,89	0,01	0,13	0,19	99,90
40	0,04	50,34	0,60	5,05	31,81	0,23	11,90	0,04	0,07	0,15	100,23

Примечание. Анализы выполнены в ЦАЛ БГРЭ АК «АЛРОСА» (ОАО), г. Мирный с помощью рентгеновского микроанализатора с электронным зондом Superprobe JXA-8800R, аналитик А.С. Иванов.

Химический состав гранатов и ильменита свидетельствует о преобладании ультраосновных пород над эклогитами в субстрате верхней мантии под трубкой. В целом, ассоциация индикаторных минералов в изученных пробах является достаточно типичной для кимберлитовых тел Алакит-Мархинского поля.

ВЫВОДЫ

Таким образом, для кимберлитов трубки Заря характерны следующие характеристики их вещественного состава: относительно невысокие содержания минералов-спутников алмаза, преимущественно гранатовая ассоциация индикаторных минералов, преобладание малиновых пиропов лерцолитового парагенезиса, высокая частота встречаемости титанистых гранатов, два типа составов ильменитов, почти полное отсутствие хромшпинелидов, подчиненное количество гранатов эклогитового парагенезисов, в том числе алмазных ассоциаций. Можно полагать, что эти параметры характерны для слабоалмазоносных кимберлитовых тел.

Результаты исследования химизма гранатов и данные по соотношению гранатов эклогитового и ультраосновного состава в концентрате трубки Заря с учетом количества соответствующих парагенетических ассоциаций алмазного парагенезиса свидетельствуют о низком содержании гранатов эклогитового типа в составе индикаторных минералов и, соответственно, о небольшом вкладе алмазов эклогитового парагенезиса в формирование совокупности алмазов данной трубки. По нашему мнению, это, а также повышенная титанистость кимберлитов, распространенность титанистых гранатов и почти полное отсутствие хромшпинелидов объясняют невысокие содержание и относительно низкое качество алмазов трубки Заря.

В заключение, считаем своим приятным долгом поблагодарить М.В. Шалкину за выполнение макропетрографических подсчетов штучных образцов кимберлитов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. **Соболев Н.В.** Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. Новосибирск, 1974. 264 с.
2. **Специус З.В., Корнилова В.П., Тарских О.В., Иванов А.С.** Минералогическая характеристика кимберлитов глубоких горизонтов трубки Интернациональная. В сб.: Глубинный магматизм, его источники и плюмы. Иркутск, 2012, с. 168-191.
3. **Харькив А.Д., Зинчук Н.Н., Крючков А.И.** Коренные месторождения алмазов мира. М.: Недра, 1998, 555с.
4. **Чепуров А.И., Федоров И.И., Сонин В.М.** Экспериментальное моделирование процессов алмазообразования. - Новосибирск: Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГТМ, 1997. 196с.
5. **Dawson J.B. and Stephens W.E.** Statistical analysis of garnets from kimberlites and associated xenoliths // J. Geol. 1975, v. 83, p. 589 - 607.

6. **Gurney J.J.** 1989. Diamonds. In: Ross J. et al. (eds) *Diamonds, Kimberlites and Related Rocks*, Volume 2. Geol. Soc. Aust. Spec. Publ., 14, Blackwell Scientific Publications, Melbourne, p. 935-965.
7. **Haggerty S.E.** The chemistry and genesis of opaque minerals in kimberlites // *Phys. Chem. Earth*, 1975, vol. 9
8. **Haggerty S.E.** Spinels and ilmenites in high pressure regimes: an empirical analysis // In G.R. Boyd and H.O.A. Meyer (eds) *The Mantle sample*. Washington, 1979.

ГЛУБИННЫЕ КСЕНОЛИТЫ И КСЕНОКРИСТЫ КИМБЕРЛИТОВОЙ ТРУБКИ СЫТЫКАНСКАЯ: СВИДЕТЕЛЬСТВО ЭВОЛЮЦИИ МАНТИЙНОЙ КОЛОННЫ.

Ащепков И.В.¹, Владыкин Н.В.², Тафлос Т.³, Логвинова А.М.¹, Травин А.В.¹,
Юдин Д.С.¹, Карпенко М.А.⁴, Палесский В.С.¹, Хмельникова О.С.¹

¹ИГМ СО РАН, Новосибирск, Россия;

²Институт геохимии СО РАН, Иркутск, Россия;

³Университет Вены, Австрия;

⁴АПРОСА, Мирный, Россия

Изучен концентрат из двух фаз кимберлитов (брекчии и порфиривого кимберлит), а также более 130 ксенолитов из тр. Сытыканская Алакитского поля Якутии. Реконструкции РТХ FO_2 разрезов отдельно для двух фаз кимберлита и ксенолитов показало различие трендов для каждого из минералов, хотя общая слоистость и деление на интервалы по давлению близки. Для порфиривого кимберлита характерны линейные субвертикальные тренды P-Fe\# , CaO для гранатов и - FO_2 , тогда как минералы брекчии дают криволинейные и ступенчатые тренды, а минералы метасоматизированных ксенолитов проявляют наибольший разброс по всем интервалам давления. Ильмениты, трассирующие магматические каналы, обнаруживают расщепление очага на стадии брекчии и смещение вверх на уровень пироксенитовой линзы (4,0 ГПа), что сопровождалось контаминацией Cr из перидотитов. Две группы ($\text{Fe\#O1} \sim 10 - 12 \%$ и $13 - 15 \%$) дериватов протокимберлитов и сопровождающих их метасоматитов трассируют всю магматическую колонну с изменением парагенезисов от ильменит-гранат-хромдиопсидового на глубине, до существенно Cr - диопсид - флогопитового у Мохо для наиболее железистой группы.

Впервые для Алакитского поля получена мантийная геотерма, основанная на ортопироксен-гранатовой термобарометрии. Она совпадает с мономинеральной гранатовой геотермой и почти линейная, соответствует 35 мвт/м² при 6,5 ГПа и 600 °С на границе Мохо.

Степень окисления протокимберлитовых расплавов данной трубки была выше, чем обычно в Якутской провинции, и с этим связана пониженная алмазоносность. Включения алмазов [25, 45] свидетельствуют, что существенная часть из них (высокотемпературные Cr диопсиды и хромиты) сформированы на стадии протокимберлитовых расплавов, тогда как суб- Ca пиропы и омфациты - древние.

Геохимия TREE минералов (гранатов, клинопироксенов) брекчии, метасоматизированных ксенолитов и пироксенитов отличается. Ксенокристы брекчии реагировали с наиболее обогащенным протокимберлитовым или

карбонатитовым расплавом и имеют уплощенные линейные спектры REE, а также глубокие минимумы высокозарядных компонентов. Минералы метасоматизированных ксенолитов часто имеют S-образные спектры гранатов, REE спектры клинопироксенов наклонены положе и слегка обеднены, LREE уровень высокозарядных и литофильных компонентов выше. Гранаты хромистых вебстеритов имеют округлые спектры REE и минимумы Ba-Sr, однако, высокие концентрации Ta-Nb; для клинопироксенов характерны наклонные изломанные спектры и веерообразный разброс LREE.

Ранний метасоматоз с рассеянным флогопитом и амфиболом, возможно, принадлежит метасоматозу континентальной окраины. Отмечены несколько временных интервалов метасоматоза в мантии Алакитского поля по ^{40}Ar - ^{39}Ar методу. Наиболее древний ~ 1154 млн лет, связан с ранней историей Родинии, возраст ~ 1015 млн. лет отвечает высокощелочным Ti расплавам, сформировавшим рихтеритовые глимериты, и основной ~550 - 600 млн. лет – с плюмовыми событиями и заключительным расколом этого континента. Также проявлен протокимберлитовый этап, начавшийся ~385млн. лет за 25 млн. лет до кимберлитового извержения.

ВВЕДЕНИЕ

Кимберлитовая трубка Сытыканская находится на границе Далдынского и Алакитского полей в верховьях ручья Сытыкан [6, 38, 43]. Трубка перекрыта покровами долеритов до 60 м. Сама трубка сложена двумя основными фазами – автолитовой брекчией светло серо-зеленого цвета и темным, почти черным порфировым кимберлитом. Кимберлитовый материал, в основном, добыт и лежит вблизи трубки, а сама она затоплена. Трубка не так богата алмазами, как другие крупные в Алакитском поле, однако, отмечена находка алмаза в 342 карата.

Среди кимберлитов Алакитского поля [6, 9, 38, 43] трубка Сытыканская отличается довольно широким разнообразием глубинных включений, в которых сохранились первичные минералы (гранаты и пироксены, амфиболы, хромиты, ильмениты, рутилы и другие более редкие) [6, 40]. В данной работе будут представлены данные о вариациях составов минералов глубинного генезиса, которые встречаются в ксенолитах и ксенокристаллах из данной трубки.

Нами проанализированы отдельно ксенокристаллы из брекчии и порфирировых кимберлитов, а также минералов из ~ 130 перидотитовых ксенолитов.

ПЕТРОГРАФИЯ

Среди ксенолитов тр. Сытыканская преобладают перидотиты – слабоистощенные гранатовые гарцбургиты (50 %) и гранатовые лерцолиты самого разнообразного облика, в основном зернистые (40 %), шпинелевые лерцолиты (15 %), гранат-ильменитовые перидотиты (20 %), дуниты (4 %), гранатовые дуниты (1 %), пироксениты, в основном, с ильменитом и гранатом (7 %), флогопит-ильменитовые метасоматиты – глимериты (8 %).

Довольно много образований жильного и микрожильного типа. Процентный модальный состав включений приведен по собственным подсчетам (~ 200) и А.В. Манакова (2001) [5].

Подавляющее большинство перидотитов содержат флогопит. Он встречается либо в виде спорадических зерен, рассеянных по всей массе, либо образует микро и макропрожилки, обычно с Cr-диопсидом или ильменитом, реже гранатом и хромитом. Флогопит обычно образует коронарные структуры на гранатах. Часто гранаты полностью замещены существенно флогопит-пироксеновым симплектитом. Прожилки ильменит-клинопироксен-флогопитового состава пересекают первичную структуру породы, в том числе дробят крупные порфиорокласты оливина и граната. Встречаются мономинеральные ильменитовые жилы, которые пересекают перидотиты, в том числе и крупные гранатовые зерна. Обнаружены мелкозернистые существенно оливиновые ильменитовые перидотиты с гранатом и Cr-диопсидом, близкие к деформированным, где, помимо пироксенов, есть флогопит и рихтерит. Ксенолиты эклогитов встречаются редко [6]. В нашей коллекции, в основном, пироксениты и лишь два эклогита. Встречена серия практически не измененных гранат-вебстеритовых ксенолитов с редкими хромитами и ильменитами, а также флогопитом и рутилом довольно крупнозернистого облика. В некоторых из них обнаружены значительные скопления интерстициального графита. Эклогиты крупно-среднезернистые тоже содержат не измененные зерна граната и ильменита, а клинопироксены лишь в реликтах. Ранее были отмечены высокоалмазоносные разновидности [2], в том числе и с дистеном [3]. Мегакристовая ассоциация представлена, в основном, ильменитом и пироповым гранатом. Крупные ильменитовые желваки имеют монокристаллические ядра, которые сцементированы ильменитовым же материалом, в экзоконтактах часто содержат фрагменты перидотитов – в основном оливин и Cr- диопсид.

ДАННЫЕ И МЕТОДЫ АНАЛИЗА

В процессе обработки коллекции были изучены концентраты ксенокристов из брекчии (490 зерен) и порфирированного кимберлита (400 зерен). Кроме того, были изучены 120 перидотитовых ксенолитов, из них половина зернистых лерцолит-гарцбургитовых ксенолитов и остальные ксенолиты с метасоматическими прожилками (~ 60) типа, 10 пироксенитов и 2 эклогита. Все они были проанализированы на рентгеновском микроанализаторе Camebax Micro при стандартных условиях съемки [4]. Дополнительно 5 ксенолитов пироксенитов детально изучены в Университете Вены в шлифах с использованием микронзонда Cameca 100SX. Кроме того, в выборку были добавлены данные для включений в алмазах [24]. Анализы редких элементов в минералах получены методом лазерной абляции индукционно связанной плазмой с использованием прибора Finnigan Element и лазерной приставки

Nd YAG: UVNewWave.

МИНЕРАЛОГИЯ

Составы пиропов на диаграмме (рис. 1) для брекчии и ксенолитов, а также порфиривого кимберлита (рис. 1 Б) обнаруживают несомненное сходство в конфигурации субтрендов и облаков на вариационной диаграмме и близкий интервал колебаний по хромистости до 13 % Cr_2O_3 . Общая доля субкальциевых гранатов [36, 38, 43, 44] в порфирировом кимберлите выше. Выше также доля титанистых разновидностей в начале тренда, однако, в брекчии в средней части тренда по Cr_2O_3 . Значительно выше количество железистых метасоматических гранатов и пироксенитовых, обогащенных CaO.

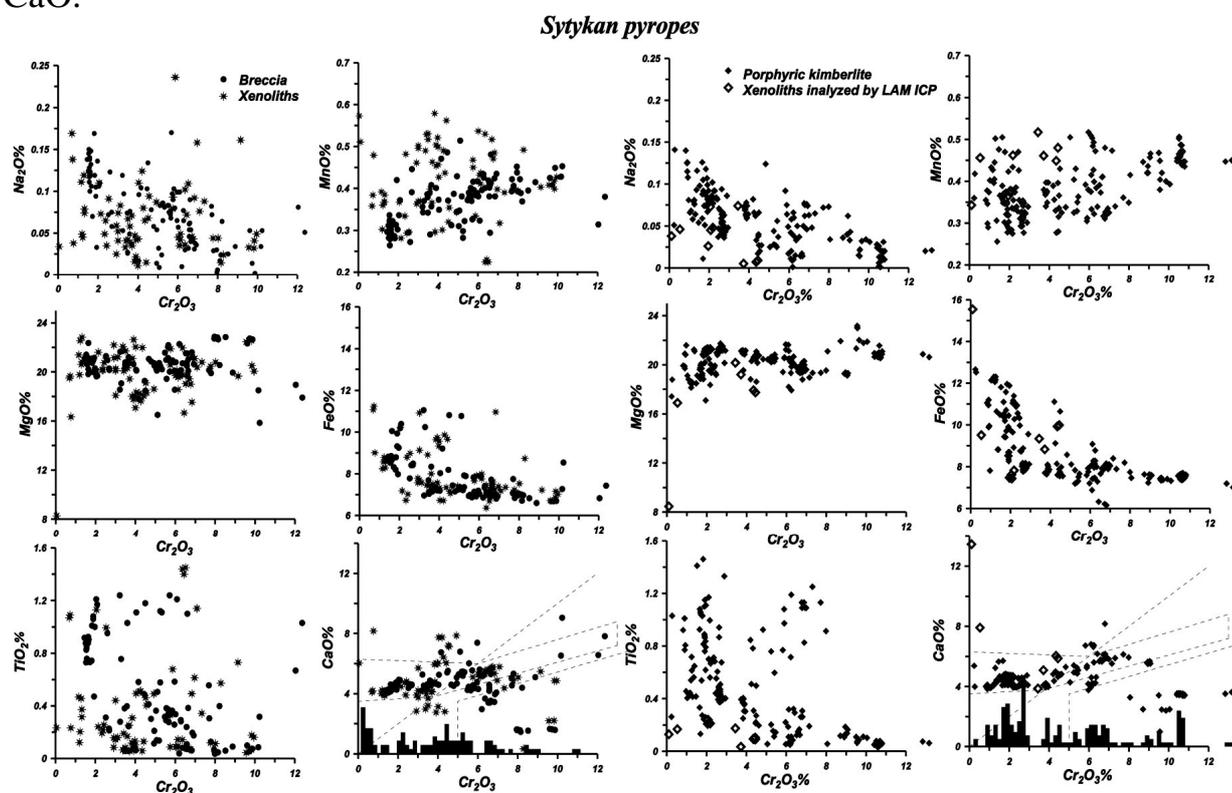


Рис.1. Составы пиропов из брекчии и порфиривого кимберлита тр. Сытыканская.

На рис. 1 приведены составы пиропов из проанализированных ксенолитов, а на рис. 2 Б составы зерен из пироксенитов и жильных ксенолитов проанализированных методом LAMICPMS.

Отметим, что на диаграммах P-Fe# и P-CaO (рис. 6, 7) конфигурации трендов для ксенокристов из брекчии более извилистые, по-видимому, за счет влияния метасоматических процессов, а в порфирировом кимберлите относительно линейные.

Cr-диопсиды из тр. Сытыканской (рис. 2 А) отчетливо разбиваются на 3 интервала по железистости. Слабо метасоматизированные гарцбургиты дают

тренд 1 - 2 % FeO с низким содержанием всех примесей, в том числе и Cr, содержание которого растет к концу интервала. Наибольшее разнообразие метасоматических высоко-Na, Cr, Ti разновидностей принадлежит средней части интервала 2 - 3,5 % FeO. В железистой части тренда, которая представлена пироксенами из Пм-жильных образований, наблюдаются две ветви с разным содержанием Na, Cr, Ti.

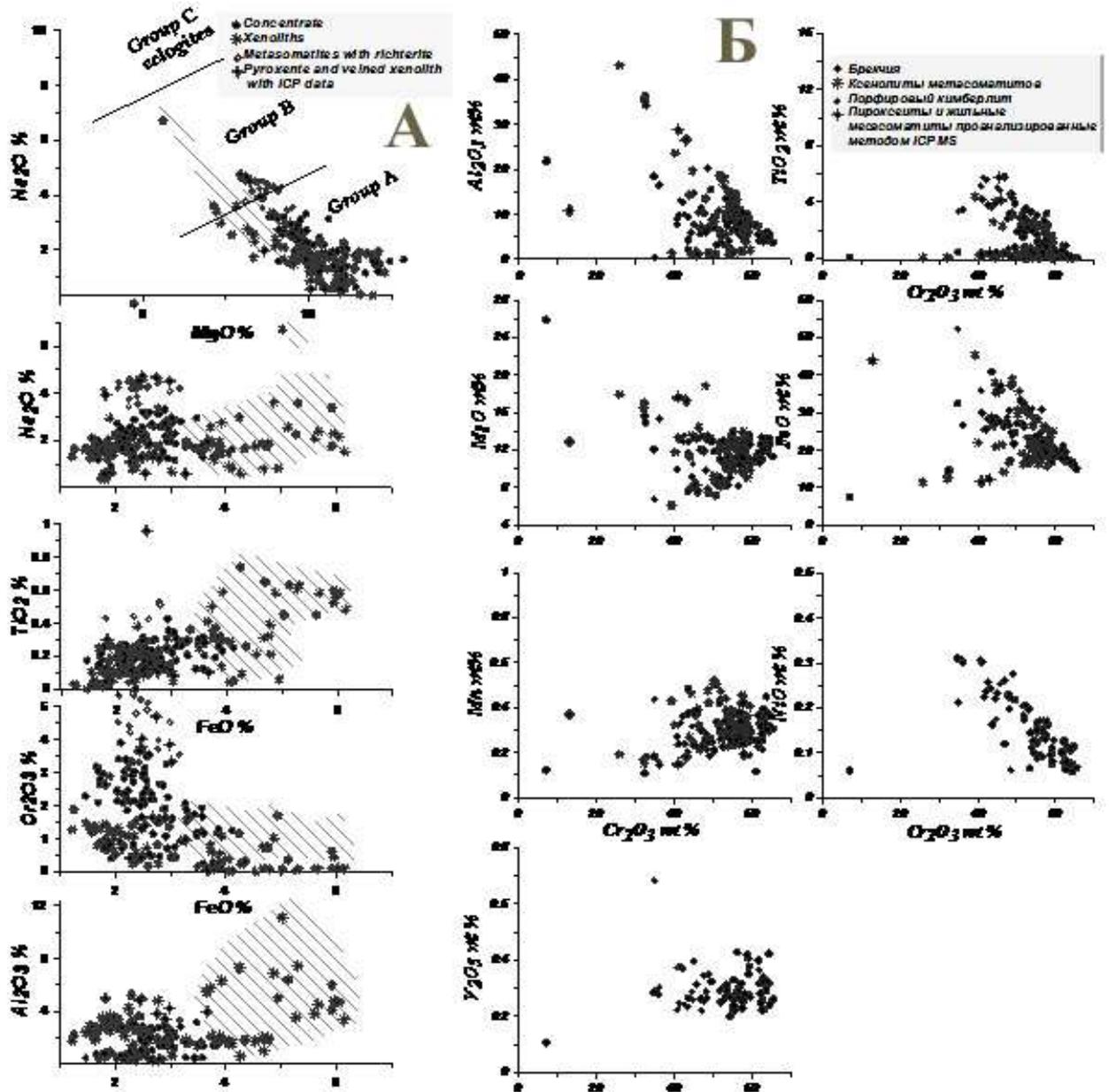


Рис. 2. А - составы Cr-диопсидов из брекчии и порфирового кимберлита тр. Сытыканская. Б - составы хромитов из брекчии и порфирового кимберлита тр. Сытыканская.

Условные обозначения на рис. 1

Хромиты из трубки Сытыканская (рис. 2 Б) относятся в основном к высокохромистым разновидностям. Доля хромитов алмазного парагенезиса $Cr_2O_3 > 60\%$ [38, 43] довольно высока среди концентрата брекчии (30 - 40 %)

и несколько ниже в порфировом кимберлите. Однако многие разности обогащены TiO_2 . Доля таких хромитов выше среди метасоматизированных ксенолитов. Сытыканские хромиты не образуют выраженного линейного тренда Cr - Al, скорее широкое облако, которое состоит из нескольких субтрендов хромитов с разным уровнем железистости и титанистости. Однако ксенолиты гарцбургитового типа содержат довольно высокую долю хромитов, принадлежащих к основному тренду за счет обмена Al_2O_3 - Cr_2O_3 . Уровень NiO резко повышается со снижением Cr.

Ильмениты тр. Сытыканская обнаруживают наиболее широкие вариации (рис. 3), а их тренды одни из сложных из изученных в Якутской провинции, отмечаются широкие вариации по Cr и Al. Для ильменитов из порфировых кимберлитов наблюдается 4 уровня обогащения Cr_2O_3 , тогда как Далдынских – 3 уровня [2]. Наименьший с $\sim 0,5$ параллелен оси TiO_2 , скорее, отвечает фракционированию протокимберлитовых неконтаминированных расплавов. Линейное возрастание этого компонента от 2 до 3 % соответствует формированию каналов движения расплавов за счет проплавления перидотитовой колонны, которое сопровождается постоянным растворением ассоциаций с участием хромита и Cr-диопсида. Дальнейшие два уровня хромистости в средней части тренда TiO_2 - Cr_2O_3 на уровне 3,5 - 5, с очень высоким содержанием Cr, отвечает метасоматитам с флогопитом и рихтеритом из пироксенитовой линзы [34]. В низкотитанистой части наблюдается сразу несколько трендов P- Cr_2O_3 с разным содержанием хрома, которое отвечает функционированию нескольких типов расплавов и соответствующих им метасоматитов, возможно, одновременных. Обогащение Cr сопровождается снижением Al_2O_3

В целом поведение ильменитов Алакитского поля не соответствует особенностям ильменитов Южной Африки, где было предположено параболическое распределение TiO_2 - Cr_2O_3 [20], которое соответствует на деле нижним и верхним метасоматитам вблизи протокимберлитового очага.

Тренд TiO_2 - Cr_2O_3 для брекчии и ксенолитов имеет близкую конфигурацию, но менее отчетливое деление на субуровни. В тренде с наиболее низким содержанием Cr снижается совместно с TiO_2 . Наблюдается также небольшой рост MnO при снижении TiO_2 .

Флогопиты тр. Сытыканская очень разнообразны по составу. Для низкожелезистых наблюдаются 2 уровня обогащения Cr_2O_3 : 0,5 и 2 % Cr_2O_3 . У флогопитов из жил с ильменитом, которые формируют поле при $FeO > 4$ % которые были равновесны с ильменитами уровень обогащения Cr_2O_3 выше до 2 - 2,5 %. Для двух ветвей обогащения Cr_2O_3 наблюдается и два тренда снижения. Также наблюдается и расщепление содержания Na для магнезиальных разновидностей. В средней части диаграммы FeO- TiO_2 происходит также и обогащение TiO_2 до 2 - 5 %, что отвечает жильным флогопитовым метасоматитам, в том числе, и глиммеритам с рихтеритом.

Таблица 1.
Составы главных компонентов и редких элементов клинопироксенов и флогопитов из концентрата автолитовой брекчии

	клинопироксены										Флогопиты						
	S079	S052	S053	S054	S055	S056	S068	S640	S068	S067	S053	STK14	STK24	STK137			
SiO ₂	54.21	54.36	53.32	53.92	54.31	54.89	54.29	54.81	54.55	54.83	54.82	40.67	37.63	39.55			
TiO ₂	0.121	0.048	0.094	0.185	0.069	0.268	0.14	0.05	0.268	0.1	0.094	0.308	3.88	1.74			
Al ₂ O ₃	0.618	2.83	0.71	2.83	2.69	3.27	4.25	2.82	1.59	0.94	0.71	12.32	14.43	14.10			
Cr ₂ O ₃	2.26	3.01	2.61	0.788	3.35	0.681	3.51	3.37	4.09	3.53	2.61	0.323	0.46	1.89			
FeO	2.22	2.18	2.04	3.25	1.9	4.3	2.07	2.31	2.39	2.36	2.04	4.73	5.18	5.22			
MnO	0.067	0.1	0.046	0.068	0.101	0.142	0.075	0.086	0.102	0.062	0.046	0.035	0.063	0.06			
MgO	16.06	14.27	15.63	14.67	13.93	17.57	13.22	13.92	14.75	14.86	15.63	24.71	23.27	23.16			
CaO	21.24	18.96	21.2	20.3	18.55	14.69	16.96	18.12	17.64	19.84	21.2	0.044	0.052	0.01			
Na ₂ O	1.84	3.06	1.82	2.24	3.22	2.65	4.04	3.38	3.3	2.43	1.82	0.756	0.642	0.24			
K ₂ O	0.008	0.027	0.027	0.031	0.02	0.04	0.009	0	0.009	0.003	0.027	10.63	9.7	9.95			
Сумма	98.644	98.845	97.497	98.282	98.14	98.501	98.564	98.866	98.689	98.955	98.997	94.526	95.307	95.91			
Ba	3.67	0.59	7.60	0.66	15.71	12.24	0.68	0.97	0.97	6.31	0.29	21546	16128	22.82			
La	1.72	8.80	9.34	3.25	16.39	45.02	31.01	38.98	45.26	116.82	5.97	3.60	0.59	1.70			
Ce	5.1	35.3	28.8	12.9	36.3	113.7	106.2	136.1	178.0	299.2	11.3	6.72	1.69	6.56			
Pr	0.8	5.9	4.7	2.0	5.0	15.2	11.2	14.1	18.2	34.9	1.5	0.79	0.32	0.82			
Nd	4.5	28.3	23.7	9.2	22.1	66.1	44.5	52.8	65.1	131.7	5.4	5.22	2.96	4.76			
Sm	1.05	5.72	5.18	1.87	4.28	12.25	8.00	9.81	11.81	20.73	0.44	2.58	0.90	0.80			
Eu	0.39	1.64	1.55	0.53	1.11	3.44	2.48	3.03	3.34	6.00	0.12	0.60	0.30	0.17			
Gd	1.11	4.28	4.18	1.38	3.78	10.36	5.89	6.77	7.82	13.81	0.3	0.44	0.47	0.47			
Tb	0.14	0.43	0.43	0.14	0.45	1.10	0.66	0.77	0.87	1.56	0.03	0.03	0.06	0.04			
Dy	0.84	2.05	1.97	0.60	1.88	4.92	2.87	3.48	3.64	6.33	0.13	0.12	0.18	0.15			
Ho	0.14	0.29	0.28	0.09	0.31	0.68	0.37	0.45	0.47	0.91	0.02	0.03	0.03	0.03			
Er	0.34	0.65	0.56	0.18	0.71	1.08	0.70	0.82	0.84	1.57	0.03	0.08	0.05	0.23			
Tm	0.04	0.06	0.06	0.02	0.08	0.12	0.06	0.08	0.09	0.18	0.003	0.02	0.02	0.02			
Yb	0.22	0.40	0.31	0.10	0.48	0.66	0.32	0.38	0.44	0.83	0.011	0.06	0.11	0.36			
Lu	0.03	0.04	0.03	0.01	0.06	0.06	0.04	0.04	0.05	0.09	0.002	0.01	0.04	0.08			
Hf	0.56	2.43	3.14	1.04	5.70	6.93	1.92	2.35	2.42	4.43	0.37	0.35	0.22	0.17			
Ta	0.03	0.11	0.17	0.02	0.34	0.15	0.03	0.04	0.20	4.06	0.002	0.61	3.77	1.12			
Pb	2.84	0.29	0.71	0.33	10.44	5.86	2.77	3.72	4.12	4.77	0.8	9.96	1.92	1.73			
Th	0.09	0.10	0.62	0.03	1.07	2.43	1.76	2.37	2.32	10.06	0.46	10.58	4.44	0.47			
U	0.06	0.03	0.18	0.01	0.82	0.28	0.35	0.53	0.50	1.01	0.02	0.34	0.53	8.84			
Sc	20	47	45	15	196	186	109	143	144	199	12	42	21	15			
V	182	155	376	187	348	1084	1236	1649	1637	1462	141	1897	634	2151			
Co	34	7	18	9	119	72	76	100	103	101	5	1023	490	539			
Cu	5.46	0.18	6.56	1.05	52.71	16.51	2.53	6.42	2.16	11.66	0.3	33	18	13			
Ni	434	114	317	126	2524	1014	957	1257	1253	1566	85	7548	4607	849			
Rb	0.73	0.04	0.63	0.05	3.81	0.32	0.01	0.02	0.07	0.40	0.03	7.56	3.38	7.35			
Sr	102	247	253	119	415	968	770	979	1042	1318	133	50	21	389			
Y	3.35	7.02	6.25	2.05	7.71	15.80	9.11	10.54	11.46	19.87	0.36	568	587	6			
Zr	4.47	35.1	41.3	13.8	115.9	143.7	52.4	64.6	75.5	148.6	3.19	49	43	54			
Nb	0.26	0.73	2.24	0.18	3.57	3.04	1.30	1.78	5.29	168.22	0.03	4.3	69	14			

Главные компоненты проанализированы на рентгеновском микроанализаторе Camebax Micro. Анализы редких элементов в минералах получены методом лазерной абляции индукционно связанной плазмы с использованием прибора Finnigan Element и лазерной приставки Nd YAG: UVNewWave.

Таблица 2.

Составы главных компонентов и редких элементов гранатов и ильменитов из концентрата автолитовой брекчи кимберлитовой трубки.

	гранаты										Ильмениты									
	SG076	SG077	SG078	SG079	SG066	SG087	SG060	SG062	SG063	SG064	SI169	SI152	SI149	SI150	SI135	SI123	SI138			
SiO ₂	41.08	41.73	41.82	42.07	40.1	41.64	40.13	41.89	42.1	41.82										
TiO ₂	0.581	0.074	0.335	0.045	0.317	0.578	1.03	0.227	1.08	0.301										
Al ₂ O ₃	19.12	16.5	18.87	17.88	14.69	18.42	12.07	21.26	19.83	19.87										
Cr ₂ O ₃	4.16	9.87	5.76	8.11	10.23	5.25	12.37	2.68	1.89	4.79										
FeO	9.21	6.7	7.14	7.01	8.54	7.36	7.43	8.42	9.32	7.15										
MnO	0.471	0.449	0.416	0.422	0.453	0.282	0.38	0.391	0.313	0.387										
MgO	17.79	22.65	20.79	22.81	15.85	20.41	17.91	20.28	20.95	20.85										
CaO	6.75	1.59	4.56	1.57	9.05	5.47	7.82	4.56	4.74	4.52										
Na ₂ O	0.10	0.00	0.09	0.02	0.05	0.07	0.05	0.08	0.09	0.06										
K ₂ O	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.01	0.02	0.02										
Сумма	99.28	99.58	99.79	99.96	99.3	99.5	99.21	99.8	100.33	99.75										
											Сумма	99.41	100.84	100.54	99.44	100.9	100.45			
Ba	4.44	3.14	7.27	0.91	1.93	3.06	0.03	0.12	2.16	4.07										
La	0.97	0.11	0.73	0.10	0.71	0.13	0.02	0.06	0.59	0.37										
Ce	0.56	0.82	2.78	1.04	2.74	1.30	0.12	0.47	2.08	1.45										
Pr	0.23	0.44	0.38	0.23	0.49	0.17	0.03	0.07	0.56	0.18										
Nd	3.13	4.06	1.69	1.93	2.75	1.04	0.29	0.35	4.04	1.47										
Sm	1.22	1.42	0.46	1.50	0.98	0.86	0.29	0.12	0.90	1.37										
Eu	0.53	0.31	0.09	0.62	0.39	0.06	0.17	0.06	0.20	0.55										
Gd	2.51	0.65	0.24	2.57	1.32	0.14	0.60	0.24	0.57	2.93										
Tb	0.83	0.07	0.02	0.50	0.15	0.04	0.16	0.09	0.09	0.66										
Dy	6.93	0.40	0.07	3.79	0.53	0.31	1.35	1.02	1.13	5.71										
Ho	2.10	0.07	0.02	0.92	0.08	0.10	0.37	0.34	0.38	1.35										
Er	5.37	0.17	0.09	2.72	0.20	0.39	1.06	1.49	1.61	4.69										
Tm	0.75	0.05	0.01	0.41	0.04	0.07	0.19	0.27	0.29	0.74										
Yb	5.40	0.28	0.23	3.06	0.38	0.81	1.40	2.17	2.98	5.85										
Lu	0.85	0.11	0.03	0.49	0.12	0.15	0.23	0.39	0.59	0.88										
Hf	0.70	0.26	0.13	2.26	0.64	0.11	0.57	0.11	0.54	1.96										
Ta	0.01	0.07	0.05	0.06	0.05	0.11	0.01	0.02	0.21	0.09										
Pb	0.77	0.84	1.75	0.35	0.73	1.05	0.22	0.27	1.73	2.83										
Th	0.04	0.27	0.30	0.02	0.12	0.03	0.003	0.02	0.15	0.05										
U	0.02	0.04	0.04	0.03	0.07	0.05	0.01	0.02	0.10	0.11										
Sc	108	107	8	143	259	136	42	125	463	156										
V	217	102	1412	476	628	435	74	386	778	371										
Co	41	23	408	93	106	68	22	71	107	118										
Cu	180	202	78	3.3	7.5	14.1	1.0	0.7	10.1	23.4										
Ni	286	192	437	169	104	119	47	66	226	505										
Rb	0.05	0.10	3.50	0.01	0.14	0.52	0.06	0.11	0.15	0.39										
Sr	0.00	2.56	194.57	1.75	126.61	3.90	1.32	0.54	8.42	11.78										
Y	2.8	1.9	3.7	22.6	1.9	2.6	8.9	10.5	11.1	36.3										
Zr	58.5	32.0	34.8	80.0	36.7	4.6	19.3	2.9	17.1	70.3										
Nb	2.71	2.03	1.70	0.58	0.69	1.26	0.05	0.31	1.74	0.72										

Таблица 3.

Составы главных компонентов амфиболов, флогопитов и рутила из концентрата автолигтовой брекчи кимберлитовой трубки Сытыканская.

Образец Компонент	Stk196	Stk196a	SytD018	SytD047	SytD018	SytD146	SytD163	S68	ST75	Stk35	ST250
	Рихтериты			Паргаситы					рутил		
SiO ₂	51.89	52.4	48.88	54.08	49.88	49.97	46.79	46.95	42.31	42.1	0.018
TiO ₂	0.15	0.14	0.146	0.197	0.146	0.154	0.488	0.217	2.05	0.38	98.1
Al ₂ O ₃	6.08	6.09	7.79	3.05	7.79	7.91	11.36	9.44	14.88	11.37	0.027
Cr ₂ O ₃	1.53	1.45	2.18	0.769	2.18	2.22	0.88	2.13	0.588	0.29	1.69
FeO	2.88	2.82	2.67	3.16	2.67	2.66	4.43	2.97	4.55	4.11	0.127
MnO	0.1	0.07	0.052	0.062	0.052	0.07	0.06	0.029	0.111	0.04	0
MgO	21.23	21.2	20.29	14.53	20.29	19.7	18.16	20.25	17.78	26.01	0.039
CaO	6.47	6.54	8.56	20.91	8.56	8.64	10.35	10.52	10.61	0	0.023
Na ₂ O	5.38	5.4	4.68	2.24	4.68	4.68	4.02	3.83	2.99	0.1	0.056
K ₂ O	1.97	1.98	1.34	0.034	1.34	1.26	1.14	1.45	1.04	10.67	0.001
Сумма	97.68	98.09	96.588	99.032	97.588	97.264	97.678	97.786	96.909	95.07	100.081
Образец Компонент	Stk196	Stk9	Stk167	Stk167a	ST1961	ST1961	ST1871	ST601	ST75	s104	Stk208
	флогопиты										
SiO ₂	41.43	41.06	39.15	39.86	42.14	43.47	38.14	41.58	39.85	42.34	0
TiO ₂	0.17	0.41	2.97	3.6	0.211	0.199	3.13	0.414	3.47	0.768	95.58
Al ₂ O ₃	13.15	13.02	16.01	13.08	11.93	12.33	15.97	13.87	14.24	12.42	0
Cr ₂ O ₃	0.82	0.71	1.12	0.91	0.387	0.343	1.82	0.64	1.52	0.485	0.02
FeO	2.82	3.58	3.78	4.17	3.24	3.23	4.23	3.77	4.87	3.61	0.082
MnO	0.02	0.03	0.03	0.05	0.034	0.041	0.042	0.03	0.046	0.012	0
MgO	26.05	24.19	22.62	23.92	26.71	27.32	21.11	25.6	22.4	24.34	0.016
CaO	0	0.02	0	0.01	0.118	0.022	0.031	0.036	0.032	0.171	0
Na ₂ O	0.53	0.12	0.4	0.25	0.234	0.195	0.36	0.245	0.127	0.302	0.022
K ₂ O	9.57	10.8	10.06	9.28	9.57	9.09	7.82	9.02	9.85	10.28	0
Сумма	94.56	93.94	96.14	95.13	94.574	96.24	92.653	95.205	96.405	94.728	95.72

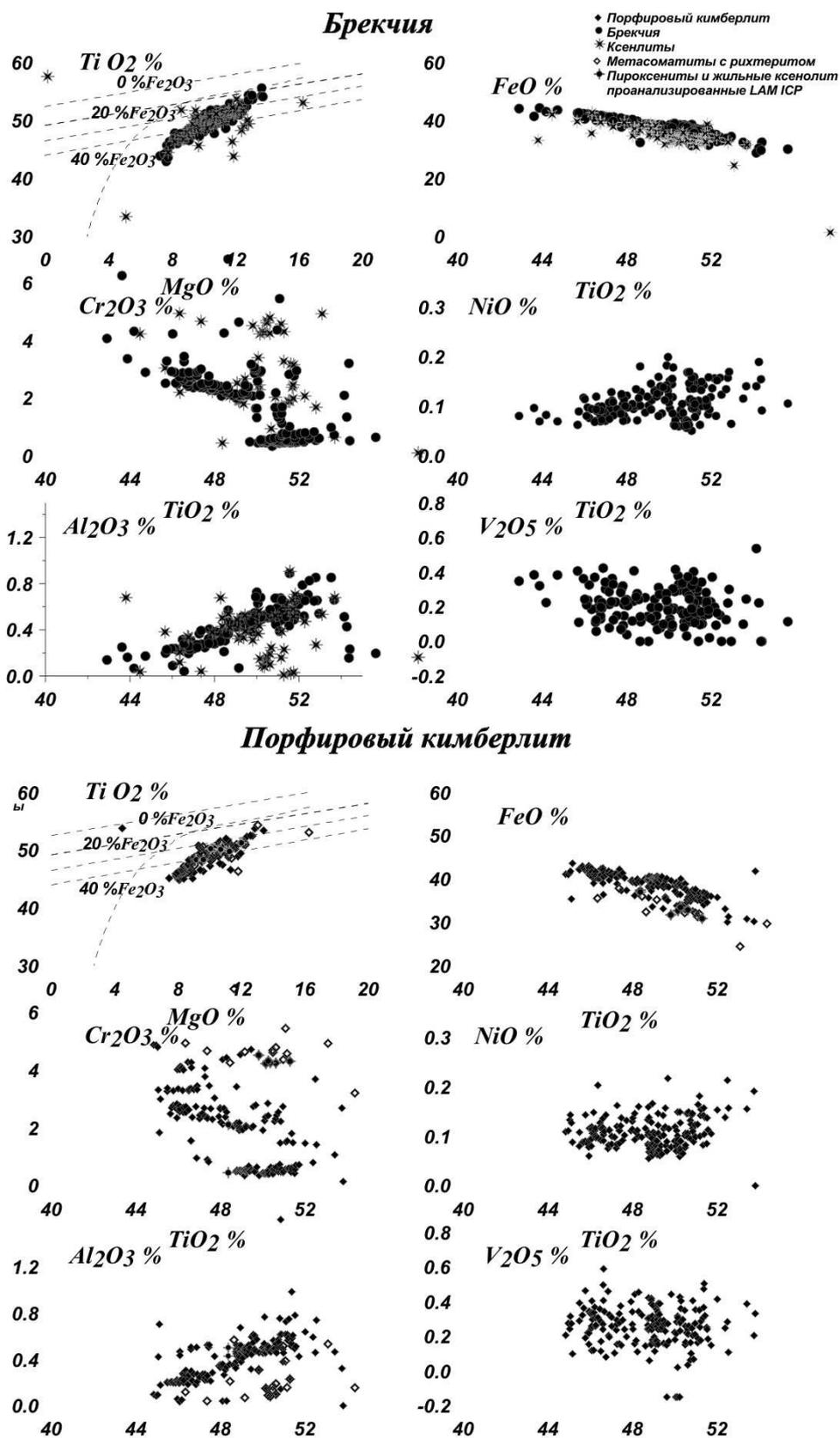


Рис.3. Составы ильменитов-диопсидов из брекчии и порфирового кимберлита тр. Сытыканская.

Все вариации с обогащением FeO, TiO₂ и другими компонентами

происходят на фоне снижения SiO_2 . В общем, это отвечает постепенному снижению давления, поскольку изоморфизм с обогащением $\text{Al}/(\text{Al}+\text{Si})$ (истонитовым миналом) и соответствует снижению давления.

Амфиболы в тр. Сытыканская встречены в жилах с флогопитом и ильменитом, и глиммеритах. Лишь амфиболы глиммеритов относятся к рихтеритам [27] (Рис. 4). Поскольку глубинность этих жил не очень высока, то, по сравнению с составами полученными при 7 - 8 ГПа [24], они отличаются низкими содержаниями К и, скорее, относятся к калий-натровым разновидностям, которые также получены в экспериментальных условиях при 3 ГПа [48]. Такие амфиболы встречены в гарцбургитах из тр. Удачная. Подавляющее большинство амфиболов из флогопитовых прожилков принадлежит к паргаситам и один – к роговым обманкам, как и в северных районах Якутии. Это означает что все они, скорее, из интервала 4,0 – 2,5 ГПа, что подтверждается термобарометрией. Однако амфиболы из ксенолитов тр. Сытыканской гораздо менее железисты. Лишь один из прожилка с ильменитом имеет высокое содержание TiO_2 .

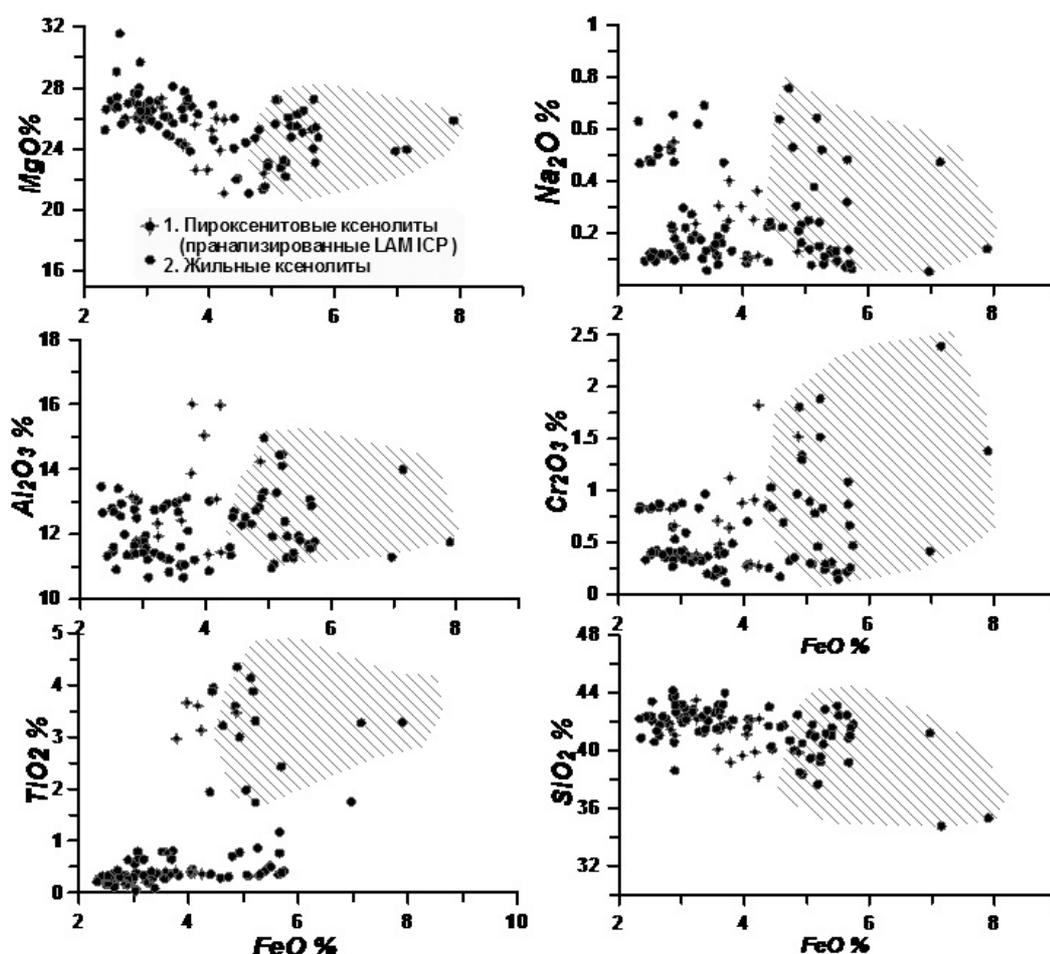


Рис. 4. Составы амфиболов из метасоматизированных ксенолитов тр. Сытыканская в сравнении с амфиболами тр. Юбилейная и экспериментальными данными

РТХ ДИАГРАММЫ И ВАРИАЦИИ ОКИСЛИТЕЛЬНЫХ УСЛОВИЙ

Отдельно построенные диаграммы РТХ FeO_2 для ксенокристов из брекчии (рис. 5) и порфиривого кимберлита дают возможность оценить последовательность событий. Р-Т условия для ксенокристов гранатов дают простой линейный тренд, который от 600 °С на уровне Мохо опускается на геотерму 35 мвт/м² на уровне 6,5 ГПа, где происходит излом с формированием конвективной ветви [15, 39], которая соответствует высокотемпературному тренду для хромитов и ильменитов.

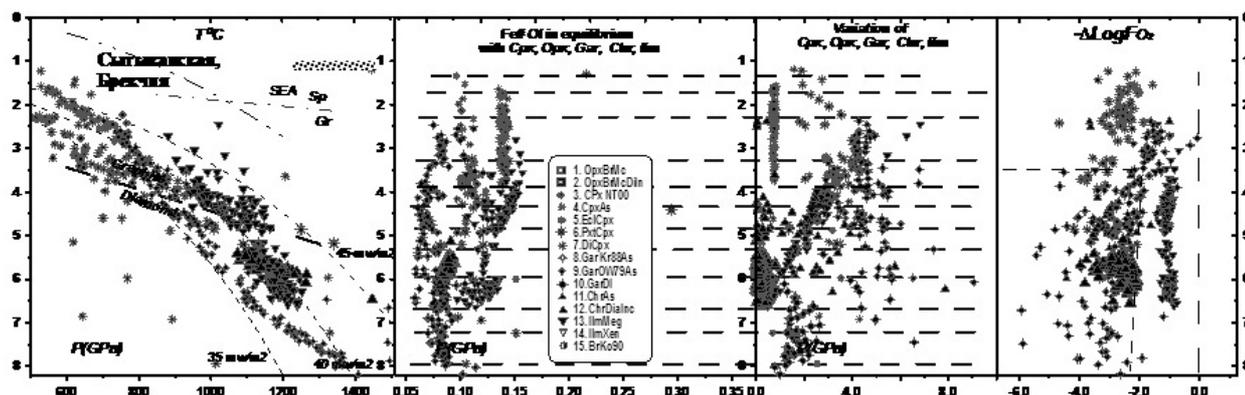


Рис. 5. РТХФ диаграмма для минералов из концентрата порфиривого кимберлиты трубкитр.Сытыканская.

Условные обозначения: 1 – Орх Т °С [16] - Р (ГПа) [29]; 2 – то же для включений в алмазы, Срх; 3 – Т °С - Р [30]; 4 – Т °С [30] - Р (ГПа) [10]; 5 – то же для эклогитов; 6 – то же для пироксенитов; 7 – то же для включений в алмазы, гранат (мономинеральный); 8-9 – Т °С [32] - Р (ГПа) [10]; 10 – то же для включений в алмазы, хромит; 11 – Т °С [32] - Р (ГПа) [10]; 12 – то же для включений в алмазы, 13 – ильменит мегакристы Т °С [19] - Р (ГПа) [10]; 14 – то же для ксенолитов; 15 – Т °С - Р [15].

Такие тренды отклоняются в верхней части от кондуктивным геотермам [8, 39], но наблюдаются во многих районах мира [9 - 13]. Отклонения в высокотемпературную область происходит на нескольких уровнях, начиная от 6,5 до 3,5 ГПа, что соответствует взаимодействию с протокимберлитовым расплавом, который трассируется, в основном, Р-Т параметрами для ильменитов. Нижняя ильменитовая часть тренда сформирована почти неконтаминированными малохромистыми расплавами, выше в мантийной колонны хромистость существенно растет и резко возрастает на уровне 4,0 ГПа. В этом интервале отмечается рост железистости граната, следующий на уровне 3,0 ГПа. Кластеры РТ определений для хромита по давления отвечает ильменитовым, но относительно низкотемпературны. Вероятно, формирование этого минерала происходит в экзоконтактовых зонах протокимберлитовых систем. Содержания СаО и FeО в гранатах с давлением стабильно в определенных интервалах давлению и скачкообразно меняется вблизи 5,0 ГПа. Наибольшие вариации отмечены в интервале 4,0 - 5,0 ГПа и

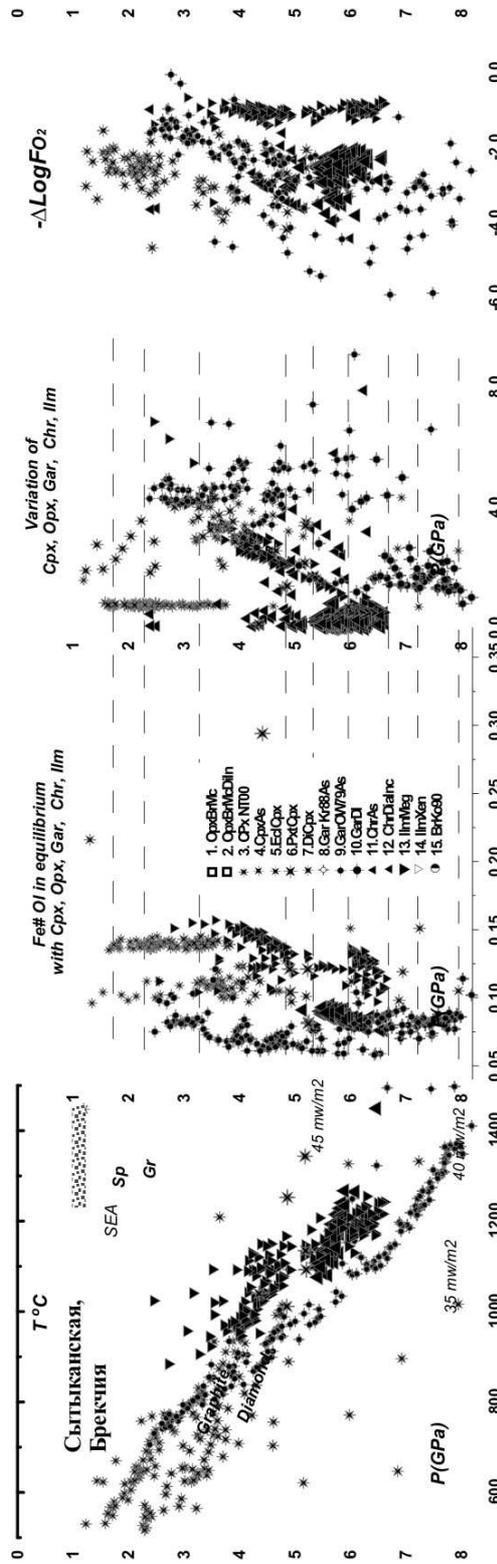
далее выше 4,0 ГПа, а изломы наблюдаются вблизи 3,2, 2,8 и 1,8 ГПа. В нижней части диаграммы, где представлены РТХ определения для включений в алмазы отмечаются 4 интервала давления, в которых содержания СаО не меняются.

На диаграмме для окислительных условий отмечены те же скачкообразные изменения окислительного потенциала, что, в общем, не характерно для гипотетических мантийных разрезов под другими кимберлитовыми трубками. Ильменитовый P-FO₂ тренд тр. Сытыканская отвечает сравнительно окисленным условиям, в отличие от других разрезов мантии Якутии [10 - 13, 44], где он обычно трассирует стабильности карбонатитового расплава – алмаза [46, 47], а вариации окислительных условий, определенных для граната и хромита, ограничены этой линией слева. Выше 4,0 ГПа окислительные условия резко растут, что соответствует увеличению степени метасоматоза [28].

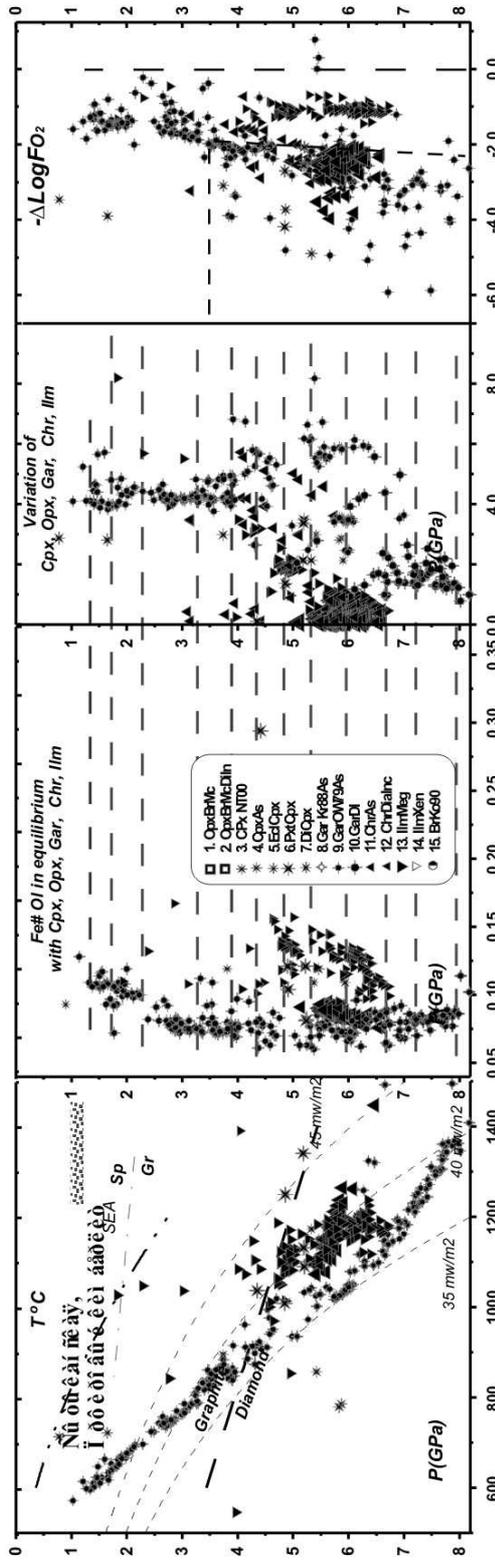
Для ксенокристов из брекчии (рис. 6 А), которая, по-видимому (но не очевидно), была сформированы после порфировых кимберлитов, тенденции вариаций P-Fe# похожи. Однако наблюдается многообразие линейных и дугообразных косых трендов, по-видимому, обусловленных присутствием расщепленных протокимберлитовых систем, которые оставили реакционные тренды взаимодействия и метасоматиты на разных уровнях в мантийных разрезах. Собственно протокимберлитовый расплав образовал две крупных изолированных системы на двух уровнях мантийной колонны. Верхняя часть расплава переместилась на уровень 4,5 - 3,5 ГПа и существенно обогатилась Cr₂O₃. Интересно, что тренды СаО и FeО для гранатов на каждом уровне образовали самостоятельные, часто криволинейные тренды, по-видимому, отражая вариации состава мантийного субстрата, которое изменяется под влиянием жильных порций расплава. Такие же тренды с большими вариациями FO₂ наблюдаются также на диаграмме P-FO₂. Для хромитов вариации окислительного потенциала близкие, однако, по сравнению с порфировым кимберлитом больше хромитов из глубинной части.

Клинопироксены из брекчии отвечают в основном малоглубинным условиям. Клинопироксены с Fe#Ol ~ 15 % близки к наиболее железистым разновидностям ильменитового тренда и образованы, по-видимому, последними дериватами протокимберлитовых систем, которые стали формировать, после кристаллизации ильменита, существенно диопсид-флогопитовые жилы в верхней части разреза. Ассоциации с Fe#Ol ~ 11 - 12 сформированы другой более магнезиальной системой, которая оставила полиминеральные клинопироксен-гранат-ильменитовые ассоциации.

Диаграммы РТХ для ксенолитов (рис. 6 Б) дают несколько другие конфигурации трендов и сгущений P-Fe#, X для отдельных минералов, отражая вариации полиминеральных парагенезисов. Наибольшие вариации определены вблизи пироксенитовой линзы [34].



А



Б

Рис.6

а. P-TXF диаграмма для минералов из концентратаавтолитовой кимберлитовой брекчи трубки тр. Сытыканская.
 б - P-TXF диаграмма для минералов из метасоматизированных ксенолитов кимберлитовой брекчи трубки тр. Сытыканская.

Здесь формировались жильные гиммериты с флогопитом, ильменитом и рихтеритом. Кроме того, к этому уровню принадлежат и вебстериты с графитом. Наиболее обогащенные Cr разности клинопироксена отмечаются на уровне 3,0 ГПа. Наиболее железистые – это микрожильные метасоматиты с флогопитом и ильменитом в средней части разреза. P-T условия по наиболее часто применяемой версии термобарометрии [16] практически повторяет гранатовую геотерму от 6,5 до 2,0 ГПа, по крайней мере, его низкотемпературная часть. Эта первая ортопироксеновая геотерма полученная для Алакитского поля. Определения по клинопироксену [11, 29] дают несколько более широкий разброс, отражая и высокотемпературную и низкотемпературную ветви и, в целом, часто дают ступенчатые отклонения до геотермы 35 мВт/м² в подобной геотерме для тр Удачная [12]. Клинопироксеновая геотерма для Сытыканской ближе к ступенчатым геотермам под трубками Далдынского поля, а не сравнительно гладкой геотерме для трубки Юбилейная [9].

Некоторые отклонения в высокотемпературные области диаграмм отмечаются на уровне ~ 3,5 и 4,0 ГПа, что соответствует появлению метасоматитов, сформированными, по-видимому порциями флюидонасыщенных расплавов, отщепленных от магматических камер. Наиболее высокотемпературные условия определены по ортопироксену, ильмениту и включениям клинопироксенов в алмазы – по-видимому тоже дериватов протокимберлитов.

Практически линейные тренды по железистости для пироксенов, хромитов в средней части разреза мантийной колонны и ильменитов отвечают области существования, как минимум, трех отдельных типов метасоматитов. Наиболее железистый из них 13 - 15 Fe#O1 Пm-Cpx отвечает уровню глубин 5,5 - 6,5 ГПа далее Fe# 13 – 15 % проявлен от 6,0 до 2,5 ГПа.

Два гранат-пироксен-хромитовые субтренда в интервале Fe#O1 – 6 - 9 % фиксируют первичную слоистость в мантии. Более высокие значения Fe#O1 отвечают локальным трендам взаимодействия. В основании мантийной колонны Fe#O1 для включений гранатов в алмазы начинается от 7 и меняется до 9 % у хромитов.

Вариация СаО для грантов из ксенолитов выше, чем у ксенокристов. Вариации Cr в клинопироксенах из ксенолитов тоже максимальны и очень разнообразны на каждом уровне в мантийной колонне. Очень широкие вариации окислительных условий проявлены и для пироксенов и гранатов на каждом уровне на диаграмме P-FO₂ для ксенолитов.

ВАРИАЦИИ РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В МИНЕРАЛАХ КСЕНОЛИТОВ

Были проанализированы спектры редких элементов для трех выборок. Первая включала ксенокристы из брекчии, вторая ксенолиты метасоматитов

и третья – ксенолитов гранатовых вебстеритов с графитом и глиммеритов с рихтеритом.

Есть систематические различия в вариациях этих спектров между этими группами. Для Cr-диопсидов из брекчии (рис. 7 А) наблюдаются очень высокие La/Yb_n отношения и довольно прямолинейные спектры с положительным La/Sm_n отношением, характерным для очень низких степеней плавления, которые могут осуществляться только в насыщенных летучими системами.

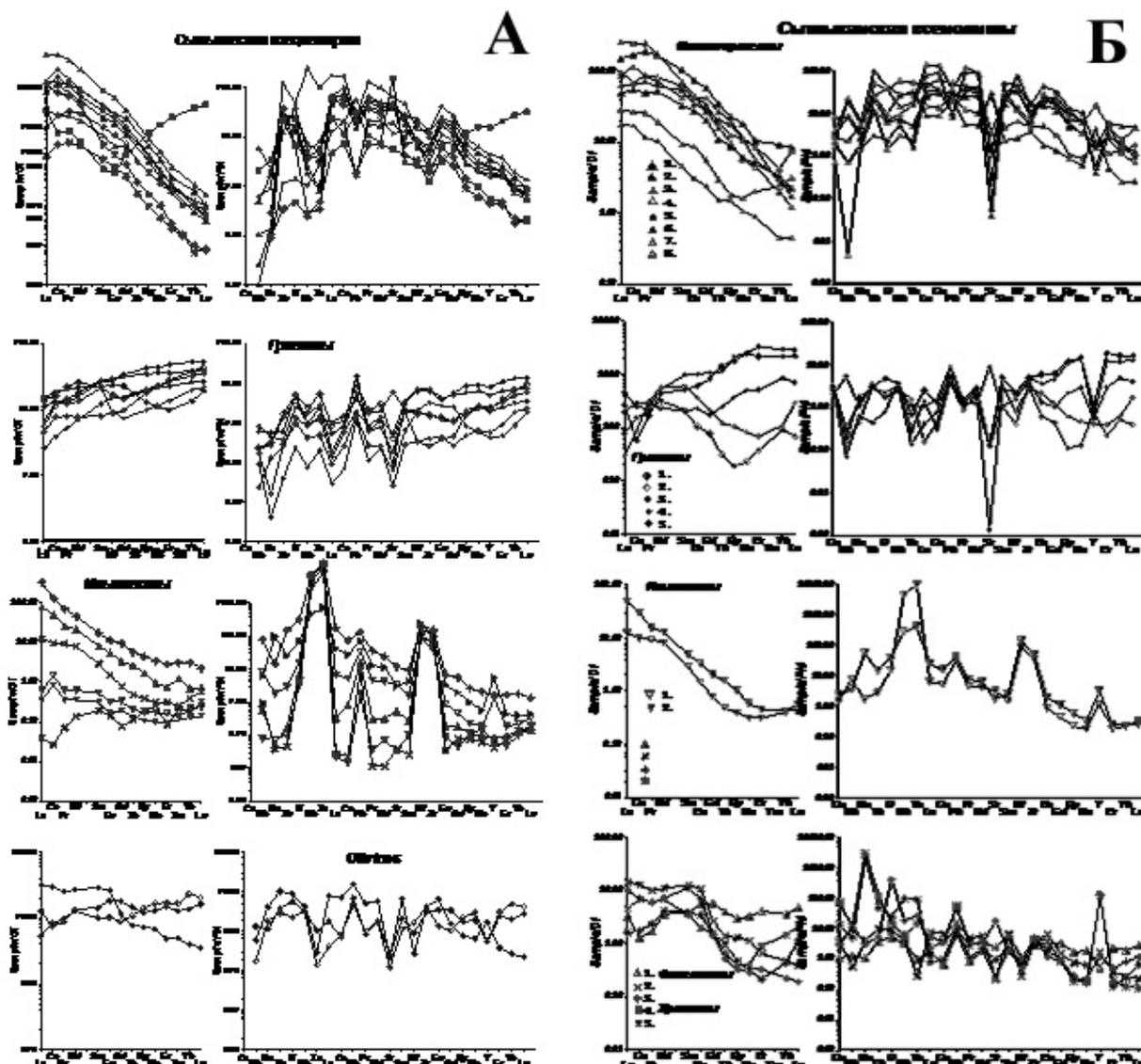


Рис. 7. TRE спектры для минералов из кимберлитовой брекчии трубки Сытыканская.

А – из глубинных ксенокристов; Б - из метасоматизированных ксенолитов.

Для них также отмечены глубокие Ta-Nb и менее выраженные Zr минимумы, что соответствует сокристаллизации оксидов – ильменита и рутила. Наиболее обогащенный спектр ~ $La > 500 C1$, который не имеет

минимумов высокозарядных (HFSE) компонентов, происходит из верхней части разреза из, вероятно, наиболее фракционировано обогащенного расплава близкого к карбонатитовому. Пироксены с округлыми “горбатыми” в левой части спектрами – ксенокристы из перидотитов, которые не подверглись взаимодействию с метасоматическими агентами. Они обнаруживают лишь слабые минимумы, HFSE соответствуют спектрам обычным зернистым перидотитов [14, 15, 23], образованным из расплавов со степенью плавления $\sim 0,75 - 1 \%$.

Гранаты тоже имеют уплощенные наклонные спектры без особых минимумов HFSE и, как обычно, преобладанием HREE. Некоторые имеют S-образные спектры. Обычно резкого минимума по Sr и высоких пиков Pb, U характерных для постсубдукционных перидотитов мантийной литосферы [12] не отмечаются. Для них характерны повышенные содержания Ba, Th, U и даже Ta, Nb, что отвечает фертилизации протокимберлитовым или карбонатитовыми расплавами [22].

Отмечены ильмениты двух типов одни с уплощенными спектрами, которые вообще характерны для наиболее высокомагнезиальных ильменитов [12] и разновидности с наклонными, в том числе, высокообогащенными спектрами, которые характерны для ильменитов метасоматитов, или возникших при плавлении метасоматитов. Все они имеют выраженные HFSE максимумы, а обогащение Y растет вместе с уровнем REE.

Клинопироксены из метасоматизированных перидотитовых ксенолитов (рис. 7 Б) также отличаются наклонными спектрами, однако, La/Ce_n и La/Pr_n отношения, как правило < 1 . Это говорит о том, что степени плавления материнских расплавов выше, чем для предыдущей группы и $Ga/Ср_x$ отношения в породе возможно ниже. Проявлены максимумы – U, по-видимому, реликтовые и довольно высокие LILE содержания по сравнению с предыдущей группой. Уровень истощения по Zr довольно высокий, что говорит скорее о водном, чем о карбонатитовом типе метасоматоза. Для многих из проанализированных гранатов особенно из глубинной части разрезов характерны глубокие минимумы MREE или S-спектры, что свидетельствует о первичной дунит-гарцбургитовой природе метасоматизированных позже ассоциаций. Уровень LILE компонентов несколько выше, чем HFSE, которые, причем $Hf > Zr$ и почти у всех, за исключением одного, глубокие Y минимумы характерные для дунитов в мантии задугового типа.

Для ильменитов из ксенолитов характерны наклонные спектры REE, а пики HFSE несколько ниже, чем у ильменитов из 1 группы с низкими содержаниями REE, разница между Ta-Nb и Zr-Hf также не очень высока, по сравнению с типичными мегакристаллами ильменитов.

Флогопиты имеют характерные спектры, которые напоминают клинопироксеновые по высокому наклону от Gd до Yb, но LREE группа уплощена или срезана. Это характерно для флогопитовых спектров [11] и,

по-видимому, связано с кристаллизацией из расплавов минимум, которые уже выкристаллизовали клинопироксены с горбиком в LREE части спектра и обеднили расплав в этой области.

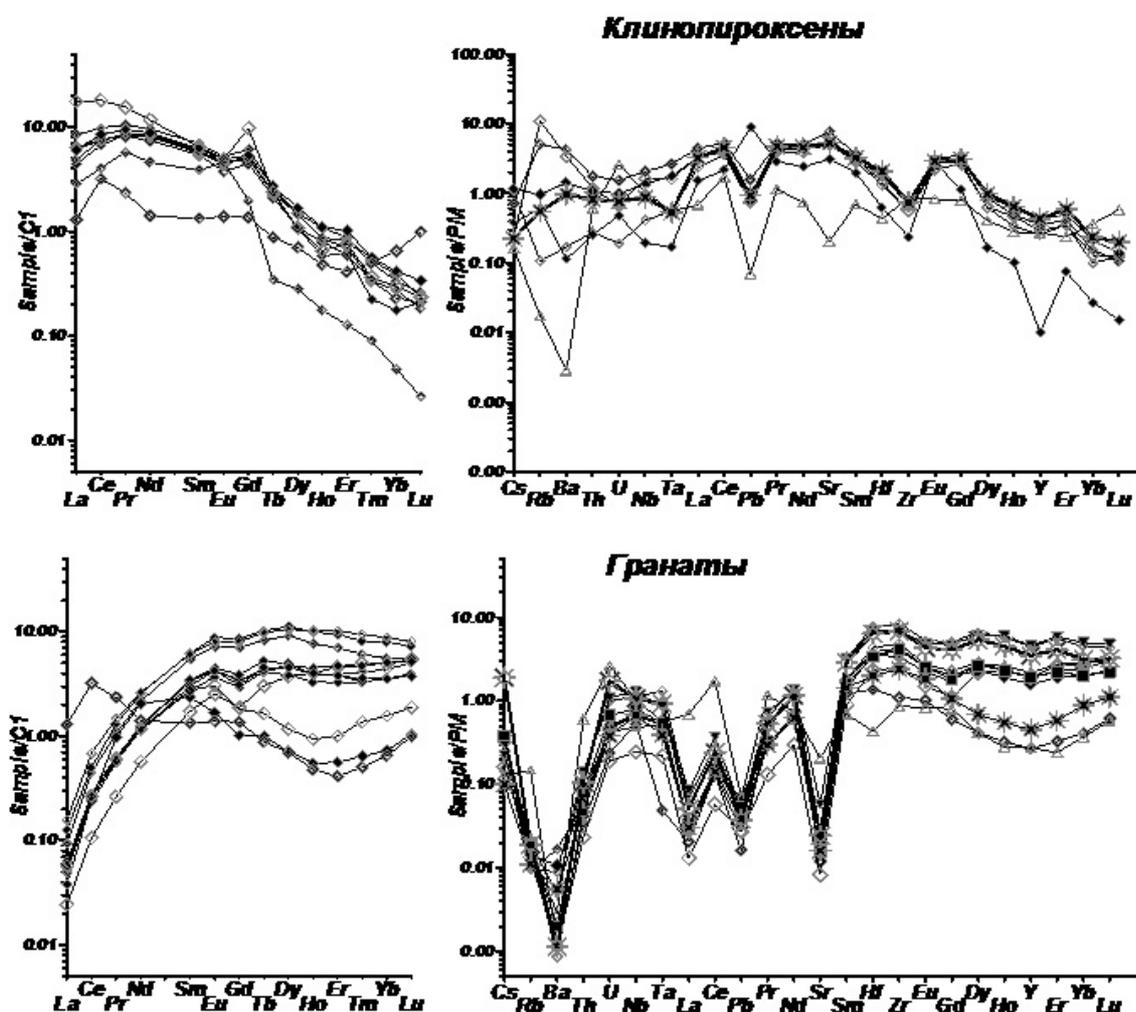


Рис. 8. TRE спектры для минералов из ксенолитов вебстеритовых пироксенитов и метасоматитов с рихтеритом кимберлитовой брекчии трубки тр. Сытыканская.

Серия клинопироксенов из гранатовых вебстеритов (рис. 8) имеют очень характерные наклонные спектры с закругленной LREE частью. Gd/Yb_n отношения выше, чем у Cr-диопсидовых пироксенитов Витимского плато [11], которые возникли из расплавов возникших при 1 % плавлении примитивной мантии, а значит и степени плавления ниже, что происходит только в насыщенных системах. В левой части наблюдается довольно широкие вариации LREE обусловленных, по всей видимости, фракционной кристаллизацией клинопироксена или AFC процессом. Излом спектров на Gd, по всей видимости, может отражать процесс смешения разных типов расплавов или растворения какой то фазы. Можно допустить, что расплав с высоким наклоном REE растворяет фазу с противоположным наклоном, например, гранат.

Для клинопироксена из метасоматической жилы Stk167 характерны резко повышенные концентрации LREE и уплощенной LMREE частью спектра. HREE ветвь спектра также вогнута. Такие тенденции характерны для финальной кристаллизации расплавов минимум, которые до этого отсадили фазы с выпуклыми REE распределениями. В частности такие спектры обычны для флогопитов. Флогопит из этой же жилы проявляет более выраженный наклон в HREE части и срезанную часть в LMREE. Для него, как и большинства флогопитов, характерны также высокие концентрации Ba.

У всех гранатов из пироксенитов отмечаются округлые выпуклые REE спектры с горбиком на Dy. Для них характерны глубокие минимумы Ba, Sr, Pb (Pb минимум не типичен для гранатов), небольшой для Zr и довольно высокие уровни U, Ta, Nb в целом.

Гранаты из метасоматитов обнаруживают вогнутую HMREE часть спектра, что характерно для гарцбургитов [23]. Однако в левой части несовместимые элементы демонстрируют повышенные концентрации в основном LILE (Ba-Rb), что отвечает условиям островодужной системы.

⁴⁰AR-³⁹AR ВОЗРАСТА ФЛОГОПИТОВ

По сравнению с возрастными из тр. Далдынского поля, которые отражают в основном Архейские события [37] магматические и метасоматические события в мантии Алакитского района отвечают среднему - позднему протерозою или границе фанерозоя – то есть начальным и заключительным стадиям существования материка Родиния. Один из Ar-Ar возрастов фиксирует древнейшую из дат – 1154 млн. лет в мантии Алакитского поля. Для метасоматизма высокотитанистого и щелочного типа с рихтеритом по ксенолитам тр. Сытыканская возраст соответствует 1015 млн. (879 млн. лет интегральный) (рис. 9). Наиболее молодой возраст, определенный для жил с ильменитом, по-видимому, связан с началом позднедевонского плюмового магматизма (382 млн. лет). Такие возраста отмечаются и в других изотопных системах [41]. Как правило, они оторваны от основных событий [1] с массовым появлением кимберлитов на 25-30 млн. лет [41].

ДИСКУССИЯ

Эволюция мантийных колонн при взаимодействии с протокимберлитами

Сравнение РТХФ диаграмм для разных фаз (рис. 7 - 9) показывает их различие. Порфиновый кимберлит отражает раннюю стадию процесса эволюции мантийной колонны, поскольку конфигурация облаков и трендов гораздо проще. Магматическая протокимберлитовая система, положение которой на диаграмме отражено в Р-Т определениях для пикроильменитов,

на стадии порфировых кимберлитов локализована глубже. Существования тренда постепенного повышения хромистости при снижении давления, вероятно, отражает момент формирования каналов подъема протокимберлитовых расплавов. Расщепление магматической системы на два уровня ильменитового облака произошло к моменту формирования брекчий. В это время нижний протокимберлитовый очаг, по-видимому, отделил несколько порций флюидонасыщенных расплавов, которые сформировали системы жил на нескольких уровнях в мантии. Судя по протяженным трендам близкой железистости, было проявлено всего три типа метасоматических событий связанных с эволюционирующими протокимберлитами. Самые дифференцированные расплавы были сконцентрированы в средней части разреза мантийной колонны. Они и сформировали существенно ильменит-флогопит-?гранат-пироксеновые жилы. Фракционирование граната выражено и в снижении Al_2O_3 в ильменитах. В верхней части разреза они превратились в мономинеральные или флогопитовые пироксениты, которые протянулись вплоть до границы Мохо.

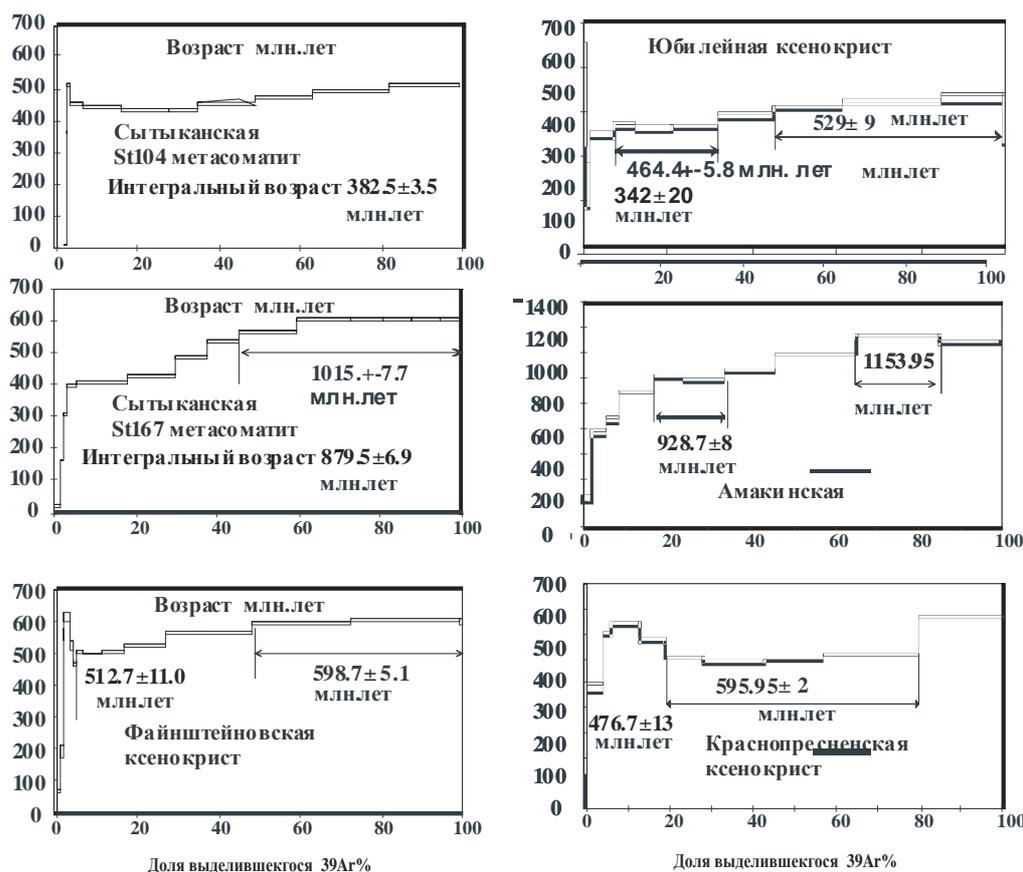


Рис. 9. Возраста для флогопитов, полученные ^{40}Ar - ^{39}Ar методом из ксенолитов кимберлитовой трубки Сытыканская в сравнении с возрастaми ксенокритов из других трубок Алакитского поля.

Примечательно, что РТХ диаграммы для гранатов из порфирового

кимберлита и брекчии существенно отличаются от диаграммы для ксенолитов, которые относятся, в основном, к стадии брекчии. Это означает, что среди ксенокристов в основной массе кимберлитов все-таки преобладает материал перидотитов, слагающих стенки магматических каналов, которые реагировали с расплавами. В соответствии с изменением магматических систем меняется и состав ксенокристов. А ксенолиты низкой железистости отражают вариации состава собственно литосферной мантии.

Древний метасоматоз

^{40}Ar - ^{39}Ar возраста говорят о том, что существовали древние метасоматиты [34], которые, по-видимому, связаны в основном с высокощелочными водными флюидами. Однако только один образец имеет небольшие пики U, Sr, Pb и небольшие минимумы Ta, Nb, Zr. Обычно U, Th, Ta, Nb приподняты и могут характеризовать и относительно молодые, связанные с расплавами дифференцированными расплавами карбонатитового типа. Для первых характерны признаки расплавов континентальной окраины [33] - высокие Ba, Sr, Pb, Sr, K-Na. В нашем случае флогопитовый метасоматоз и рост сопутствующих Cr-диоксидов, скорее всего, имели место в окраинной континентальной обстановке, что должно сопровождаться лампроитовым магматизмом или при сравнительно низкой активности кислорода без существенного осаждения ильменита и окисных фаз. Формирование вебстеритов с флогопитом и графитом, которые комплементарны древним перидотитам с высокочargedных и литофильных элементов, скорее относится к этому времени. Относительно низкая щелочность и железистость пироксенов характерна для этого этапа. Обилие углерода могло быть признаком субдукционных процессов, однако, в данных вебстеритах он не очень отличается от мантийных значений. Этот тип метасоматитов – малонатровых и низкотитанистых проявлен на вариационных диаграммах в сравнительно низкожелезистой области. Судя по обилию гранатов S типа и повсеместному присутствию флогопита, масштабному флогопитовому метасоматозу была подвергнута почти вся колонна литосферы по вертикали под трубкой Сытыканская. Один из ксенокристов флогопитов в мантии Алакитского поля из тр. Амакинская дает наиболее древний возраст в 1154 млн. лет, который может соответствовать этому возрасту.

Формирование высокощелочных метасоматических жил средней железистости и высокой титанистости жильного типа с рихтеритом (1015 млн. лет), возможно, относится к отдельному плюмовому событию. Это скорее плюмовая стадия связанная с формированием Родинии. Подобно этому в Южной Африке сквозной флогопитовый метасоматоз в мантии [21] с возрастом 1100 млн лет связан с плюмом, сформировавшим Бушвельд. В нашем случае возраст древнего метасоматоза более растянут во времени.

Наиболее масштабное событие на уровне границы Протерозоя -

Фанерозоя проявлено в литосфере под многими Алакитскими трубками (~ 550 млн лет). Подобное событие, в общем, близко ко времени меллилитового и карбонатитового магматизма в Предсаянье и Прибайкалье [50]. Это должен быть метасоматоз связанный с карбонатитовыми расплавами.

Протокимберлитовая стадия.

Высокотитанистые железистые метасоматиты ильменитового типа, несомненно, связаны с протокимберлитовыми расплавами. Количество ильменита в трубке высоко. По-видимому, протокимберлитовый расплав мог растворить ранние метасоматиты в основании мантийной колонны. По некоторым данным, существенно ильменитовая жидкость способна отделяться от силикатного расплава [17] и вести себя как самостоятельная интрузивная фаза. Этим обусловлено присутствие почти мономинеральных ильменитовых просечек в перидотитах. Кроме того, метасоматиты, связанные с ильменитами, в 2 раза более железисты, чем обычные перидотиты. Влияние ильменитового метасоматоза, проявлено в ксенолитах довольно широко, хотя конечно флогопитовый метасоматоз преобладает. Непонятно, насколько масштабны были преобразования на протокимберлитовой стадии – только около проводящих каналов или простирались далеко вокруг. Ответ могло бы дать изучение других малых трубок данного поля. Однако нельзя сбрасывать со счета и наличие избыточного аргона, который может удревянять возраст, измеренный только ^{40}Ar - ^{39}Ar методом. Однако датирование кимберлитов этим методом дает приемлемые результаты [36].

Влияние метасоматоза на алмазность

Среди включений в алмазы трубки Сытыканская преобладают хромиты [25], как и во многих других трубках поля [45], затем идут пиропы и в подчиненном количестве содержатся высокотемпературные Cr-пироксены, вероятно, связанные с протокимберлитами, обычные Cr-диопсиды – это ксеногенный древний материал. Пиропы субкальциевого типа [36, 44] отвечают несомненно древним гранатовым дунитам [36], которые слагают жилы и линзы в литосферной мантии. Возраст таких гранатов по аналогии с другими 3 - 2,7 млрд. лет [26]. Хромиты образуют, в общем, обособленную группу, не очень часто ассоциируют с пиропами и отличаются по P-T условиям. Скорее, они совпадают с ильменитами и лишь некоторыми высокотемпературными и относительно железистыми пиропами. Гигантозернистые дунитовые жилы с пиропами [36] и хромитами – это разные по генезису образования, однако, и те и другие служили проводниками расплавов. Хромитовые дуниты могли быть сформированы при участии высокотемпературных флюидонасыщенных расплавов, которые являются, как правило, отдельной стадией протокимберлитового процесса. Таким образом, если это верно, то довольно большая часть алмазов тр.

Сытыканская и Алакитского поля в целом непосредственно связана с протокимберлитами. С другой стороны, наличие истощенного субстрата в нижней части литосферы является также благоприятным фактором для повышенной алмазоносности. Однако, судя по определениям окислительного потенциала для ильменитов, протокимберлитовый расплав под трубкой Сытыканская был довольно окисленным, на 1 лог единицы выше, чем линия устойчивости алмаза [47], что, возможно, послужило причиной растворения многих алмазов.

Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ №№ 11-05-00060, 12-05-00038, 11-05-91060-PICS и совместных исследовательских проектов ИГМ СО РАН с компанией АЛРОСА77-2, 65-03, 02-05 IGM.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. **Agashev A.M., Pokhilenko N.P., Tolstov A.V., Polyanchko N.P., Mal'kovets V.G., Sobolev N.V.** (2004) New data on age of kimberlites from Yakutian kimberlite province // Doklady Earth sciences RAN. V. 399 (1). P. 95-99.
2. **Kostrovitsky S.I., Alymova N.V., Yakovlev D.A., Serov I.V., Ivanov A.S., Serov V.P.** Specific features of picroilmenite composition in various diamondiferous fields of the Yakutian province // Doklady Earth Sciences, 2006. V.406. P. 19-23.
3. **Коптиль В. И., Лазько Е. Е., Серенко В.П.** Diamond kyanite eclogies из кимберлитовой трубки "Сытыканская" – первая находка в СССР // Докл. АН СССР, 1975. Т. 225. № 4. С. 924-927.
4. **Лаврентьев Ю.Г., Усова Л.В., Кузнецова А.И., Летов С.В.** Рентгеноспектральный квантометрический микроанализ важнейших минералов кимберлитов // Геол. и геофиз., 1987. № 5. С. 75-81.
5. **Манаков А.В.** Вещественные модели верхней мантии Якутской алмазоносной провинции // Вестник Воронежского университета. Вып. Геология. 2001. Вып.11. С.46-54.
6. **Манаков А.В.** Вещественные модели верхней мантии Якутской алмазоносной провинции // Вестник Воронежского университета. Вып. Геология. 2001. Вып.11. С.46-54.
7. **Специус З.В., Серенко В.П.** Состав континентальной мантии и нижней коры под Сибирской платформой. 1990. Изд-во: Наука. 271 с.
8. **Arai S.** Pressure-temperature dependent compositional variation of phlogopitic micas in upper mantle peridotites // Contributions to Mineralogy and Petrology, 1984. V.87. P. 260-264.
9. **Artemieva I M.** The continental lithosphere: Reconciling thermal, seismic, and petrologic data // Lithos. 2009. V. 109(1). P. 23-46.
10. **Ashchepkov I.V., Vladykin N.V., Nikolaeva I.V., Palessky S. V., Logvinova A.M., Saprykin A.I., Khmel'nikova O. S., Anoshin G.N.** Mineralogy and Geochemistry of Mantle Inclusions and Mantle Column Structure of the Yubileynaya Kimberlite Pipe, Alakit Field, Yakutia // Doklady of RAS ESS, 2004. V. 395(4). P. 517–523.
11. **Ashchepkov I.V., Pokhilenko N.P., Vladykin N.V., Logvinova A.M., Kostrovitsky S.I., Afanasiev V.P., Pokhilenko L.N., Kuligin S.S., Malygina L.V., Alymova N.V., Khmelnikova O.S., Palessky S.V., Nikolaeva I.V., Karpenko M.A., Stagnitsky Y.B.** Structure and evolution of the lithospheric mantle beneath Siberian craton, thermobarometric study // Tectonophysics. 2010. V. 485. P. 17-41.

12. **Ashchepkov I.V., André L., Downes H., Belyatsky B.A.** Pyroxenites and megacrysts from Vitim picrite-basalts (Russia): Polybaric fractionation of rising melts in the mantle? // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2011. V. 42. P. 14-37.
13. **Ashchepkov I.V., Rotman A.Y., Somov S.V., Afanasiev V.P., Downes H., Logvinova A.M., Nossyko S. Shimupi J., Palessky S.V., Khmelnikova O.S., Vladykin N.V.** Composition and thermal structure of the lithospheric mantle beneath kimberlite pipes from the Catoca cluster, Angola. // *Tectonophysics*. 2012. V. 530–531. P. 128-151.
14. **Ashchepkov I.V., Vladykin N.V., Ntaflos T., Downes H., Smelov A.P. Rotman A.Ya., Stegnitsky Yu., Smarov G.P, Makovchuk I. V., Nigmatulina E.N., Khmelnikova O.S..** Regularities of the mantle lithosphere structure and formation beneath Siberian craton in comparison with other cratons. // *Gondwana Research* 2013a.v. 23, pp.4-24.
15. **Ashchepkov I.V., Ntaflos T., Kuligin S.S., Malygina E.V., Agashev A.M., Logvinova A.M., Mityukhin S.I., Alymova N.V., Vladykin N.V., Palessky S.V., Khmelnikova O.S.** Deep-Seated Xenoliths from the Brown Breccia of the Udachnaya Pipe, Siberia // D. G. Pearson et al. (eds.), *Proceedings of 10th International Kimberlite Conference, V1*, Special Issue of the *Journal of the Geological Society of India*. 2013b. P. 59-74.
16. **Boyd F.R., Pokhilenko N.P., Pearson D.G., Mertzman S.A., Sobolev N.V., Finger L.W.** Composition of the Siberian cratonic mantle: evidence from Udachnaya peridotite xenoliths // *Contrib. Mineral. And Petrol.*, 1997. V. 128. N. 2-3. P. 228-246.
17. **Brey G.P., Kohler T.** Geothermobarometry in four-phase lherzolites. II. New thermobarometers, and practical assessment of existing thermobarometers // *J. Petrol.* 1990. V. 31. P. 1353-1378.
18. **Clarke D.B, Mackay R.M.** An Ilmenite-Garnet-Clinopyroxene nodule from Matsoku: Evidence of Oxide-Rich liquid Immiscibility in Kimberlites? // *Canadian Mineralogist*, 1990. 28. P. 229-239.
19. **Dawson J. B.** Kimberlites and their xenoliths. Springer-Verlag. Berlin. 1980. 252 p.
20. **Griffin W. L., Ryan C. G., Kaminsky F. V., O'Reilly S. Y., Natapov L. M., Win T. T., Kinny P.D., and Ilupin I. P.** The Siberian lithosphere traverse: Mantle terranes and the assembly of the Siberian Craton // *Tectonophysics*. 1999. V. 310. P. 1-35.
21. **Haggerty S.E.** The chemistry and genesis of opaque minerals in kimberlite // *Physics and chemistry of the Earth*, New York, 1975. V. 9. P. 227-243.
22. **Hopp J., Trieloff M., Brey G.P., Woodland A.B., Simon N.S.C., Wijbrans J.R., Siebel W., Reitter E.** ⁴⁰Ar/³⁹Ar-ages of phlogopite in mantle xenoliths from South African kimberlites: Evidence for metasomatic mantle impregnation during the Kibaran orogenic cycle // *Lithos*. 2008. V. 106. P. 351-364.
23. **Howarth G.H., Barry P.H., Pernet-Fisher J.F., Baziotisa I.P., Pokhilenko N.P., Pokhilenko L.N., Bodnar R.J., Taylor L.A.** Superplume Metasomatism: Evidence from Siberian mantle xenoliths // *Lithos*, 2014. doi: 10.1016/j.lithos.2013.09.006.
24. **Ionov D.A., Doucet L.S., Ashchepkov I.V.** Composition of the Lithospheric Mantle in the Siberian Craton: New Constraints from Fresh Peridotites in the Udachnaya-East Kimberlite, *Journal of Petrology*, 2010. V.51. P. 2177-2210.
25. **Konzett J., Ulmer P.** The Stability of Hydrous Potassic Phases in Lherzolithic Mantle - an Experimental Study to 9,5 GPa in Simplified and Natural Bulk Compositions // *Journal of Petrology*, 1999. V. 40, P.629-652.
26. **Logvinova A.M., Taylor L.A., Floss C., Sobolev N.V.** Geochemistry of multiple diamond inclusions of harzburgitic garnets as examined in situ // *International Geology Review*, 2005. V. 47. P. 1223-1233.
27. **Malkovets V.G., Griffin W.L., Pearson N.J., Rezvukhin D.I., O'Reilly S.Y., Pokhilenko N.P., Garanin V.K., Spetsius Z.V., Litasov K.D.** Late metasomatic addition

28. of garnet to the SCLM: Os-isotope evidence // Goldschmidt Conference Abstracts, 2012. P. 1315.
29. **Mitchell R.H.** Kimberlites, Orangeites, and Related Rocks, 1995. P. 1-90.
30. **McCammion C.A.; Griffin W.L.; Shee S.R.; O'Neill H.S.C.** Oxidation during metasomatism in ultramafic xenoliths from the Wesselton kimberlite, South Africa: implications for the survival of diamond // *Contrib. Mineral. and Petrol.*, 2001. V. 141. N 3. P. 287-296.
31. **McGregor I.D.** The system MgO- SiO₂-Al₂O₃: solubility of Al₂O₃ in enstatite for spinel and garnet peridotite compositions // *Am. Miner.*, 1974. V. 59. P. 110-119.
32. **Nimis P., Taylor W.** Single clinopyroxene thermobarometry for garnet peridotites. Part I. Calibration and testing of a Cr-in-Cpx barometer and an enstatite-in-Cpx thermometer // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 2000. V.139 (5). P. 541-554.
33. **O'Neill, H.St.C. & Wall, V.J.** The olivine orthopyroxene-spinel oxygen geobarometer, the nickel precipitation curve, and the oxygen fugacity of the Earth's upper mantle // *Journal of Petrology*, 1987. V. 28. P.1169-1191.
34. **O'Neill H.St.C, Wood B.J.** An experimental study of Fe-Mg- partitioning between garnet and olivine and its calibration as a geothermometer // *Contrib Mineral Petrol.*, 1979. V. 70. P. 59-70.
35. **Pearson D.G.** The age of continental roots / *Lithos*. 1999. V. 48. P. 171-194.
36. **Pearson D.G., Kelley S.P., Pokhilenko N.P. and Boyd F.R.** Laser ⁴⁰Ar/³⁹Ar analyses of phlogopites from southern African and Siberian kimberlites and their xenoliths: constraints on eruption ages, melt degassing and mantle volatile composition // *Russian Geology and Geophysics*. 1997. V. 38. P. 106-117.
37. **Pokhilenko N. P., Sobolev N.V., Kuligin S. S., Shimizu N.** Peculiarities of distribution of pyroxenite paragenesis garnets in Yakutian kimberlites and some aspects of the evolution of the Siberian craton lithospheric mantle // *Proceedings of the VII International Kimberlite Conference. The P.H. Nixon volume*. 1999. P. 690-707.
38. **Pokhilenko N.P., Pearson D.G., Boyd F.R., Sobolev N.V.** Megacrystalline dunites: sources of Siberian diamonds // *Carnegie Institute Washington Yearbook*, 1991. V.90. P. 11-18.
39. **Pokhilenko L.N., Alifirova T.A., Yudin D.S.** ⁴⁰AR/³⁹AR dating of phlogopite of mantle xenoliths from kimberlite pipes of Yakutia: evidence for deep ancient metasomatism of the Siberian platform // 10th International Kimberlite Conference (Bangalore, India, 6-11 February, 2012): Long Abstracts. - Bangalore, 2012, P. 57.
40. **Pokhilenko N.P., Sobolev N.V.** Mineralogical criteria for kimberlite diamond grade // *Kimberlites of Yakutia: Field guide book: Sixth International Kimberlite Conference, Novosibirsk*, 1995. P. 79-81.
41. **Rudnick R.L., McDonough W.F., O'Connell R.J.** Thermal structure, thickness and composition of continental lithosphere // *Chemical Geology*, 1998. 145. P. 395-411.
42. **Reimers L.F., Pokhilenko N.P., Yefimova E.S., Sobolev N.V.** Ultramafic Mantle Assemblages from Sytykanskaya Kimberlite Pipe (Yakutia) // *Seventh International Kimberlite Conference, Extended Abstracts, Cape Town*, 1998. P. 730-732.
43. **Smelov A.P., Zaitsev A.I.** The Age and Localization of Kimberlite Magmatism in the Yakutian Kimberlite Province: Constraints from Isotope Geochronology - An Overview. D. G. Pearson et al. (eds.) // *Proceedings of 10th International Kimberlite Conference, Volume 1, Special Issue of the Journal of the Geological Society of India*, 2013. P. 225-234.
44. **Snyder G.A., Taylor L.A., Crozaz G., Halliday A.N., Beard B.L, Sobolev V.N. and Sobolev N.V.** The origin of Yakutian eclogite xenoliths // *Journal of Petrology*, 1997. V. 38. P. 85-113.

45. **Sobolev, N.V.** Deep-Seated Inclusions in Kimberlites and the Problem of the Composition of the Mantle // Amer. Geophys. Union, Washington, DC. 1977. 279 p.
46. **Sobolev N.V., Lavrentev Y.G., Pokhilenko N.P., Usova L.V.** Chrome-Rich Garnets from the Kimberlites of Yakutia and Their Parageneses // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1973. 40. N 1. P. 39-52.
47. **Sobolev N.V., Logvinova A.M., Zedgenizov D.A., Yefimova E.S., Taylor L.A., Promprated P., Koptil V.I., Zinchuk N.N.** Mineral Inclusions in Diamonds from Komsomolskaya and Krasnopresnenskaya Pipes, Yakutia: Evidence for Deep Lithospheric Heterogeneities in Siberian Craton // 8th International Kimberlite conference, Victoria, BC, Canada, June 22-27th, 2003: Extended Abstracts, 2003, FLA_0141.
48. **Stagno V., Frost D.J.** Carbon speciation in the asthenosphere: experimental measurements of the redox conditions at which carbonate - bearing melts coexist with graphite or diamond in peridotite assemblages // Earth Planet. Sci. Lett. 2010. V. 300. P. 72-84.
49. **Stagno V., Ojwang D.O., McCammon C.A. Frost D.J.** The oxidation state of the mantle and the extraction of carbon from Earth's interior // Nature. 2013. V. 493. P. 84-88.
50. **Sweeney R. J., Thompson A. B., Ulmer P.** Melting experiments were performed on a natural mica-amphibole-rutile-ilmenite-clinopyroxene (MARID) sample from the Kaapvaal mantle lithosphere (AJE137) at 20 to 35 kbar and 800 to 1450 °C // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1993.
51. **Taylor W.R., Kammerman M., Hamilton R.** New thermometry and oxygen fugacity sensor calibrations for ilmenite and chromian spinel-bearing peridotitic assemblages // 7th International Kimberlite Conference, Extended abstracts, Capetown, 1998. P. 891-901.
52. **Travin A.V., Aschepkov I.V., Udin D., Prostyakov K.** Laser and stepwise-heating $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of kimberlite-like rocks from Sayan Foothills and peripheral part of the Siberian platform // Geochimica et Cosmochimica Acta. Special Supplement. Abstracts of the 12th Annual V.M. Goldschmidt Conference Davos. Switzerland, August 18-23. 2002. Vol. 66. № 15A. P. A783.