

ГЛУБИННЫЙ МАГМАТИЗМ, МАГМАТИЧЕСКИЕ ИСТОЧНИКИ И ПРОБЛЕМА ПЛЮМОВ

Материалы международного совещания

DEEP-SEATED MAGMATISM, MAGMATIC SOURCES AND THE PROBLEM OF PLUMES

Proceedings of International Workshop



IRKUTSK
2002

*Российская Академия Наук
Сибирское Отделение
Институт геохимии им. А.П. Виноградова,
Дальневосточное Отделение
Дальневосточный геологический Институт,
Российский Фонд Фундаментальных Исследований*



**Глубинный магматизм,
магматические источники
проблема плюмов**

**(Deep-seated magmatism, magmatic sources
and the problem of plumes)**

*Труды
II Международного Семинара
«Глубинный магматизм, магматические
источники и проблема плюмов »*

Редактор Н.В. Владыкин

**Иркутск
Владивосток
2002**

Глубинный магматизм, его источники и плюмы.

Труды I международного семинара. Изд-во ИрГТУ, 2002, 318 стр., ISBN 978-5-94797-154-5.

В сборнике рассмотрены материалы международного семинара, прошедшего в 2002 году в Дальневосточном геологическом институте ДВО РАН, г. Владивосток, посвящены сложным процессам образования щелочных пород. Рассмотрены материалы зарождения плюмов и динамики их движения к поверхности, проблемы образования рудных формаций, связи источников редкометального магматизма с плюмовыми процессами для Центральной Азии и Балтийского щита, рассмотрена петрология лампроитов Восточного Прианбарья и Антарктиды. Приводятся данные геохимического изучения Са-карбонатитов, мантийных ксенолитов Сибирского кратона, Приморья и плато Колорада, алмазоносных глубинных пород Архангельской провинции, коматиитов Карелии и меймечитов Приморья. Приводятся варианты систематики фоскоритов с помощью ЭВМ и изучения расплавленных включений в этих экзотических породах.

Книга предназначена для петрологов, геохимиков, 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

*Рецензенты: доктор геол.- мин. наук О.М. Глазунов
и доктор геол. - мин. наук А.И. Альмухамедов*

ЛР № 020263 от 30.12.96

*Иркутский государственный технический университет
664074, г. Иркутск, ул. Лермонтова, 83*

тираж 100 экз.

ISBN 5-8038-0215-80

© Институт геохимии СО РАН, 2002

© Дальневосточный геологический Институт ДВО РАН, 2002

© Иркутский государственный технический университет, 2002

СОДЕРЖАНИЕ

Летников Ф.А. Сверхглубинные флюидные системы Земли и проблемы рудогенеза	5
Коваленко В.И., Ярмолук В.В., Владыкин Н.В., Козловский А.М., Ковач В.П., Костицын Ю.А., Котов А.Б. Источники редкометального магматизма Центр. Азии и проблема плюмов	27
Когарко Л.Н. Роль сульфидно-карбонатно-силикатной и карбонатно-силикатной ликвации в генезисе Са-карбонатитов	46
Арзамасцев А.А., Беа Ф., Арзамасцева Л.В., Монтеро П. Палеозойские процессы плюм-литосферного взаимодействия в СВ части Балтийского щита: TR-элементы в породах и минералах интрузий Кольского п-ова как индикаторы эволюции щелочных расплавов	57
Владыкин Н.В., Лелюх М.И., Толстов А.В., Серов В.П. Лампроиты аномалий Вост. Прианбарья и Томторского массива	93
Михальский Е.В., Шератон Дж. Лампроиты Антарктики : (обзор данных)	109
Ащепков И. В., Владыкин Н.В., Митчелл Р.Г., Куперсмит Г., Гаранин В.Г., Сапрыкин А.И., Аношин Г.Н., Хмельникова О.С. Минералы из концентрата кимберлитовой трубки KL-1, Колорадо. Геохимия и термобарометрия	123
Ащепков И.В., Сапрыкин А.И., Герасимов П.А., Хмельникова О.С., Черемных Л.В., Сафонова И.Ю., Рассказов С.В., Кутолин В.А., Владыкин Н.В. Петрохимия мантийных ксенолитов Совгаванского плато, Приморье, Россия	133
Саблуков С.М., Саблукова Л.И., Веричев Е.М. Типы мантийного субстрата Зимнебережно-го района в связи с формированием кимберлитов с округлыми и плоскогранными алмазами (Архангельская алмазоносная провинция)	143
Щукин В.С., Саблуков С.М., Саблукова Л.И., Белоусова Е.А., Гриффин В.Л. Поздневендский азральный щелочной вулканизм рифтогенного типа в Зимнебережном кимберлитовом районе (Архангельская алмазоносная провинция)	160
Специус З.В. Эволюция субконтинентальной литосферной мантии Сибирского кратона в сравнении с аналогичными районами развития кимберлитового магматизма	176
Горнова М.А., Соловьева Л.В. Использование редкоэлементных составов граната и клинопироксена из перидотитовых ксенолитов (трубка Удачная) для моделирования процессов плавления примитивной мантии	199
Горячев Н.А., Ханчук А.И. Позднемеловой - раннепалеогеновый щелочной магматизм Северного Приохотья – слэб-винд-тектоническая модель происхождения	210
Нивин В.А., Икорский С.В. Особенности формирования Ловозерских редкометальных месторождений (Кольский полуостров) по изотопно-газовым (He, Ar) данным	234
Куликов В.С., Куликова В.В., Пухтель И.С., Бычкова Я.В., Бычков А.Ю. Палеопротерозойский мафит-ультрамафитовый магматизм Восточной и Центральной Карелии	246
Войнова И.П., Приходько В.С. Меймечиты центрального Сихоте-Алиня	272
Макагон В.М., Загорский В.Е. Глубинность очагов магм редкометальных пегматитов и проблема их связи с гранитами (на примере Восточного Саяна)	279
Краснова Н.И., Петров Т.Г., Балаганская Е.Г., Мутт Ж., Гарсия Д., Ермье Б. Систематизация состава горных пород с помощью языка RHA (на примере глубоководных щелочно-ультраосновных и фоскорит-карбонатитовых комплексов)	290
Михайлова Ю.А., Краснова Н.И., Крецер Ю.Л., Уолл Ф., Пахомовский Я.А. Включения в минералах Ковдорского массива ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов как индикаторы эндогенных эволюционных процессов	310

Предисловие редактора

В последние годы в связи с интенсивным развитием гипотезы плюмовой тектоники в мире и России проявился повышенный интерес исследователей к изучению петрологии и геохимии внутриконтинентального магматизма повышенной щелочности. К ним относятся кимберлиты, породы щелочных комплексов, 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: чаройта, Ст- диопсида, дианита. В лампроитах Австралии добываются алмазы. Сложности процессов их образования вызывали многолетние научные споры, которые не утихают и до сих пор. Развитие новых методов исследований постоянно углубляют знания об особенностях вещественного состава щелочных пород. Данные изотопно-геохимических исследований подтверждают мантийную природу источников вещества для пород щелочных комплексов. По особенностям минеральных парагенезисов и происхождения мантийных пород можно расшифровывать глубинную геодинамику Земли.

Этим проблемам был посвящен международный семинар «Щелочной магматизм и проблемы мантийных источников», прошедший в 2001 году в Институте геохимии СО РАН г.Иркутск. В связи с важностью рассмотренных проблем и большим интересом к ним научной общественности был выбран иной путь публикаций. Вместо традиционных малообъемных тезисов напечатаны заказные доклады до семинара на английском языке и труды семинара на русском языке после конференции. Этот метод оправдал себя и в настоящее время эти книги пользуются большим спросом у специалистов.

Второй семинар по этим проблемам проведен в этом году в ДВГИ ДВО РАН в г. Владивостоке, труды которого на русском языке мы тут и печатаем. К семинару были изданы заказные доклады на английском языке. Выбор обоих городов не случаен, так как наиболее изучен внутриплитный магматизм Центральной Азии, а именно Сибирской платформы и прилегающих регионов ее обрамления. В данном сборнике рассмотрены вопросы зарождения плюмов и динамики его продвижения к поверхности Земли и образования рудных формаций (доклад Ф.А.Летникова), связи источников редкометального магматизма с плюмовыми процессами для Центральной Азии (В.И.Коваленко с соавторами) и Балтийского щита (А.А.Арзамасцев с соавторами), рассмотрена петрология лампроитов Вост. Прианабарья и Антарктиды. В других докладах рассмотрен генезис Са- карбонатитов (Л.Н.Когарко), на основе геохимии и определения РТ- параметров мантийных ксенолитов предложена модель мантии Сибирского кратона, Приморья и плато Колорадо. Рассмотрены проблемы алмазности глубинных пород Архангельской провинции. Приведены результаты исследования щелочных магматитов Приохотья, коматиитов Карелии и меймечитов Приморья, изотопии благородных газов в Ловозерском массиве и расплавных включений в Ковдорском массиве.

Мы надеемся, что подобные встречи ученых по генетическим вопросам глубинного магматизма будут продолжены и такие семинары станут традиционными для Сибирского региона, как геохимические школы щелочного магматизма в Москве.

Председатель оргкомитета

II международного семинара

Член-корреспондент РАН

А.И.Ханчук

Главный редактор трудов семинара

Доктор геолого-минералогических наук

Н.В.Владыкин

СВЕРХГЛУБИННЫЕ ФЛЮИДНЫЕ СИСТЕМЫ ЗЕМЛИ И ПРОБЛЕМЫ РУДОГЕНЕЗА

ЛЕТНИКОВ Ф.А.

Институт земной коры СО РАН 664033, Иркутск, Лермонтова, 128 E-mail: let@crust.irkutsk.su

Предложена принципиально новая модель генерации тепла и сверхглубинных флюидов в жидком ядре Земли. На основании реологических свойств жидкого ядра (вязкость от 10^3 - 10^5 до 10^7 - 10^9 пуаз) и градиентов T , P и скорости вращения жидких слоев с разной вязкостью относительно друг друга, делается вывод о генерации теплоты за счет внутреннего и внешнего трения. То есть, предложен механизм преобразования гравитационной энергии Солнца в теплоту во вращающемся жидком ядре Земли. Генерация тепла сопровождается взрывами, что сопровождается в стационарном режиме отделением плюмов, а при потере устойчивости выбросом суперплюмов. Отделяющиеся газовые плюмы обладают высоким энергетическим потенциалом ($P_{фл} > 1300$ кбар, $T > 4000^\circ\text{C}$) и “прожигают” мантию, достигая верхних горизонтов литосферы, где под их воздействием протекают процессы плавления и формируются рудно-магматические системы. Восходящие плюмы и суперплюмы изначально специализированы на перенос S и S_2 , на базе которых в верхней мантии формируются карбонатитовые магмы и скопления сульфидов. Термальная активизация астеносферных слоев в основании континентальных плит приводит к сопряженному проявлению процессов, как связанных с самими плюмами, так и с флюидными системами астеносфер разной степени зрелости и различной рудно-геохимической специализации.

ВВЕДЕНИЕ

Роль флюидов в процессах формирования горных пород и руд является определяющей. Литосфера Земли сформировалась в результате глобальной дегазации планеты, в ходе проявления которой из ее недр в верхние горизонты литосферы и за ее пределы были вынесены огромные массы вещества. Результатом дегазации внешней оболочки мантии является трехслойная модель континентальной литосферы: гранитогнейсовый слой – истощенная мантия – астеносфера. Под термином “флюид” понимается существенно газовая, водно-газовая, водная или паровая среда, состоящая из компонентов флюида в соединении с петрогенными, рудными и иными элементами и заключенная или переносимая в массе горных пород литосферы. В глубинных процессах протекающих при $T > 400^\circ\text{C}$ флюиды представлены газовыми смесями. Газовые смеси сжимаемы и поэтому в глубинных условиях могут достигать высоких плотностей и являться уникальным теплоносителем, когда в сравнительно небольшом объеме сжатого флюида будет заключено значительное количество тепловой энергии. Поэтому изучение флюидного режима эндогенных процессов одновременно включает в себя и проблему тепловых источников этих процессов – генезиса тех или иных флюидных систем, выступающих в роли теплоносителя (Летников и др., 1994, 1997).

Учитывая новейшие геофизические данные по внутреннему строению Земли, очевидно, что главными и наиболее масштабными флюидосодержащими системами, отчетливо фиксируемыми геофизическими методами, являются астеносфера и внешнее жид-

кое ядро Земли. Именно они и генерируют наиболее мощные потоки флюидов, на базе которых и развиваются все эндогенные системы в верхних горизонтах литосферы. На современном этапе развития геохимии, петрологии и геофизики все большему сомнению подвергается идея о роли радиоактивного распада в формировании глобального теплового потока, и особенно механизма тепловых пульсаций в истории Земли, сопровождаемых мощными эндогенными процессами (Ферхуген и др., 1974; Смыслов и др., 1979; Авсюк, 1996). Достаточно обоснованным представляется тезис о роли именно глубинных флюидов и внешнего ядра Земли в генерации теплового поля планеты.

ВНЕШНЕЕ ЯДРО ЗЕМЛИ

Внешнее ядро Земли начинается на 2900 км и заканчивается на 5150 км ее радиуса, то есть оно простирается на 2250 км. Это высокоградиентная система, где от границы с мантией до границы с твердым ядром физические параметры изменяются так: P от 1350 до 3300 кбар; T от 4000° до 5700° К; вязкость от $10^3 - 10^5$ до $10^7 - 10^{10}$ пуаз; плотность от 9.9 до 12.5 г/см^3 . Кроме того, по физическим параметрам выделяется еще и пограничный слой нижней мантии (D_2), простирается от 2870 до 2900 км, отличаясь от вещества внешнего ядра по плотности (5.5 г/см^3) и вязкости (10^{20} пуаз) (Добрецов, Кирдяшкин, 1994), иными словами это граничная зона, где происходит скачок плотности и вязкости, что может иметь, как это будет показано ниже, далеко идущие последствия. Таким образом, внешнее жидкое ядро Земли заключено между мантией и твердым ядром (рис. 1).

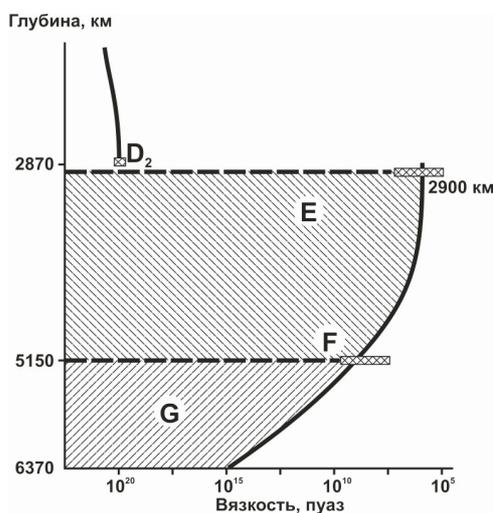


Рис. 1. Изменение вязкости в жидком (E) и твердом ядре (G), а также в прилегающем слое (D_2) мантии.

Как подчеркивает Ю.Н. Авсюк (1996) твердая оболочка и жидкое ядро могут иметь рассогласованность во времени; в равной мере такого же рода рассогласованность вращения может иметь место и у внутреннего ядра по отношению к жидкому, а поскольку внутреннее ядро взвешено в жидком, то его связь со всей Землей можно считать нежесткой. Если учесть, что орбитальное движение Земли ускоряется или замедляется, то процесс цикличности ее движения в составе системы Земля – Луна (365 суток) и периодическими движениями вокруг барицентра (27.5 суток) и более длительные возмущения периодичности в этой системе (18.6; 8.85 и 6 лет), приводят к выводу о наличии постоянных внешних

возмущений воздействующих на Землю и ее внутренние зоны. Земля и ее ядро функционируют в колебательном режиме, когда Земля, Солнце и Луна представляют в совокупности нестационарную колебательную систему с переходом от линейного к нелинейному развитию процессов. Геомагнитные вариации указывают на нарушение стационарности, а нелинейность этих вариаций на неустойчивость системы в целом (Авсюк, 1996). Предполагается, что одним из источников тепла в ядре Земли является радиоактивное тепло или скрытая теплота кристаллизации вещества твердого ядра за счет окружающей его жидкой фазы (Джинлоз, 1983). Поскольку ядро вместе с Землей испытывает суточное вращение, то ввиду разницы в реологических свойствах субстрата внешнего ядра и мантии с одной стороны и твердого ядра и жидкого ядра с другой, неизбежно будет иметь процесс торможения квазипотока на границах этих двух сред, что приведет к выделению **теплоты трения** по всему периметру этих границ. Кроме того, поскольку по сечению внешнего жидкого ядра происходит изменение плотности, T , P и вязкости (на 4-5 порядков), то неизбежным следствием этого должен проявиться процесс расслоения вязкого вещества внешнего ядра на зоны с разной плотностью и вязкостью (рис. 1). В силу проявления этого эффекта во вращающейся массе субстрата внешнего ядра будут возникать в мега- макро и микрообъемах слои, которые будут перемещаться с различной скоростью относительно друг друга. В итоге в сечении внешнего ядра образуется огромное число полос расплава с разной вязкостью. Трение маловязкого вещества на границах внешнего ядра – мантия и внешнее ядро – внутреннее ядро и полос с разной вязкостью друг о друга внутри объема внешнего ядра будут в итоге приводить к выделению тепла. Учитывая громадные размеры внешнего ядра главный вклад в генерируемую здесь теплоту трения будет вносить внутреннее трение, возникающее между слоями маловязкого субстрата, движущихся относительно друг друга. Учитывая размеры внешнего жидкого ядра и удаленность твердых границ друг от друга более чем на 2000 км, очевидно, что и скорости их перемещения будут различны. В силу этого обстоятельства, по разрезу внешнего ядра образуется градиент скорости $\Delta V/\Delta n$, где (Δn – размеры слоев), показывающий, как изменяется абсолютная величина скорости при перемещении на единицу длины в направлении перпендикулярном вектору скорости, то есть к слоям жидкости. Как следует из теории при наличии градиента скорости и между соприкасающимися слоями жидкости возникают силы внутреннего трения. А поскольку согласно Ньютону касательное напряжение (τ) сил внутреннего трения пропорционально градиенту скорости $\tau = \eta \Delta V/\Delta n$, где η - коэффициент внутреннего трения, или вязкость субстрата, то чем больше разность между скоростями передвижения отдельных слоев относительно друг друга и чем больше их число, тем выше величина трения и больше масштабы генерации теплоты трения. Степень трения слоев друг о друга будет определяться величиной динамической вязкости η , которая равна отношению тангенциальной силы F , необходимой для поддержания градиента скорости, равного единице, между двумя параллельными слоями текучего субстрата и площадью соприкосновения этих слоев:

$$\eta = \frac{F}{(dV/dl)\Delta S},$$

где F – модуль силы внутреннего трения между слоями жидкости, $\Delta V/dl$ – модуль градиента скорости, ΔS – площадь соприкосновения слоев жидкости. Динамическая вязкость измеряется в паскаль – секундах (Па•с). Кинематическая вязкость (V) – величина, равная отношению динамической вязкости к плотности (ρ) вещества: $V = \eta/\rho$ м²/с или мм²/с, где квадратный метр на секунду равен кинематической вязкости среды с динамической вязкостью 1 Па•с и плотностью 1 кг/м³ (Яворский, Пинский, 2000).

Таким образом, динамическая вязкость будет в первую очередь зависеть от внутреннего трения между слоями текущего вещества. В любом случае, если слои на которые делится внешнее жидкое ядро, непрерывны или дискретны, учитывая огромные размеры жидкого ядра, следует признать, что суммарная площадь будет достигать нескольких десятков миллионов км².

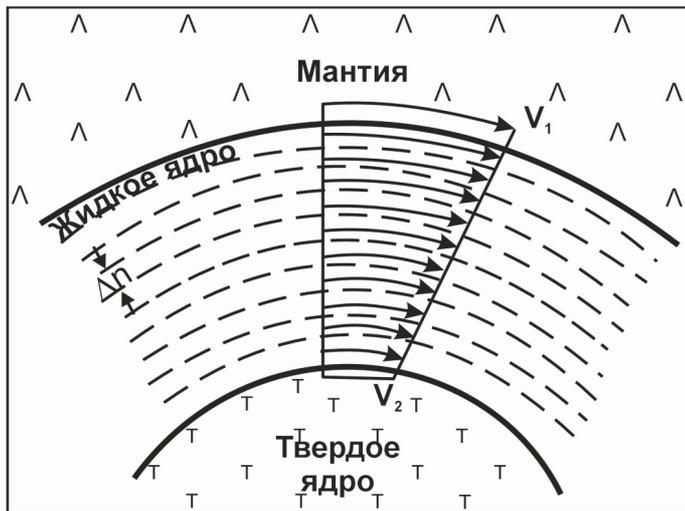


Рис. 2. Схема генерации теплоты трения в жидком ядре Земли (пояснения в тексте).

Открытым остается вопрос о наличии и количестве слоев в жидком ядре. В пользу предположения о наличии во внешнем жидком ядре Земли слоев с разными реологическими свойствами говорят следующие факты:

1) Учитывая огромные размеры внешнего ядра (~ 2250 км) мы приходим к неизбежному выводу о том, что в ходе суточного вращения Земли жидкие слои на границе со слоем D_2 (глубина ~ 2900-3000 км) будут перемещаться с большей скоростью, чем слои прилегающие к твердому ядру (глубина ~ 5150 км). Иными словами, если скорость движения твердой мантии на границе с жидким ядром обозначить V_1 , а на границе с твердым ядром V_2 , то $V_1 \gg V_2$. Поэтому промежуточные слои жидкого ядра будут иметь распределение скоростей, уменьшающееся от внешней части жидкого ядра к внутренней. Иными словами такое распределение характеризуется градиентом скоростей – величиной $\Delta V/\Delta l$ (где Δl – толщина слоев), показывающей, как быстро меняется абсолютная величина скорости при перемещении на единицу длины в направлении, перпендикулярном слоям жидкости и соответственно вектору скорости. В общем виде ситуация отражена на рис. 2.

Именно такая обстановка является благоприятной для возникновения отдельных слоев в гетерогенной среде, где в данном сечении изменяются T , P , плотность и вязкость.

2) Для случая, когда во вращающейся жидкой сфере на расстоянии 2250 км давление возрастает от 1350 до 3300 кбар, T от 4000 до 5700° С, вязкость от 10^3 - 10^5 до 10^7 - 10^{10} пуаз и изменяется ускорение силы тяжести, расслоение среды будет неизбежным, тем более, что в экспериментах с вращающимися жидкими средами с неизменными физическими параметрами такое расслоение имеет место (Яворский, Пинский, 2000).

3) Поскольку динамическая вязкость в первую очередь будет зависеть от внутреннего трения между слоями жидкости, то соответственно и теплота трения будет определяться величиной динамической вязкости. Очевидно, что чем больше слоев с разной вязко-

стью будет в данном сечении, тем выше степень генерации теплоты трения массой расплава. Выделяющаяся теплота трения будет, с одной стороны, диссипировать по вектору T в окружающую более холодную мантию (кондуктивный перенос), компенсировать потери тепла и способствовать более длительному сохранению мобильной среды в жидком состоянии. Выделяющаяся теплота трения, поддерживая T расплава на определенном уровне, будет тем самым способствовать растворению в нем флюидной фазы и снижению T солидуса, что опять же является благоприятным фактором в поддержании его как можно дольше в жидком состоянии.

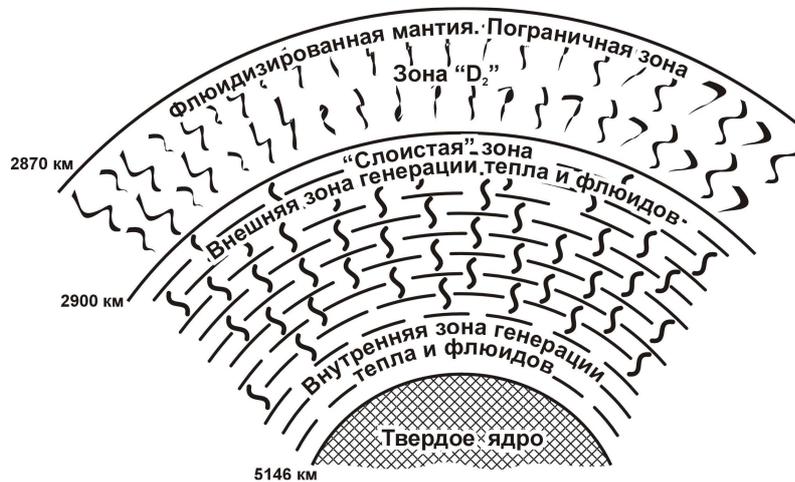


Рис. 3. Обобщенная модель генерации тепла в жидком ядре Земли.

Предложенная модель и механизм генерации тепла во внешнем ядре Земли представляет наглядный пример реализации механизма перехода гравитационной энергии Солнца, задающего вращение Земли, в тепловую энергию трения в ее внешнем жидком ядре (рис. 3). С этих позиций становится и очевидным вывод о том, что пока Земля будет обладать достаточным по размерам внешним жидким ядром, которое генерирует тепловой поток, будет существовать стационарный тепловой поток к ее поверхности.

Состав жидкого ядра во многом проблематичен. Независимо от состава внешнего ядра его столь малая вязкость в значительной мере обусловлена аномальной флюидизацией вещества, слагающего внешнее ядро Земли. Судя по экспериментальным данным, когда T и P приближаются к условиям жидкого ядра растворимость Si в расплавленном Fe не превышает 1% даже при нереально высокой фугитивности кислорода ($\log f_{O_2}$ от 10^{-1} до 10^{-7}), хотя подчеркивается тенденция к растворимости Si в жидком Fe с ростом T и P (Gessmann et al., 2001).

По некоторым оценкам внешнее ядро состоит из трех главных элементов: Fe – 86%, S – 12% и Ni – 2%. Если принять за основу даже крайние оценки T и P в жидком ядре (Джинлоз, 1983), то анализ диаграммы состояния углерода приводит нас к важному выводу о возможности наличия в жидком ядре, особенно в его глубинной части, жидкого углерода. Если стать на точку зрения о наличии в жидком ядре наряду с H_2 и другими компонентами восстановленного флюида (CH_4 , CO, H_2) значительных содержаний серы и углерода, то это может иметь далеко идущие геохимические следствия, ибо проблема источника S и C в глубинных флюидах и породах до сих пор остается не решенной.

А.Е. Рингвуд (1981) полагает, что в ходе формирования земных оболочек и земного ядра, если FeO частично остается в составе мантийных силикатов, то С и Н выводятся из мантии с Fe, которое погружается в ядро. По его модели в ядре Si восстановлен, а содержание S может достигать 10-15%.

Если внутреннее ядро Земли состоит из Fe или Fe-Ni сплавов, то их способность растворять газы и в первую очередь водород является универсальной. В равной мере это относится и к расплавам этих металлов.

Учитывая высокую плотность вещества, слагающего жидкое ядро Земли (>9.9 г/см³) особое значение приобретает вопрос о динамической сжимаемости Fe и его соединений, тем более, что по моделям Буллена и Берга кроме Fe, как основной части, должно содержаться некоторое количество более легких элементов (Фунтиков, 2000). Если учесть, что кристаллическое железо в стандартных условиях имеет плотность ~ 7.9 г/см³, то необходимость определения величины сжимаемости Fe и в твердом и в жидком состоянии при P - T условиях земного ядра становится очевидной, поскольку в противном случае пришлось бы вводить в железо огромное число “утяжеляющих” элементов с плотностью $> 8-9$ г/см³, а это Au, Pt, Os, Ir, Pd, Ni, Ag и др.

К сожалению, несмотря на большое число работ в статических и динамических условиях существует неопределенность при сопоставлении данных полученных разными методами, что приводит к их несогласованности. Одним из главных препятствий является субъективность в оценке T на границе внутреннего твердого ядра Земли и внешнего жидкого ядра при $P \approx 330$ ГПа, когда разница в оценках колеблется от 4000 до 9000° К (Фунтиков, 2000). Поэтому несмотря на обилие разнообразных работ вопрос о составе жидкого ядра Земли остается открытым, хотя все исследователи единодушны в выводе о том, что оно преимущественно состоит из Fe.

Если стать на точку зрения о преобладающем водородном составе флюидов в земном ядре (Джинлоз, 1983) и достаточно обоснованную концепцию о железном металлическом твердом и жидком ядре, то наибольший интерес в этом плане представляет вопрос о взаимодействии водорода с металлами и в первую очередь с Fe. Анализ литературных данных однозначно указывает, что при T и P земного ядра экспериментальных работ по взаимодействию водорода с металлами не проводилось. Мы располагаем исходными данными лишь для P_{H_2} не выше 2000 Мпа и T не более 2000° С. Тем не менее, установлены общие закономерности взаимодействия водорода с металлами различных групп менделеевской таблицы (Арчаков, 1985; Баум, 1979). Следует подчеркнуть, что с ростом T водород диссоциирует на атомы и при 1 атм и 5000° К степень диссоциации достигает 0.9469, поэтому следует полагать, что в условиях ядра водород присутствует преимущественно в атомарном состоянии, обладая высокой химической активностью. В восстановительных условиях при взаимодействии водорода с металлами образуются разнообразные гидриды, но о процессах гидридообразования в условиях жидкого ядра ($P > 1300$ кбар, $T > 4000$ ° С) достоверной информации нет, поэтому приходится лишь опираться на данные общего характера, полученные при более низких P и T и имевших сугубо предварительный характер. Поскольку речь идет о твердом и жидком металлическом ядре, то здесь интерес могут представлять лишь так называемые металлические гидриды, представляющие собой твердые растворы водорода в металлах: Cr, Fe, Ni, Cu, Mo, Co, Mg, Al, Pt, Pd и другие платиноиды, все они растворяют водород с образованием истинных растворов, когда Pd поглощает наибольшие количества водорода. Реакция их образования эндотермична и ускоряется с ростом T . Обращает на себя внимание подбор элементов в ряду металлических гидридов, с одной стороны это элементы типичные для месторождений сульфидов в мантийных породах – Ni, Cu, Cr, Fe, Mg, Co, Pt, Pd и платиноиды, с другой медно-молибденовые порфиновые месторождения – Cu, Mo, Al, когда при формировании их в континентальной коре принимают участие мантийные флюидные системы.

Как уже подчеркивалось выше для этой группы металлов характерно увеличение растворимости водорода с ростом T , когда изменение концентрации водорода в металле пропорционально корню квадратному из парциального давления H_2 . В системе газ – металл при самых высоких T и P в случае образования твердого раствора 1 атом газа приходится на 1000 атомов металла, при образовании химического соединения в состоянии насыщения оно близко к стехиометрическому в соединениях типа MeH_2 , MeH , Me_xH (Арчаков, 1985). Исходя из свойств водорода взаимодействовать с перечисленными выше металлами можно сделать вывод о том, что в металлическом ядре водород может содержаться в больших количествах, или растворяясь в металлах с образованием твердых растворов, или химических соединений типа гидридов (Вернадский, 1960; Ларин, 1975).

Признавая справедливым утверждение о жидком состоянии внешнего ядра Земли, состоящего преимущественно из Fe, и рассматривая особенности его поведения как целостной системы мы должны оперировать в пределах понятия о металлической высокотемпературной жидкости, находящейся под сверхвысоким давлением. К сожалению сведений о структуре и свойствах таких металлических жидкостей нет.

Исходя из рассмотренной нами модели генерации теплоты трения по границам и внутри жидкого ядра Земли наибольший интерес вызывает проблема импульсов отделения от жидкого ядра сжатых высокотемпературных флюидных скоплений, именуемых плюмами. По сути это тепловые взрывы, проявляемые в гигантских масштабах. Теория теплового взрыва впервые в количественной форме была сформулирована в 1928 г. Н.Н. Семеновым (1958) и затем развита в работах других исследователей (Франк-Каменецкий, 1947; Мержанов, 1966).

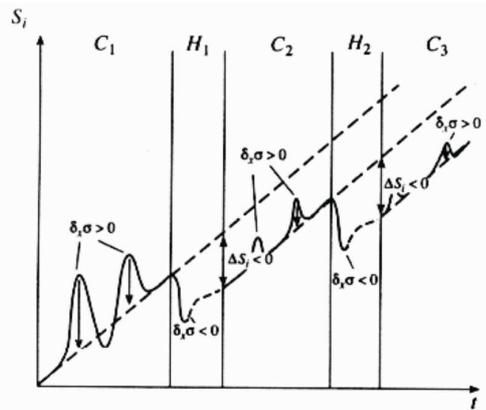


Рис. 4. Изменение энтропии (S_i) и производства энтропии ($\delta\sigma$) в стационарных состояниях (C_1 , C_2 , C_3) и когда система теряет устойчивость (H_1 и H_2).

Для рассматриваемой нами модели генерации тепла в жидком ядре Земли наибольший интерес представляют гидродинамические задачи теории теплового взрыва рассмотренные в ряде работ А.Г. Мержановым (1966). Тепловой взрыв по сути является актом быстрого выделения тепла в конденсированных или не конденсированных средах, когда не обеспечивается отвод тепла из зоны его генерации за счет чисто кондуктивного теплопереноса. Исходя из такого определения следует, что явление теплового взрыва сопровождается выделением газовой фазы, которая сама является теплоносителем.

Применительно к движущейся жидкости во внешнем ядре Земли гидродинамическая задача теплового взрыва сводится к тому, что тепло выделяемое за счет внутреннего трения не успевает отводиться в вышележащую мантию, что приводит к нелинейному росту T . Увеличение T в изобарических уровнях приводит в первую очередь к снижению раство-

римости газов в расплаве и нарастанию тенденции обособления его в самостоятельную фазу. Накопление газа и обособление его в массе расплава порождает возрастающую неустойчивость системы и выброс газового скопления за пределы жидкого ядра в мантию. Таким путем идет формирование плюма и его выброс за пределы жидкого ядра. Это обобщенная модель пока не включает химические реакции, которые сопровождают этот процесс и могут существенно повысить энергетический потенциал отделявшегося плюма.

Исходя из такой модели, объясним механизм пульсационного отделения плюмов от жидкого ядра, когда по представлениям одних исследователей он детерминирован (Добрецов, 1994), по другим носит стохастический характер (Летников, 1992).

Многочисленные работы по выявлению периодичности эндогенных процессов в коре и мантии отражают поиски надежных критериев, позволивших распознать механизм действия глубинной “тепловой машины” продуцирующей выбросы тепловой энергии из недр Земли. Исследования по инверсии магнитного поля Земли служили тем же целям, в контексте изменения характера взаимодействия твердого и жидкого ядра Земли (Авсюк, 1996). Наличие противоречивых данных, когда одни исследователи (Vogt, 1975) увязывал частоту инверсий магнитного поля с перестройкой в кинематике плит, а другие (Larson, Olson, 1991) отрицают связь инверсии магнитного поля с активностью мантийных плюмов, заставляют абстрагироваться от этих мнений и подойти к анализу процессов протекающих в ядре с позиций синергетики.

Жидкое ядро Земли является открытой неравновесной нелинейной динамической системой (Авсюк, 1996; Адушкин и др., 2000), в которой согласно предложенной нами модели выделение теплоты за счет внутреннего трения в жидком ядре, также носит нелинейный характер. В соответствии с тем, что изменение теплового режима в изобарических условиях будет сопровождаться изменением производства энтропии в системе, выраженную через универсальный эволюционный критерий открытой системы вдали от равновесия $\delta_x \sigma$, где σ - локальное производство энтропии в системе (Гленсдорф, Пригожин, 1973). Условием устойчивости стационарных состояний вдали от равновесия является ситуация когда $\delta_x \sigma > 0$. На рис. 4 отражены различные ситуации изменения энтропии (S_i) в открытой системе. Выделяются области стационарных состояний (C_1, C_2, C_3 на рис. 4), которые характеризуются положительными флуктуациями локального производства энтропии ($\delta_x \sigma > 0$). Возникнув, такие флуктуации после короткого промежутка времени исчезают вследствие соблюдения принципа минимума производства энтропии. Испытав флуктуацию система возвращается к исходному стационарному состоянию (на рис. 4 показано стрелками, $\delta_x \sigma > 0$). Иными словами это область возникновения и рассасывания флуктуаций, а стационарное состояние в целом можно охарактеризовать как устойчивое, когда производство энтропии не является функцией состояния (Летников, 1992).

Как известно система, находящаяся в стационарном состоянии непрерывно обменивается с окружающей средой веществом и энергией, характеризуется наличием постоянных по величине градиентов, а для поддержания стационарного состояния необходимы постоянные затраты свободной энергии. В рамках данного стационарного состояния скорость необратимых процессов проходящих в системе квазипостоянна, а работа затрачиваемая системой направлена на поддержание ее в стационарном состоянии.

Совсем иная ситуация возникает при проявлении отрицательных флуктуаций, когда $\delta_x \sigma < 0$, которые характеризуют неустойчивость стационарного состояния. В этом случае вся система переходит в неустойчивое состояние – теряет на каком то временном интервале устойчивость, в ней происходит нарушение энергетического состояния и изменение градиентов. После какого то времени система переходит на новую ветвь развития, характеризуемую новым стационарным состоянием, когда производство энтропии в самой системе вследствие необратимых процессов в ней $\Delta S_i < 0$, что может указывать на повышение структурированности системы, возникновение в ней новых структур (Гленсдорф, Приго-

жин, 1973). Возвращаясь к жидкому земному ядру и опираясь на рассматриваемую модель нелинейной открытой системы мы приходим к однозначному выводу о том, что в земном ядре возможны два принципиально различных типа состояний – стационарное и неустойчивое. Если учесть энергетический потенциал процессов инверсии магнитного поля и воздействия плюмов, то они по этому параметру несопоставимы (Авсюк, 1996; Адушкин и др., 2000) и обязаны совершенно разным состояниям ядра.

На наш взгляд обычные флуктуации в режиме стационарного состояния жидкого ядра будут отвечать отделению рядовых по масштабам плюмов и этот процесс возможен с определенной периодичностью для данного стационарного состояния. Следует полагать, что в связи с изменением энергетического потенциала ядра частота флуктуации и их энергетический потенциал в геологическом времени будут изменяться. Нарушение стационарности и переход жидкой части ядра в неустойчивое состояние будет характеризоваться выбросом суперплюмов (Зоненшайн, Кузьмин, 1993; Добрецов, 1997; Ярмолюк и др., 2000), привносящих в верхние горизонты литосферы громадные количества тепловой энергии.

Инверсии магнитного поля по всей вероятности не связаны с процессом отделения плюмов, а обусловлены стохастическим повторяющегося во времени процессом потери устойчивости твердым ядром Земли.

ПЛЮМЫ

Нарушение стационарности внешнего ядра сопровождается тепловыми взрывами со спонтанными массовыми выбросами газов и формированием на их основе суперплюмов. С позиций теории самоорганизации, развиваемой школой С.П. Курдюмова (1989) тепловые взрывы на границе жидкого ядра и мантии могут быть квалифицированы как режимы с обострением. Режим с обострением – распространение тепла в среде с постоянной теплопроводностью в условиях когда на границе среды температура или поток тепла растут в так называемом режиме с обострением, то есть обращаются в бесконечность за конечное время обострения.

Подхода с позиций синергетики к явлениям теплового взрыва в жидком ядре очевидно, что именно нелинейность приводит к новым не экспоненциальным законам роста неустойчивости – к возникновению новых структур, каковыми и являются плюмы. Именно не экспоненциальный характер затухания любых тепловых возмущений является следствием вступления системы в область нелинейности, где в открытых неравновесных динамических системах проявляется неустойчивость и развиваются процессы самоорганизации, сопровождаемые возникновением новых структур. Одним из элементов такого структурообразования является отделение флюида от той матрицы, в которой он был заключен, это может быть как силикатный расплав, так и расплав на базе металлов в жидком ядре.

Исходя из P - T параметров жидкого ядра очевидно, что в составе плюмов будет отделяться существенно газовая фаза, находящаяся под $P > 1300$ кбар и $T > 4000^\circ$ С. Взаимодействие такого сверхэнергетического флюида с породами нижней мантии приведет к сублимации породы в газовую фазу. Следует подчеркнуть, что в данном случае мы имеем дело с неравновесным процессом. Это однонаправленный необратимый процесс “прожигания” мантии восходящей струей газа.

К сожалению работ по экспериментальному определению растворимости элементов в суперсжатых высокотемпературных газах в динамических системах отсутствуют. Малочисленные работы, где применялись мощные источники концентрирования энергии (лазеры, электронные и ионные потоки, ударные и электромагнитные волны и т.п.) не дают не-

обходимой информации для обоснованных выводов о количественных параметрах концентрации в высокотемпературных сжатых газах в рассматриваемом нами диапазоне T и P (Бушман, Фортов, 1983). Вместе с тем открытым остается вопрос о насыщении такого суперфлюида извлекаемыми из породы компонентами. Несомненно одно, что с одной стороны со временем концентрация таких компонентов в газе будет нарастать и его способность к растворению (емкость газа) снижаться. Но с другой стороны, по мере подъема и снижения P объем газовой смеси будет возрастать, что расширит возможность восходящего плюма к усвоению вещества из прожигаемых им пород (Жузе, 1974). Кроме того необходимо учитывать то обстоятельство, что пока плюм будет соединяться с материнским жидким ядром по пробитому им каналу будут поступать новые порции суперфлюида, что будет повышать его энергетический потенциал и способствовать дальнейшему продвижению в верхние горизонты мантии. Согласно принятой модели отделение плюма или суперплюма от жидкого ядра, возможна серия тепловых взрывов, совокупность которых и формирует газовое высокоэнергетичное скопление.

В этом случае газовый поток будет “прожигать” мантию и в то же время обогащаться элементами твердого субстрата, переходящими в газовую фазу. Процесс сублимирования вещества нижней мантии будет протекать с большими затратами тепловой энергии – это эндотермический процесс. На первый взгляд это обстоятельство должно сыграть отрицательную роль в дальнейшем развитии плюма, поскольку столь значительные затраты энергии должны привести к его вырождению и исчезновению. Но сам процесс химического взаимодействия существенно водородного восстановленного флюида с кислородсодержащей матрицей будет сопровождаться экзотермическими реакциями и в значительной мере компенсировать тепловые потери плюма. Иными словами, водородный плюм сублимируя существенно кислородный субстрат (в породах мантии от 60 до 80% объема породообразующих минералов занято кислородом) будет восполнять убыль тепловой энергии за счет экзотермических реакций водорода с кислородом. Реализация такого механизма приведет к переводу изначально водородного плюма в водно-водородный с наличием в газовой фазе летучих соединений перечисленных выше компонентов, среди которых будут преобладать соединения Si, Mg, Fe, S, Ni и в меньшей мере (в порядке убывания в соответствии с хондритовой моделью нижней мантии Al, Ca, Na, Cr, Mn, Ti и т.д.). Поступление в плюм сублиматов из вещества нижней мантии, “прожигаемой” газовой струей, в ходе подъема такого плюма с одной стороны приведет к повышению его объема, а с другой восполнению убыли его тепловой энергии. Не меньшее значение будет иметь и снижение вязкости прогреваемого окружения такого плюма, если, конечно, оно не будет лимитироваться процессами фазового перехода минералов в более плотные фазы. Механизм взаимодействия водорода с кислородом из минералов нижней мантии кроме экзотермического эффекта будет иметь большое петрологическое значение, а именно – обогащению головной части плюма H_2O . Это обстоятельство сыграет решающую роль в росте P_{H_2O} во фронтальной части плюма, ибо при переходе от механизма сублимации к механизму плавления субстрата именно рост P_{H_2O} обусловит снижение T солидуса возникающих здесь расплавов.

Напомним, что плавление горных пород протекает с увеличением объема ($+\Delta V$). Зависимость T плавления от внешнего P дается уравнением Клаузиуса-Клайперона:

$$\frac{dT_f}{dP} = \frac{(V_L - V_S)T_f}{ML_f}$$

где T_f - температура плавления, ML_f - молекулярная скрытая теплота плавления, количество тепла, которое поглощается, когда 1 моль твердого вещества переходит в жидкое состояние, V_L и V_S – молекулярные объемы соответственно в жидком и твердом состояниях.

Теплота плавления и T плавления сугубо ориентировочно связываются соотношением $ML_f = 2.2 T_f$. Соответственно молекулярная теплота сублимации – это количество тепла, которое поглощается, когда 1 моль твердого вещества переходит прямо в газообразное состояние. На сублимацию необходимо затратить значительно больше энергии чем на плавление, ибо теплота сублимации (L_S) равна сумме теплоты плавления (L_f) и теплоты испарения при той же T (L_V):

$$L_S = L_f + L_V.$$

Рост P и T флюида всегда будет определять увеличение количества сублимируемого вещества. Кроме того сублимация в значительной мере будет определяться составом газовой фазы в плюме, которая напрямую будет соотноситься с его энтальпией (H) и свободной энергией ($G_{T,P}$).

Плавление вещества мантии также является эндотермическим процессом, идущим с поглощением тепловой энергии, но при этом процесс носит однонаправленный характер, когда экзотермические реакции растворения компонентов флюида (H_2O , H_2 и других) во вновь образуемом расплаве ни в коей мере не могут скомпенсировать убыль тепловой энергии затрачиваемой на процесс плавления породы.

Иными словами, если процесс газовой сублимации вещества мантии будет носить отчасти компенсационный энергосберегающий характер, то процесс плавления является энергопоглощающим и будет лимитироваться физико-химическими параметрами состояния флюида с одной стороны, T , P и составом вещества мантии с другой. Как нами было показано ранее (Летников, 1975) наряду с объемным плавлением силикатов в определенных условиях реализуются механизмы предплавления – контактное и механическое плавление. Реализация этих двух процессов приводит к одному и тому же эффекту – снижению прочности и вязкости породы, в которой протекают эти процессы. Иными словами, при подъеме плюма в мантийном субстрате могут иметь место как явления контактного так и механического плавления, что в любом случае приведет к снижению вязкости окружающего плюм субстрата и более быстрому его подъему через толщу литосферы.

Таким образом, движение плюма через мантию будет происходить при реализации двух механизмов – сублимации твердых пород, идущей с частичной компенсацией тепловой энергии плюма за счет экзотермических реакций газовых восстановленных компонентов плюма и кислорода сублимированных пород и частичного или полного плавления мантийного субстрата в верхней мантии, идущего с преобладающим поглощением тепловой энергии. Зона плавления в головной части плюма является своеобразной тепловой ловушкой, где происходит не только расход тепла на плавление породы, но и растворение флюидных компонентов во вновь образуемом расплаве (рис. 5).

Образовавшаяся таким путем в головной части плюма зона плавления, при достижении значительных размеров сама начинает играть роль тепловой аномалии, длительное существование которой обеспечивается за счет накопленной расплавом тепловой энергии и подпиткой его теплом и флюидами из нижней части плюма.

Как подчеркивалось нами ранее (Летников, Дорогокупец, 2000), энергоемкость газа состоящего из H_2 , He , N_2 , CH_4 , CO и “стартующего” из глубины 2900 км на порядки больше энтальпии плавления перидотита в P - T условиях верхней мантии. Поэтому тепловой энергии таких газов вполне достаточно для плавления пород верхней мантии и деструкции верхних горизонтов литосферы (рис. 6). Но при этом вступает в силу одно ограничение. В соответствии с уравнением Клаузиуса-Клайперона для плавления,

$$dP/dT = \Delta H / T \Delta V,$$

где снятие общего давления (ΔP) и приращение объема (ΔV) при плавлении тесно связаны, особое значение это обстоятельство приобретает для силикатных пород, плавление которых всегда происходит с увеличением объема. Поскольку процесс плавления идет с приращением объема ($+\Delta V$), то оно станет возможным лишь тогда, когда давление развиваемое расплавом станет больше общего литостатического давления вышележащих пород.

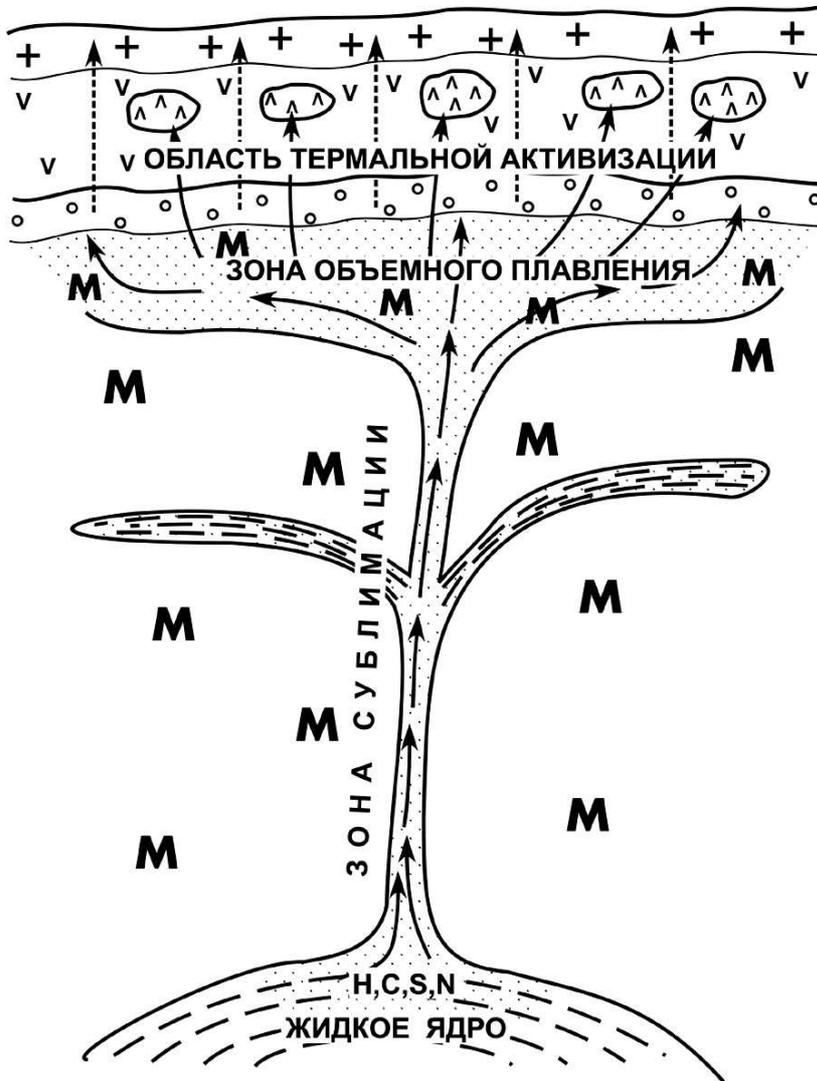


Рис. 5. Обобщенная модель плюма в литосфере. 1 – континентальная кора, 2 – истощенная мантия, 3 – астеносфера, 4 – подастеносферная мантия, 5 – очаги плавления в подкоровом слое, 6 – пути подъема флюидов из астеносферы, 7 – зоны возможного контактного и механического плавления в мантии.

Таким образом по разрезу мантии должны существовать своеобразные критические уровни запрета на развитие процессов массового плавления субстрата, определяемые в первую очередь величиной общего давления столба вышележащих пород. Любые процессы в мантии направленные в сторону снижения общего давления будут провоцировать процессы плавления вещества.

При преодолении критического барьера, плавление субстрата примет массовый характер, когда $P_{\text{пл}} > P_{\text{об}}$. Конечно, при этом большое значение будет иметь и состав флюида, максимальный эффект будет иметь место, когда в составе флюида будет преобладать H_2 и H_2O .

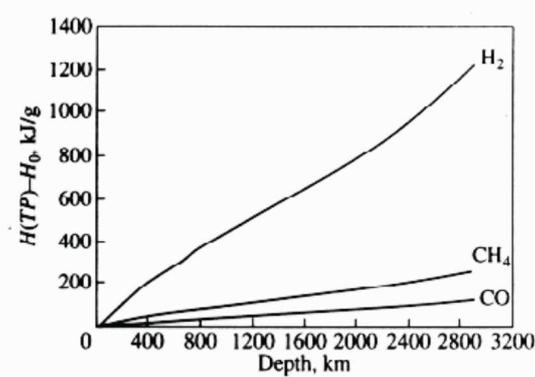


Рис. 6. Энергоёмкость H_2 , CO и CH_4 отделившихся в составе плюма от жидкого ядра.

Утвердившееся мнение о роли серы в формировании жидкого ядра Земли, где содержание ее превышает 10%, находит косвенное подтверждение при анализе магматических, и особенно вулканических, процессов в земной коре. Действительно, в петрогенетическом анализе магматических систем с высоким содержанием сульфидных минералов мы постоянно сталкиваемся с проблемой дефицита серы, необходимой для связывания в сульфидах огромных количеств Fe, Cu, Ni и других халькофильных элементов. В частности этот своеобразный феномен месторождений Норильского типа до сих пор не нашел своего объяснения. В еще большей мере этот феномен проявляется в областях новейшего вулканизма, где соединения серы, и в первую очередь сероводород, являются одним из основных компонентов вулканических газов, особенно на поствулканической стадии, где в течение многих десятилетий гигантские выбросы H_2S происходят после окончания активной вулканической деятельности.

Противоречие заключается в том, что равновесная растворимость S и ее соединений в магматических расплавах весьма мала и недостаточна для массового образования сульфидов на основе тех или иных магматических расплавов. Совсем иная ситуация возникает при условии, что плюм, отделившийся от жидкого ядра Земли в больших количествах содержит S^0 и H_2S . Даже при интенсивном взаимодействии флюидов плюма с веществом мантии H и C, ввиду большого химического сродства с кислородом из минералов мантии, будут в первую очередь вступать в химическое взаимодействие, а S и H_2S накапливаться в остаточном флюиде. В силу этого обстоятельства S и H_2S могут в головной части плюмов достигать самых высоких уровней литосферы, где в условиях малых глубин верхней мантии или в промежуточных очагах в коре участвовать в плавлении субстрата и вступать во взаимодействие с халькофильными элементами образуя скопления сульфидов. Иными словами, исходя из такой схемы высокие скопления серы в виде сульфидов или газовых струй в вулканических областях *argiogi* можно рассматривать как реликты когда-то мощ-

ных плюмов, отделившихся от жидкого земного ядра. Только таким путем можно объяснить гигантские скопления серы в связи с магматическими и вулканическими процессами, где S и H₂S не только насыщают расплав, но в преобладающей массе пересыщают его, присутствуя главным образом в виде пузырьков и более крупных скоплений. Судя по длительному функционированию серных струй на поверхности Земли (“ревушие фумаролы” о-ва Парамушир) можно обоснованно полагать, что флюидно-магматические системы, с которыми связаны длительные выделения серы и ее соединений на глубине являются реликтовыми флюидными системами, ранее отделившиеся от жидкого ядра Земли в составе плюма.

Механизму продвижения плюмов в верхние горизонты литосферы посвящено много работ, среди которых преобладают упрощенные физические модели или описываются результаты модельных экспериментов. Одной из задач таких исследований является выяснение условий прохождения глубинного плюма через мантийные неоднородности на глубине 660 км, где имеет место скачек вязкости, что отражается на конфигурации плюма, где выделяется его головная утолщенная часть и протяженный подводный канал. На основании этих экспериментов и анализе геохимических данных делается вывод о том, что бимодальный характер вулканизма на плато острова Ява, проявленный ~ 122 и ~ 90 млн. лет обусловлен конфигурацией плюма, под воздействием которого шло плавление мантии (Kumagai, 2000).

Учитывая громадные размеры ядра и его высокий энергетический потенциал очевидно, что даже незначительные флуктуации в массе жидкого ядра будут сопровождаться значимыми по величине выбросами тепловой энергии, преимущественно в виде плюмов. Поскольку в жидком ядре заключен 31% общей массы Земли, то даже незначительное отклонение в состоянии этой динамической системы, находящейся в суточном движении вокруг оси Земли, будет сопровождаться энергетическими эффектами такой силы, что их воздействие скажется и на состоянии земной коры и верхних горизонтов мантии.

ПРОЦЕССЫ ПЕТРО- И РУДОГЕНЕЗА

Фиксируемые в земной коре результаты проявления тепловых потоков весьма разнообразны и включают широкий спектр горных пород и руд. Тепловое воздействие на литосферу всегда приводит к преобразованию твердого субстрата – метаморфизму, метасоматозу или плавлению, процессы рудогенеза отвечают более низкому иерархическому уровню, как по масштабам проявления, так и энергетическим затратам на реализацию такого процесса. Поэтому анализ воздействия суперглубинных флюидных систем на породы



Рис. 7. Схема сопряженного формирования триады: гранитогнейсовый слой – истощенная мантия – астеносфера.

1 – земная кора, 2 – гранитогнейсовый слой, 3 – истощенная мантия, 4 – астеносфера, 5 – пути миграции флюидов гранитизирующих и некогерентных элементов, 6 – пути “отжимания” флюидных и сверхстехиометрических компонентов кристаллизационным фронтом.

коры и верхней мантии целесообразно вести с позиций петрогенеза, полагая, что рудообразующие системы являются с одной стороны производными глубинных флюидных систем, а с другой – отчасти трансформированными в ходе взаимодействия с материалом литосферы. Сложности распознавания природы флюидных потоков заключаются еще и в том, что поскольку процессы массопереноса из глубин планеты к ее периферическим частям протекают за счет градиентов P и T , то наша планета в целом представляет нелинейную диссипативную гиперсистему, в которой одновременно функционирует огромное

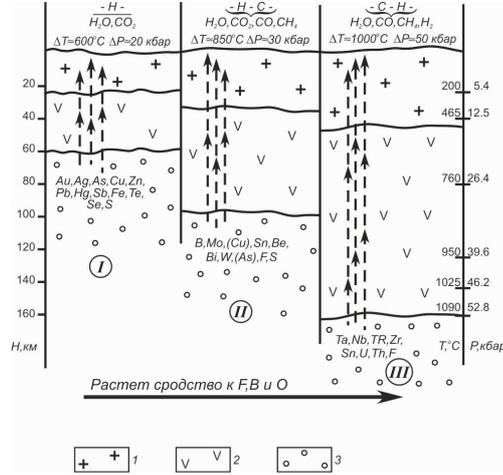


Рис.8. Флюидно-геохимическая специализация астеносферных флюидных систем под литосферами разной степени зрелости (от I к III зрелость литосферы возрастает). 1 – земная кора, 2 – истощенная мантия, 3 – астеносфера

число подсистем массопереноса более низких иерархических уровней. В пределах одних и тех же плит могут одновременно функционировать несколько флюидных мегасистем разной природы, с разным энергетическим потенциалом, отличаясь друг от друга по рудно-геохимической специализации и физико-химическим свойствам. Учитывая разные величины тепла необходимого для выплавления магматических пород в коре и мантии вполне определенно можно ожидать и разного времени “вызревания” таких магматических систем и связанных с ними рудоносных флюидных систем.

А.Ф. Грачев (2000) предлагает критерии разделения мантийных плюмов и горячих точек, предполагая, что горячие точки являются результатом внутриплитной тектонической и магматической активности, а мантийный плюм – проявление внутриплитной тектонической и магматической активности, обусловленной процессами в ядре или нижней мантии. Одним из критериев такого разделения являются гигантские масштабы проявления траппов и плато-базальтов характерные для процессов воздействия глубинных плюмов на литосферу. Судя по трактовкам Д. Андерсена (1984) и А.Ф. Грачева (2000) горячие точки являются производными не глубоко захороненных в верхней мантии флюидных систем, не только отличаясь масштабами эндогенной деятельности, но и специфическим обогащением редкими и рассеянными элементами, что отчасти указывает на их связь с флюидами астеносферных слоев. Как нами было показано ранее астеносферные слои, подстилающие литосферные блоки разной степени зрелости, имеют флюидную природу и являются следствием необратимого процесса дегазации верхней мантии (Летников, 1986). На рис. 7 схематически отражена ситуация где однонаправленный вынос из мантии флюидных и некогерентных компонентов должен приводить к ее истощению по этим компо-

нентам и кристаллизации пород, что обусловит “отжимание” перед фронтом кристаллизации флюидных и примесных компонентов и формированию астеносферы. В соответствии со зрелостью конкретной литосферы каждый астеносферный слой характеризуется своей рудно-геохимической специализацией (рис. 8).

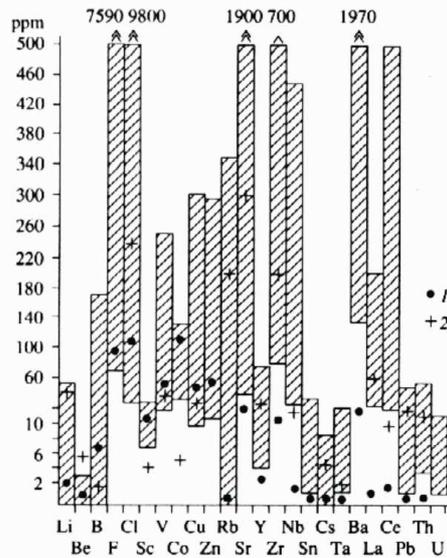


Рис. 9. Тенденция перераспределения рудных компонентов при истощении верхней мантии.

1 – ультраосновные породы истощенной мантии, 2 – гранитоиды. Заштрихованы диапазоны распределения в кимберлитах, как производных астеносферного слоя.

Если астеносферные слои подстилающие континентальные плиты начали формироваться совместно с этими плитами, то по мере нарастания мощности литосферы они отступали на глубину и истощались по флюидной компоненте. Именно в силу этого обстоятельства тепловой поток на континентах значительно снижен по отношению к океаническим плитам, где астеносфера находится на глубинах в несколько десятков километров, в то время как на древних континентах с возрастом 3-4 млрд. лет на глубинах 140-200 км, а в некоторых архейских кратонах значительно утонена или даже не фиксируется вовсе. В последнем случае исчезновение астеносферного слоя обусловлено длительными

процессами его истощения по флюидной составляющей, проявляющимися неоднократно в течение нескольких миллиардов лет (Летников, 1986).

На рис. 9 отражена общая тенденция перераспределения редких и части флюидных компонентов при сопряженном процессе образования гранитогнейсовой коры, истощенной мантии и астеносферного слоя.

Тепловое воздействие на литосферу сверхглубинного суперплюма будет маскироваться вовлечением в процессы плавления в коре и мантии всех заключенных в них ранее флюидных систем. И лишь аномально высокие содержания в магматических мантийных и коровых выплавках Mg, S, Cu, Ni, Co, Pt и платиноидов могут указывать на их первичную плюмовую природу. Хорошая корреляция высокой магнезиальности пород с содержаниями вышеперечисленных элементов (Олейников, 1979) возможно указывает на совместный перенос их из глубин планеты в составе ядерных плюмов.

Вместе с тем, учитывая высокий энергетический потенциал сверхглубинных флюидов, и их склонность к растеканию по латерали в верхней мантии и у подошвы коры, то вывод о их взаимодействии с флюидными системами астеносферных слоев и реликтами ранее проявленных флюидных систем, захороненных в мантии, вполне очевиден. Все это,

в сочетании с различием в динамике, флюидном режиме и физико-химических особенностях плавления мантийного субстрата существенно усложняет процедуру распознавания природы флюидных систем, под действием которых протекали процессы плавления в мантии.

Многочисленные работы, в которых приводятся данные по глубинной сейсмической томографии мантии, где выделяются зоны воздействия мантийных плюмов и следы деградации предыдущих плюмов или только начавших свое восхождение к верхним частям литосферы. Все это дает суммарный эффект хаотичного нелинейного характера сейсмических аномалий порожденных плюмами (Пушаровский, Пушаровский, 1999). Вместе с тем, вполне очевидно, что по разрезу от границы с ядром и до подошвы коры механизм взаимодействия газов, слагающих плюм, с веществом мантии не везде одинаков. В начальной стадии, где T и энергоемкость плюма максимальна будет преобладать механизм сублимации и плюм будет иметь форму узкого восходящего канала или щелевидной полости, что было подтверждено модельными и компьютерными экспериментами (Kumagai, 2000; Добрецов, Кирдяшкин, 1994). Снижение энергетического потенциала газа в плюме приведет к смене механизма его подъема, прекращение сублимации перейдет к проникновению высокотемпературного газа, находящимся под очень высоким флюидным давлением ($P_{фл} > P_{вн}$) по границам минеральных зерен и развитию процессов контактного плавления (Летников, 1975), с образованием субмолекулярных пленок расплава уже способного растворять флюидные компоненты. На этой стадии область воздействия плюма начинает увеличиваться, и в ней будут закладываться основы для объемного плавления вещества и observations значительных масс расплава. Растекание плюмов у подошвы коры фиксирует верхние уровни активного воздействия плюма на вещество мантии преимущественно по механизму контактного плавления. Поэтому протяженные по латерали сравнительно узкие “ленты” низкоскоростных зон в мантии характеризуют реликты некогда активных плюмов и суперплюмов. В соответствии с волновой теорией распределения напряжений в сплошных средах, находящихся под давлением (Панин, 1990; Летников, 1992) субгоризонтальные зоны в мантии, фиксируемые как зоны пониженных скоростей сейсмических волн, отражают характер распределения в литосфере зон растяжения в которых и концентрируются суперглубинные флюидные системы при соблюдении ситуации когда $P_{фл} > P_{об}$ (рис. 10).

По сути дела латеральная и вертикальная неоднородность мантии не что иное, как результат воздействия плюмов, не дошедших по разным причинам до поверхности Земли. В определенной мере это могут быть реликты древних плюмов, захороненных в мантии, распад которых мог иметь место как в вертикальном, так и в горизонтальном направлениях. В любом случае конфигурация плюмов и их уровни взаимодействия с субстратом будут определяться не только массой плюма, но и его энергетическим потенциалом, что находит отражение в глубинной томографии. В петрологии косвенным методом определения энергетического состояния плюмов во времени является Mg/Fe отношение мантийных пород, когда магнезиальные базальты характеризуют более высокие T плавления и, следовательно, и более энергоемкие флюидные системы.

Измеряемый на поверхности тепловой поток Земли не может в полной мере характеризовать общий тепловой поток из недр Земли к ее поверхности именно в конкретное геологическое время. Поскольку каждый очаг плавления в мантии или в коре является тепловой ловушкой, поглощающей тепловую энергию, приносимую флюидом, то в режиме активного плавления область формирования расплава будет “запирать” восходящий флюидный глубинный поток, выступающий в роли теплоносителя. И только после того, как возникнет значительный по размерам магматический очаг, который со временем сам станет играть роль тепловой аномалии, генерирующей избыточные магмы и флюиды. Отмирание

магматического очага приведет и к снижению теплового потока под ним, отступлении геоизотер на глубину.

Совсем иная ситуация характерна для процессов флюидизации верхних горизонтов литосферы или коры, здесь пути движения плюмов определяются тектоническими силами,

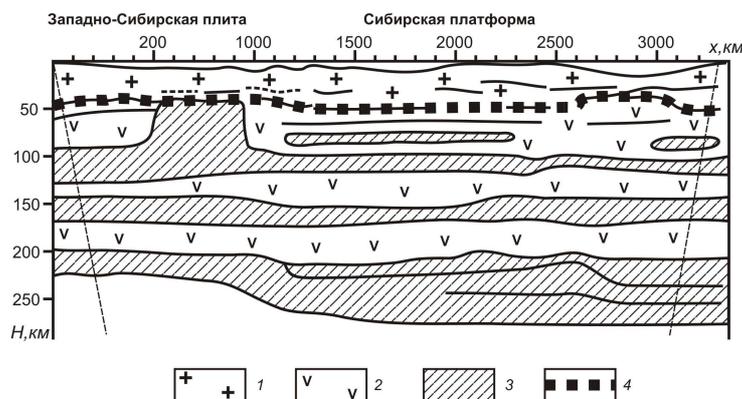


Рис. 10. Характерные скоростные сейсмические разрезы верхней мантии (по Н.Н. Пузыреву, 1997).

1 – земная кора, 2 – мантия, 3 – низкоскоростная (предположительно флюидизированная) часть мантии, 4 – граница Мохо.

взламывающими литосферу. Наличие ослабленных тектонических зон обуславливает сравнительно быстрый подъем флюидов до определенных горизонтов литосферы, где они и начинают активно взаимодействовать с вмещающей средой. Состав флюида и матрицы с которой он взаимодействует и определяет в итоге конечный состав набора пород и руд, которые возникнут при этом процессе. Иными словами, флюидные системы астеносферных слоев достаточно автономны и по пути восхождения в верхние горизонты литосферы мало взаимодействуют с субстратом. В пользу такого вывода говорит высокая степень геохимической и рудной специализации астеносферных флюидных систем литосферных блоков разной степени зрелости, на базе которых образуются строго специализированные однообразные месторождения.

Устанавливается синхронное во времени проявление и мантийного и корового магматизма не только в разных геодинамических обстановках, но и в океане и на континентах, что дает основание для вывода о том, что в геологической истории Земли проявлялись настолько мощные по размерам и энергоемкости суперплюмы, которые приносили столь громадное количество тепловой энергии, что ее хватало на массовое выплавление как вещества мантии, так и коры (Dalziel et al., 2000; Добрецов, 1997; Ярмолюк и др., 2000). Но признавая единство первичного энергетического источника, мы приходим к неоспоримому выводу о разных типах флюидных систем мантии и коры, вовлеченных в эндогенную деятельность за счет энергии привнесенной плюмом из внешнего ядра Земли.

В контексте рассматриваемой проблемы очевидно, что поскольку в основе всех эндогенных процессов петро- и рудогенеза лежит активное флюидное начало, то анализ эндогенной деятельности в литосфере разделяется на два самостоятельных направления:

1. Дегазация Земли как космического тела, формирование земной коры, литосферы и астеносферы как элементов единого процесса диссипации и консервации тепловой энергии в объемах горных пород. В этой схеме отчетливо устанавливаются элементы закономерного проявления процессов магматизма, гранитизации, метаморфизма и рудообразования в зависимости от длительности развития конкретного геологического блока и глу-

бины залегания астеносферного слоя. Было сформулировано представление о флюидно-геохимических фациях литосферы (Летников, 1999), на основе которых формируются эндогенные типоморфные рудные месторождения. Тектонические импульсы активизации того или иного литосферного блока приводят к подъему в верхние горизонты коры астеносферных флюидных систем, на базе которых происходит все многообразие эндогенных процессов. Поэтому блоки с близкими уровнями зрелости характеризуются однотипным набором формаций горных пород и рудных месторождений.

2. Детерминированная закономерность проявления эндогенных процессов в литосферных блоках с разной степенью зрелости нарушается за счет проявления мощных энергетических импульсов теплового воздействия на литосферу, характеризующихся, в первую очередь, массовым выплавлением мантийных и коровых расплавов, когда ареалы проявления этих гигантских по масштабам явлений захватывают литосферные блоки разной степени зрелости. Сумма полученных фактов однозначно указывает на то, что энергетический, по сути флюидный, источник всех этих процессов находится в глубинах мантии ниже астеносферного слоя и соотносится с воздействием на литосферу глубинных плюмов, имеющих в своей основе флюидную природу.

С другой стороны, воздействие высокоэнергетичного глубинного плюма иногда приводит к энергетической активизации подстилающих литосферу астеносферных слоев, что в свою очередь, обуславливает дальнейшее проявление закономерно обусловленных рудно-магматических систем, присущих изначально данному литосферному блоку. Вместе с тем пограничные области между литосферами с разной степенью зрелости при таком сценарии воздействия на литосферу сверхглубинных флюидных плюмовых систем несут в себе черты воздействия как глубинного плюма, так и подстилающих литосферные блоки астеносферных слоев. Нарождающаяся в последние годы плюм-тектоника базируется на обширных геологических данных, указывающих на гигантские масштабы проявления основного и в меньшей мере кислого магматизма как в океане и на континентах, при длительности термального воздействия в несколько десятков миллионов лет (Dalziela, 2000; Добрецов, 1994).

Среди геологических работ по выявлению суперплюмов необходимо выделить работу В.В. Ярмолюка, В.И. Коваленко и М.И. Кузьмина (2000), которые на громадной территории Сибирской платформы и ее складчатого обрамления проследили весь спектр внутриплитного магматизма в фанерозое. Ими был сделан достаточно аргументированный вывод о том, что разновозрастные внутриплитные магматические области во временном диапазоне от раннего палеозоя до кайнозоя обусловлена активностью плюмов, деятельность которых обусловлена распадом и тепловой деградацией Северо-Азиатского суперплюма. Подобная масштабная работа была сделана впервые. Возвращаясь к авторским выводам о “горячих” и “холодных” плюмах следует заметить, что процессы массового плавления вещества в мантии и коре протекают с огромными затратами тепловой энергии. Поэтому область плавления является “тепловой ловушкой” поглощавшей громадное количество тепловой энергии. Естественно, что интенсивное взаимодействие плюма с субстратом мантии или коры, приводящее к ее плавлению, приведет к его тепловой деградации и образованию областей так называемых “холодных” плюмов.

В учении о рудных месторождениях сформировалось устойчивое представление о коровых и мантийных источниках рудного вещества. В свете данных полученных за последние несколько десятилетий в области изотопной геохимии элементов в рудах и магматических породах генетически связанных с этими рудными образованиями начали появляться работы в которых опираясь на эти же изотопные данные делались выводы о корово-мантийных источниках рудного вещества. При этом предполагалось, что в силу разнообразных процессов коровое вещество попадало в мантию и уже там участвовало в формировании рудно-магматических систем (Пушкарев и др., 2000). Учитывая конвер-

гентность изотопных характеристик (Фор, 1989) и многообразие еще до конца не понятых факторов, влияющих на фракционирование изотопов в обширном спектре переменных, влияющих на их поведение, такие выводы нельзя считать достаточно обоснованными.

Опираясь на Rb-Sr, U-Th-Pb, Sm-Nd и Re-Os изотопные характеристики многие авторы отмечают преобладание мантийной компоненты в формировании месторождений связанных с типичными мантийными магматическими системами – Хибинь, Ловозеро, Норильск (Пушкарев и др., 2000). Это наиболее информативные изотопные метки, проверенные на множестве объектов. В тоже время по данным тех же авторов изотопные составы S, O и S из этих же серий пород и руд подвержены наибольшим вариациям, что дает основание некоторым ученым говорить о значительных масштабах ассимиляции мантийными массами корового материала и корово-мантийных взаимодействиях не только в коре, но и в мантии (Пушкарев и др., 2000). Вместе с тем, еще Г. Фор (1989) подчеркивал, что изотопный состав углерода мантии определить сложно, ибо процессы изотопного фракционирования протекают даже при очень высоких T , а влияние изотопной гетерогенности мантийного углерода и его возможное фракционирование приводят к значительным вариациям изотопного состава углерода в карбонатах и алмазах. В еще большей мере это относится к изотопии серы и кислорода в сложных гетерогенных рудно-магматических системах изначально мантийной природы. Если же обратиться к проблеме участия плюм-флюидных систем, отделившихся от земного ядра, в рудно-магматических процессах в верхней мантии, то здесь неопределенность при интерпретации данных по изотопному составу S, C и O возрастает в еще большей мере.

Исходя из анализа имевшихся данных можно выделить три наиболее существенных источника тепловой энергии и рудного вещества Земли:

1. Внешнее жидкое ядро Земли, генератор глобального теплового потока и высоко-температурных плюмов, сложенных восстановленными газами.
2. Реликты плюмов, не дошедших до поверхности мантии и земной коры, фиксируемые геофизическими методами как протяженные по латерали зоны пониженной вязкости по всему разрезу мантии.
3. И наконец, наименее глубинный общепланетный источник тепла, заключенный во флюидных системах астеносферных слоев, подстилающих континентальные и океанические плиты.

Развиваемые нами представления о смене стационарных состояний ядра периодами потери устойчивости могут быть соотнесены с циклами эндогенной активности общепланетарного характера: суперциклы Вилсона, циклы Бертрана-Шацкого, циклы Штилле и т.д. (Хаин, 2000). Но такая прямая аппроксимация была бы довольно грубым приближением, ибо с позиции синергетики, учитывающей кооперативность в проявлении однонаправленных процессов, при анализе этих явлений необходимо учитывать как масштабы влияния космических факторов (Авсюк, 1996), так и прерывно-непрерывный процесс формирования литосферы как таковой, выражающийся во флюидной активизации литосферы разной степени зрелости на разных этапах ее становления (Летников, 1992; 1999). Возможно, что непрерывный линейный и однонаправленный процесс формирования Земли как космического тела, протекающий по своим, еще не совсем понятыми нами законам, искусственно разбивается на циклы, в которые включаются процессы порождаемые совершенно разными причинами и питаемые различными энергетическими источниками. Выяснение этого вопроса и составит суть предстоящих исследований.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 99-05-64169) и Программы поддержки научных школ (грант 00-15-98573).

ЛИТЕРАТУРА

- Авсюк Ю.Н.* Приливные силы и природные процессы. М.: ОИФЗ РАН, 1996. 188 с.
- Адушкин В.В., Ан В.А., Овчинников В.М.* Структурные особенности внутреннего строения Земли // Физика Земли, 2000. № 12. С. 3-26.
- Андерсон Д.Л.* Горячие точки, базальты и эволюция мантии // Современные проблемы геодинамики. М.: Мир, 1984. С. 197-217.
- Арчаков Ю.И.* Водородная коррозия стали. М.: Metallurgia, 1985. 192 с.
- Баум Б.А.* Металлические жидкости. М.: Наука, 1978. 120 с.
- Бушман А.В., Фортвов В.Е.* Модели уравнения состояния вещества // Успехи физических наук, 1983. Т. 140. Вып. 2. С. 177-232.
- Вернадский В.И.* История минералов земной коры // Избранные сочинения. М., 1960. Т. 4. Кн.2.С.13-14.
- Гленсдорф П., Пригожин И.* Термодинамическая теория структуры, устойчивости и флуктуации. М.: Мир, 1973. 280 с.
- Грачев А.Ф.* Масштабные плюмы и проблемы геодинамики // Физика Земли, 2000. № 4. С. 3-37.
- Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г.* Глубинная геодинамика. Новосибирск, 1994. 293с.
- Добрецов Н.Л.* Периодичность геологических процессов и глубинная геодинамика // Геология и геофизика, 1994. № 5. С. 5-19.
- Добрецов Н.Л.* Пермо-триасовый магматизм и садконакопление в Евразии как отражение суперплюма // Доклады РАН, 1997. Т. 354. № 2. С. 220-223.
- Джинлоз Р.* Земное ядро // В мире науки (Scientific American, изданное на русском языке), 1983. № 11. С. 16-27.
- Жузе Т.П.* Сжатые газы как растворители. М.: Наука, 1974. 110 с.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И.* Палеогеодинамика. М.: Наука, 1993. 192 с.
- Курдюмов С.П., Куркина Е.С., Тельковская О.В.* Режимы с обострением в двухкомпонентных средах // Математическое моделирование, 1989. № 1. С. 34-50.
- Ларин В.Н.* Гипотеза изначально гидридной Земли. М.: Недра, 1975. 100 с.
- Летников Ф.А., Дорогокупец П.И., Лашкевич В.В.* Энергетические параметры флюидных систем континентальной и океанической литосферы // Петрология, 1994. Т. 2. № 6. С. 563-569.
- Летников Ф.А., Меньшагин Ю.В., Лашкевич В.В., Дорогокупец П.И.* Сравнительная энергетическая характеристика флюидных и силикатных систем литосферы // Петрология, 1997. Т.5. № 6. С. 666-670.
- Летников Ф.А.* Гранитоиды глыбовых областей. Новосибирск: Наука, 1975. 214 с.
- Летников Ф.А., Дорогокупец П.И.* Синергетические аспекты состояния внутреннего ядра Земли // Внутреннее ядро Земли. М.: ОИФЗ, 2000. С. 81.
- Летников Ф.А.* Зрелость литосферных блоков и проблемы эндогенного рудообразования // Глубинные условия эндогенного рудообразования. М.: Наука, 1986. С. 16-24.
- Летников Ф.А.* Флюидные фации континентальной литосферы и проблемы рудообразования // Смирновский сборник-99. М.: МГУ, 1999. С. 63-98.
- Летников Ф.А.* Синергетика геологических систем. Новосибирск: Наука, 1992. 228 с.
- Мержанов А.Г., Дубовицкий А.Ф.* Современное состояние теории теплового взрыва // Успехи химии. Т. XXXV. 1966. Вып. 4. С. 656-690.
- Панин В.Е.* Волновая природа пластической деформации твердых тел // Изв. вузов. Физика, 1990. № 2. С. 4-19.
- Пушкарев Ю.Д., Гороховский Б.М., Ларин А.М. и др.* Роль взаимодействия корового и мантийного вещества // Региональная геология и металлогения, 2000. № 11. С. 73-80.
- Пуцаровский Ю.М., Пуцаровский Д.Ю.* Геосферы мантии Земли // Геотектоника, 1999. № 1. С. 3-14.
- Пузырев Н.Н.* Методы и объекты сейсмических исследований. Новосибирск: Изд-во СО РАН НИЦОИГТМ, 1997. 299 с.
- Рингвуд А.Е.* Состав и петрология мантии Земли. М.: Недра, 1981. 584 с.
- Семенов Н.Н.* О некоторых проблемах химической кинетики и реакционной способности. М.: Изд. АН СССР, 1947. 304 с.
- Смыслов А.А., Моисеенко У.И., Чадович Т.З.* Тепловой режим и радиоактивность Земли. Л.: Недра, 1979. 190 с.
- Ферхуген Д., Тернер Ф., Вейс Л.* Земля. Введение в общую геологию. М.: Мир, 1974. 406 с.
- Фор Г.* Основы изотопной геологии. М.: Мир, 1989. 589 с.
- Фунтиков А.И.* Фазовая диаграмма железа // Физика Земли, 2000, № 11. С. 70-76.
- Франк-Каменецкий Д.А.* Диффузия и теплопередача в химической кинетике. М.: Изд. АН СССР, 1947. 304 с.

Хаин В.Е. Крупномасштабная цикличность в тектонической истории Земли // Геотектоника, 2000. № 6. С. 3-14.

Яворский Б.М., Пинский А.А. Основы физики. М.: Физматлит. Т. 1, 2. 2000. 610 с.

Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Кузьмин М.И. Северо-Азиатский суперплюм в фанерозое // Геотектоника, 2000. № 5. С. 3-29.

Dalziel J.W.D., Lamver L.A., Murphy I.B. Plumes, orogenesis, and supercontinental fragmentation // Earth and Planetary Science Letters 178 (2000). P. 1-11.

Gessmann C.K., Wood B.J., Rubie D.C., Kilburn M.R. Solubility of silicon in liquid metal at high pressure // Earth and Planetary Science Letters 184 (2001). P. 367-376.

Kumagai J, Kurita K. On the late of mantle plumes at density interfaces // Earth and Planetary Science Letters 179 (2000). P. 63-71.

Larson R.L., Olson H. Mantle plumes control magnetic reversal frequency // Earth and Planetary Science Letters 107 (1991). P. 437-447.

Vogt P.R. Changes in geomagnetic reversal frequency at times of tectonic change // Earth and Planetary Science Letters 25 (1975). P. 313-321.

ИСТОЧНИКИ РЕДКОМЕТАЛЬНОГО МАГМАТИЗМА ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ И ПРОБЛЕМА ПЛЮМОВ

КОВАЛЕНКО В.И.¹, ЯРМОЛЮК В.В.¹, ВЛАДЫКИН Н.В.²,
КОЗЛОВСКИЙ А.М.¹, КОВАЧ В.П.³, КОСТИЦЫН Ю.А.⁴, КОТОВ А.Б.³

¹ИГЕМ РАН, г. Москва, E-mail: vik@igem.msk.ru

²Институт геохимии СО РАН, г.Иркутск, E-mail: vlad@igc.irk.ru

³Институт геологии и геохронологии докембрия РАН

⁴ИМГРЭ, г.Москва, E-mail: kost@online.ru

В строении Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) широко распространены редкометальные щелочные и литий-фтористые граниты и пегматиты, нефелиновые сиениты, карбонатиты разного типа, а также солевые породы типа апатитовых, флюоритовых и комплексных. Эти магматические образования ассоциируют с проявлениями внутриплитного магматизма прежде всего базитового и щелочного, и формировались в широком возрастном интервале, начиная с конца рифея до кайнозоя. Длительная магматическая активность в пределах ЦАСП объясняется спецификой геодинамического развития Сибирского континента и его складчатого обрамления в фанерозое. В рифее под действием суперплюма возникла большая группа ультраосновных комплексов с карбонатитами. После распада суперматерика Родиния в конце рифея территория Сибири была перемещена в область существования другого - Азиатского суперплюма, в сфере воздействия которого она оставалась на протяжении всего фанерозоя. Вращение континента над мантийными плюмами этого суперплюма на протяжении всего фанерозоя способствовало образованию в пределах Сибири и ее складчатого обрамления последовательного ряда разновозрастных внутриплитных магматических областей, определявших на тот или иной интервал времени размеры редкометальных металлогенических провинций. Отделение редкометального оруденения от исходных магматических пород происходило в результате глубокой дифференциации исходных магм. На основе изотопных данных выяснено, что источники редкометальных расплавов могли быть коровые, мантийные и корово-мантийные. Источниками внутриплитных магм ЦАСП в разные интервалы времени выступали деплетированная (DM), умеренно деплетированная (PREMA и/или NIMU) и в разной степени обогащенная (EMI, EMII) мантия, а также различные комбинации этих мантийных источников.

ВВЕДЕНИЕ

К редкометальным магматическим породам мы относим породы, резко обогащенные (вплоть до рудных концентраций) такими элементами, которые в обычных условиях либо рассеиваются в породообразующих минералах, либо образуют собственно акцессорную минерализацию, практически не влияющую на средний состав пород. К таким элементам можно отнести Zr, Hf, Nb, Ta, Y, TR, Li, Rb, Cs, Be, и некоторые другие. Эти элементы концентрируются в первую очередь в редкометальных гранитах (литий-фтористых и щелочных) и их пегматитах, в карбонатитах и разнообразных породах солевых систем (фосфатных, карбонатных, сульфатных, фторидных и т. п.), а также в разнообразных редкометальных щелочных породах (мариуполитах, лувяритах, науяитах, лейцитовых лампроитах (волжидитах) и их пегматитах. Такие породы неоднократно описывались в литературе, и

мы не будем останавливаться на их характеристике. Только отметим следующее. Технологии грядущего нового века и даже тысячелетия во многом будут основаны на применении упомянутых редких элементов. Потребление редких элементов на душу населения уже сейчас рассматривается в качестве уровня технического прогресса страны. Южное Центрально-Азиатское складчатое обрамление Сибирской платформы, выделяемое также как Центрально-Азиатский складчатый пояс (ЦАСП), богато месторождениями редких элементов. Эта территория характеризуется также своеобразной тектоникой, называемой мозаично-блоковой, и специфическим магматизмом, часто оторванным в пространстве и времени от магматизма границ плит и получившим особые названия (внегеосинклинальный, активизационный и т. п.). Целью настоящей статьи является анализ причин широко распространены проявлений редкометалльной минерализации в этом регионе, ее источников и геодинамических условий формирования.

ЭТАПЫ И РАЗНОВОЗРАСТНЫЕ АРЕАЛЫ ВНУТРИПЛИТНОГО РЕДКОМЕТАЛЬНОГО МАГМАТИЗМА

На рис. 1 показаны главные внутриплитные магматические проявления Центральной Азии, а также структуры типа континентальных рифтов, контролирующих внутри-

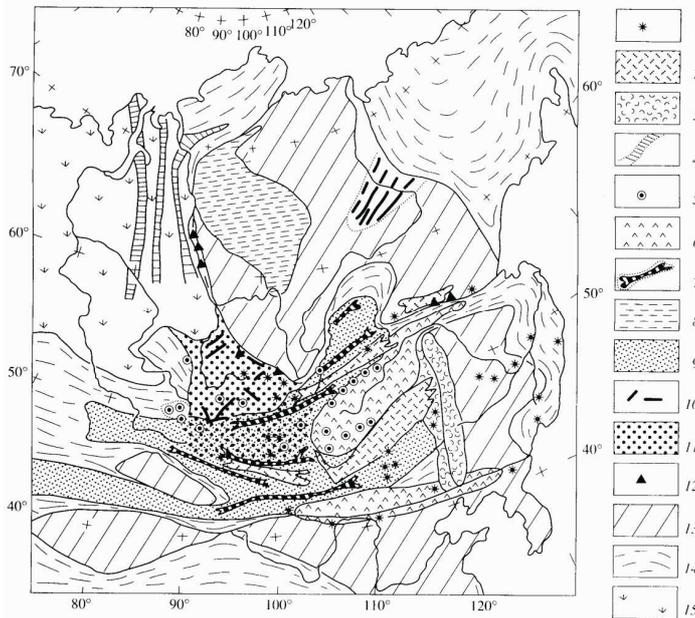


Рис.1. Схема размещения ареалов континентального магматизма в пределах Сибирской платформы и ее Центрально-Азиатского складчатого обрамления.

1-12 – магматические ассоциации: 1 - кайнозойские, областей типа горячих точек, 2,3 – позднемезозойские: 2 – внутриконтинентальных рифтовых зон и областей типа горячих точек, 3 - краевого пояса Большого Хингана, 4-6 - раннемезозойские (T_2 - J_{1-2}): 4 – рифтовой системы Западной Сибири, 5 – внутриплитные вулканические и плутонические автономного типа, 6 – коллизионных Монголо-Охотского и Яньшаньского поясов, 7-9 – позднепалеозойские-раннетриасовые (S_2 - T_1): 7 – рифтовых зон Центрально-Азиатской рифтовой системы, 8 – траппов Сибирской платформы, 9 – позднепалеозойского краевого пояса, 10, 11 – среднепалеозойские (S - S_1): 10 – рифтовых зон, 11 – девонского краевого пояса, 12 – позднерифейских зон раскола Родинии; 13 – дорифейские континенты и микроконтиненты; 14 – складчатые пояса; 15 – Западно-Сибирская плита.

плитный магматизм Центр. Азии. На рис. 2 представлены важнейшие редкометальные месторождения и проявления региона. Всю эту совокупность редкометальных проявлений мы назвали Центрально-Азиатской редкометальной провинцией. Эта провинция расположена в основном между Сибирским с севера и Таримским и Корейско-Китайским кратонами с юга, а в ее составе участвуют каледонские, герцинские структуры и рифейские образования микроплит типа Тувино-Монгольского и т. п. [7,20]. Редкометальные проявления контролируются внутриплитными тектоническими структурами (в основном грабенами, прогибами и впадинами), проявленными во всех структурно-формационных зонах Центрально-Азиатского складчатого пояса. Эти же структуры контролируют весь внутриплитный магматизм региона. Редкометальные магматические породы являются дериватами обычного внутриплитного магматизма, представленного разнообразными щелочными породами, включая базиты и гранитоидами (нормальными, литий-фтористыми и щелочными [4].

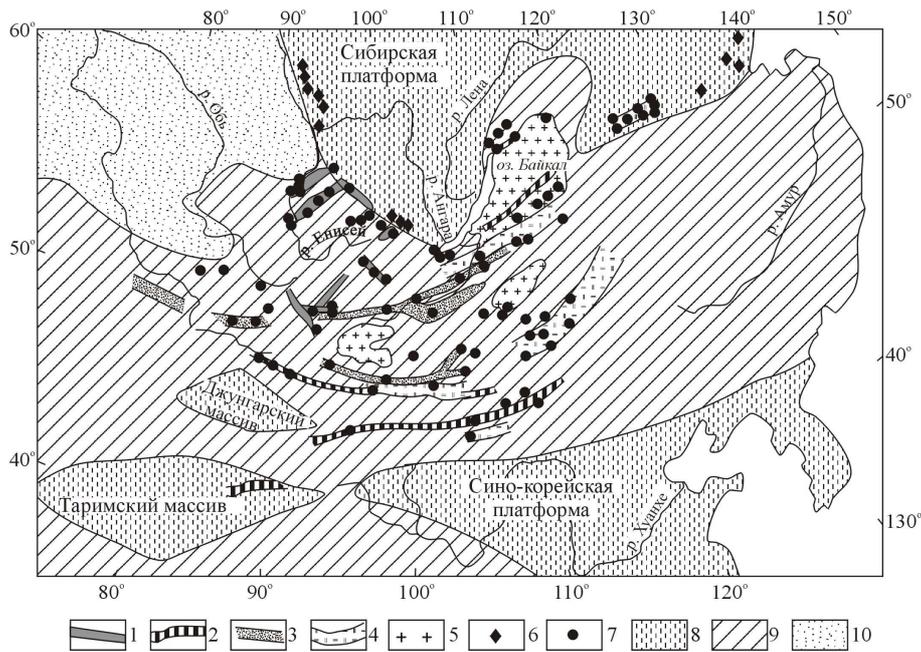


Рис. 2. Редкометальные месторождения и проявления Центрально-Азиатской редкометальной провинции. 1-5 – ареалы внутриплитного магматизма: 1 – ранне-среднепалеозойские, 2 – позднекарбонные, 3 – пермские, 4 – мезозойские, 5 – батолиты, 6-7 – месторождения и проявления: 6 – дофанерозойские, 7 – фанерозойские, 8 – кратоны, 9 – складчатые области, 10 – молодая платформа.

Рассмотрим закономерности пространственного распределения редкометального магматизма в ЦАСП для важнейших эпох внутриплитного магматизма. Начало этого магматизма в ЦАСП фиксируется с *позднего рифея* (720-600 млн. лет). Это щелочные породы Енисейского кряжа, Восточного Саяна, дайковые пояса западного Прибайкалья, щелочные породы юго-восточного Алдана [1]. В основном с ними связаны редкометальные карбонатиты и некоторые другие солевые породы. Эта эпоха еще плохо изучена геологически и особенно в изотопном отношении. По данным многих исследователей к этому временному рубежу предполагается существование в районе экватора единого суперконтинента Родиния, объединившего в своем составе все ранее образованные континентальные блоки Земли и сформировавшегося в результате гренвилевского орогенеза. В су

перконтиненте Родинии Сибирь контактировала с Лаврентией своей южной стороной [12] и распад этого суперконтинента на два упомянутых блока осуществился по южной границе Сибири (рис. 3). Охарактеризованный выше внутриплитный магматизм и известные дайковые пояса [14] фиксировали рифтогенный распад Родинии. С рубежа 750-600 млн. лет почти на всех континентах появляются признаки внутриплитной активности,

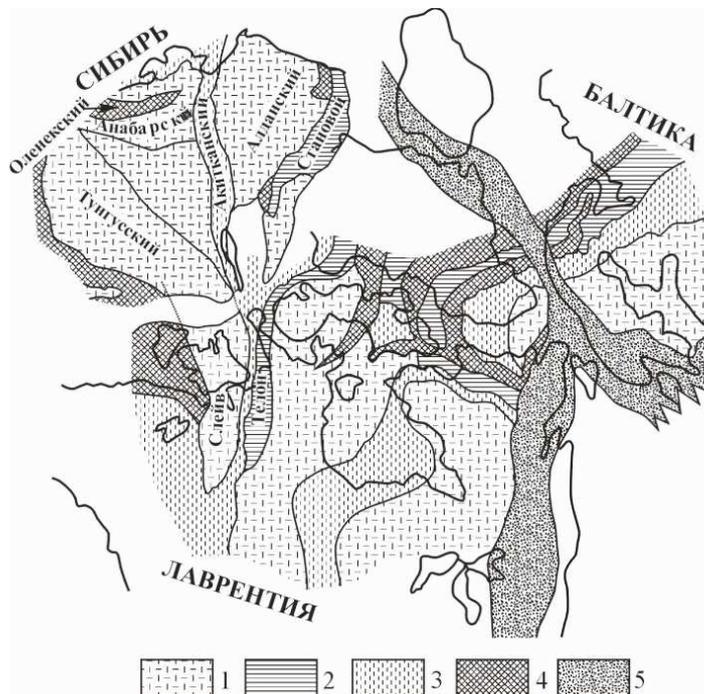


Рис. 3. Реконструкция суперконтинента Родиния– по [12]. 1-2 – архейские структуры: 1 – кратоны, 2 – переработанные в интервале 2-1,9 млрд.лет, 3-4 – протерозойские структуры: 3 – с ювенильной корой (2-1,9 млрд.лет), 4 – складчатых поясов, 5– гренвиллские складчатые пояса.

фиксирующей распад Родинии и на другие блоки, что доказывает возникновение под ней огромного суперплюма. Японские исследователи, предложившие концепцию плюм-тектоники [10], отождествляют упомянутый суперплюм с ныне действующим Южно-Тихоокеанским суперплюмом, который фиксируется методами сейсмической томографии. На рис. 4 показана проекция этого Южно-Тихоокеанского суперплюма на момент распада Родинии. По-видимому, рассмотренный выше рифейский внутриплитный щелочной магматизм южной Сибири, включая многочисленные месторождения и проявления редкометальных карбонатитов по южной окраине Сибирского кратона, отражает распад Родинии и образование Палеоазиатского океана, на месте которого сформировался Центрально-Азиатский складчатый пояс (ЦАСП). Дальнейшая геодинамическая история внутриплитной активности, которая по нашим многочисленным датировкам продолжалась со спадами и активизацией в течение всего фанерозоя вплоть до голоцена, по всплескам активности разделяется на ранне-среднепалеозойскую, позд-непалеозойскую-раннемезозойскую, позднемезозойскую-раннекайнозойскую и позднекайнозойскую эпохи (рис. 5). Для каждой из этих эпох рассмотрим положение и характер редкометального магматизма, а также связь его с внутриплитной активностью в пределах ЦАСП. В табл. 1 перечислены провинции и области внутриплитной активности ЦАСП и примеры редкоме-

тальных месторождений и проявлений для каждой эпохи. На рис. 6 показано положение редкометального магматизма в ЦАСП в *ранне-среднепалеозойскую эпоху*, отвечающее очевидной его связи с геодинамическими условиями растяжения, т.е. с грабенами, впадинами и их периферией. Это длительный период времени, охватывающий почти 200 млн. лет. Наиболее ранние (древнее 500 млн. лет) внутриплитные щелочные породы этой эпохи начали формиро-

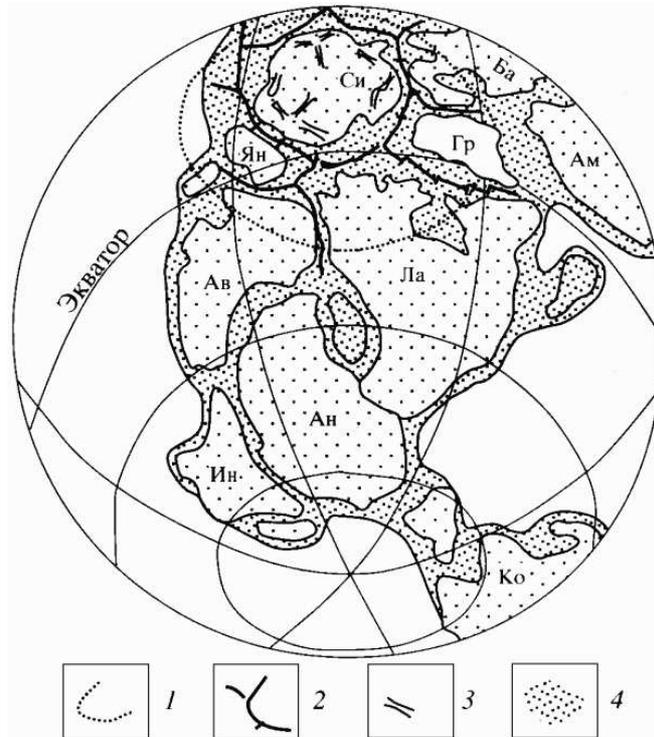


Рис. 4. Схематическая реконструкция позднерифейского материка Родиния на время ее распада (750-650 млн. лет) по [10]. 1 – проекция предполагаемого Тихоокеанского горячего суперплюма; 2 – зоны раскола суперконтинента; 3 – континентальные рифты Сибирской платформы; 4 – структуры, сшивающие и обрамляющие континентальные блоки, в том числе шельфовые. Ав – Австралия, Ам – Амазония, Ан – Антарктида, Ба – Балтика, Гр – Гренландия, Ин – Индия, Ко – Конго, Ла – Лаврентия, Си – Сибирь, Ян – Янцзы. нефелиновых сиенитов и карбонатитов Центрально-Азиатской редкометальной провинции.

ваться на Енисейском крыже, но мощный всплеск внутриплитного магматизма в интервале времени 500-360 млн лет охватил огромную территорию ЦАСП (500x700 км²) Минусинскую котловину, Восточного и Западного Саяна и северо-западной Монголии. К примерам наиболее ранних для этой эпохи редкометальных магматических пород можно отнести [1] Средневороговский массив на Енисейском крыже с щелочными гранитами, обогащенными пироксеном и эвксенитом (567-526 млн. лет), возможно, Кийский массив ультраосновных щелочных пород с редкоземельными карбонатитами там же. Несколько более молодые [2] редкометальные месторождения известны в северо-восточной Туве (редкометальные щелочные граниты

Аксуга и Арыскана – 450-460 млн. лет) и Восточном Саяне (ряд проявлений редкометалльных литий-фтористых гранитов), Прибайкалья (ультраосновные щелочные породы с карбонатитами Сайженского массива), но главный всплеск внутриплитной магматической активности ранне-среднепалеозойской эпохи приходится на интервал времени 450-300 млн лет. Он охватил Минусинскую впадину, вос

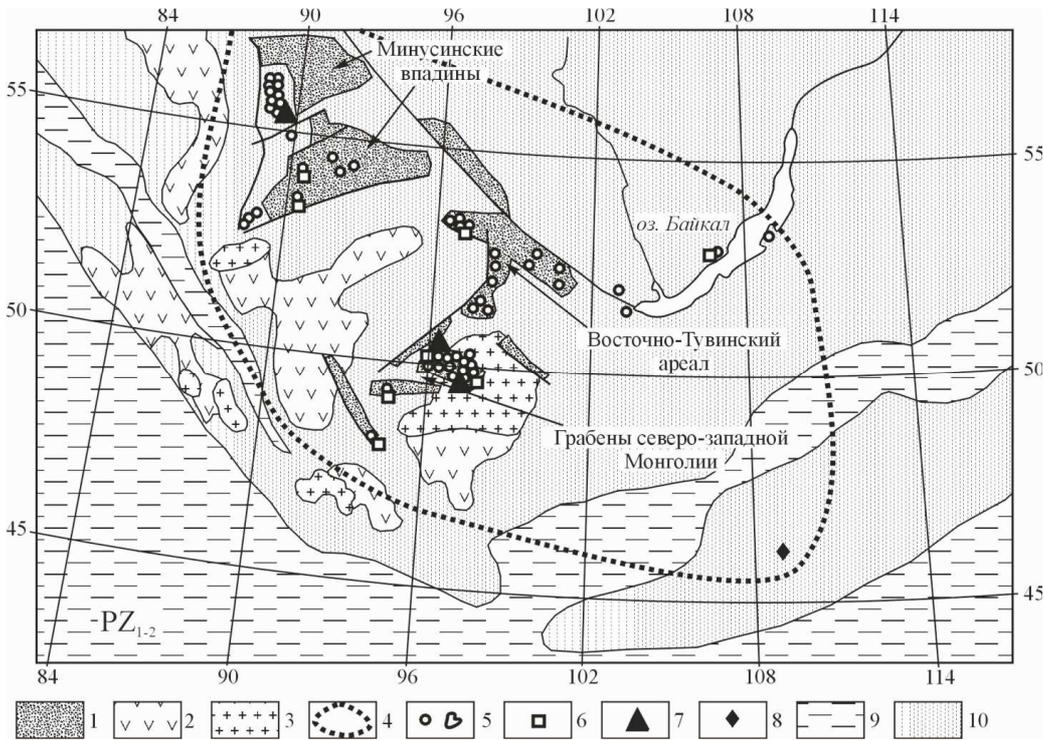


Рис. 6 Схема проявления редкометального магматизма в системе ранне- и среднепалеозойских магматических ассоциаций Центрально-Азиатского складчатого пояса. 1-3 – магматические ассоциации: 1 - бимодальные и щелочные рифтовых структур, 2 – известково-щелочные краевых вулканических поясов, 3 – батолитов, 4 – внешний контур ареала внутриплитной активности, 5 – щелочные граниты, 6 – редкометальные месторождения, 7 – карбонатиты, 8 – литий-фтористые граниты, 9 – океанические бассейны, 10 – континентальные массивы.

точную Туву, Прибайкалье и северо-западную Монголию. Многочисленные геохронологические данные В.А.Кононовой, Р.М.Яшиной, Е.Д.Андреевой и других авторов по этим регионам суммированы в сводке [1]. В это время образовались в Минусинской впадине массив Кия-Шалтырь с фойяитами, Петропавловский массив щелочных пород с карбонатитами, Дедовский массив с редкометальными нефелиновыми сиенитами, в восточной Туве – массивы Чавач с редкометальными нефелиновыми сиенитами, Харлы с карбонатитами, Баянколь с карбонатитами, Терехоль с редкометальными мариуполитами, Пичехольс редкометальными нефелиновыми пегматитами, Чик с карбонатитами, в северо-западной Монголии – Халдзан-Бурегтейское месторождение щелочных редкометальных гранитоидов [5], ряд аналогичных проявлений в хр. Хан-Хухей и поле редкометальных литий-фтористых пегматитов Хух-дель-ула в центральной Монголии [16]. На рис. 7 с

Провинции и области внутриплитного магматизма в пределах Центрально-Азиатского складчатого пояса и некоторые редкометальные проявления и месторождения

Эпохи активности	Провинции и области внутриплитной активности Ц.Азии, доминирующий и рудоносный магматизм (числа в скобках – датировки пород в млн. лет)	
Ранне-среднепалеозойская	<p>Алтае-Саянская (O-D₂) – щелочной магматизм [490, 460, 450-410, 390, 375]: щелочные и Li-F граниты Щел.гр. (REE, Zr, Nb): Арыскан [454], Халдзан-Буретгей [375], Улан-Тологой Li-F гр.: Хоройский, дайки Бугульминского массива [404]</p>	<p>Виллойская(S-C₁) – базальтовый и щелочной магматизм Карбонатиты (REE, Nb, Ta): Томторская группа, массивы Сетте-Дабана</p>
Позднепалеозойская–раннемезозойская	<p>Баргузино-Витимская (C₃-P₁) - щелочной магматизмом [330–290] Сыннырская рифтовая зона [310, 290] Щел.гр. (REE, Zr, Nb): Сыннырский [293], Южно-Сакунский [288], Бурпала Щел. и Li-F гр (Nb, Ta, REE): Зашижинский Удино-Витимская рифтовая зона Карбонатиты: Сайженский</p> <p>Сибирская трапповая (P₂²-T₁) У. осн. с карбонатитами (Nb, P): Гулинский комплекс [253] Чадобецкий массив</p> <p>Западно-Сибирская рифтовая (T₂-J₁) - бимодальный и трахибазальтовый магматизм [235-218]</p> <p>Саяно-Алтайская (T₂-J₁) – Щел.гр.(REE, Nb, Zr): Улуг-Танзек [180] Плюмазитовый (Li): Алахинский, сподуменовые пегматиты Тувы</p>	<p>Позднепалеозойская рифтовая система Ц. Азии – бимодальный, агпаитовый и плюмазитовый (Li-F) магматизм Гоби-Тяньшаньская рифтовая зона (C₃-P₁) [310-285] Щел. гр. (REE, Zr, Nb): Хан-Богдинский [290] Li-F гр.: Югодзырский [283] Гоби-Алтайская рифтовая зона (P) [275] Щел. гр. (REE, Zr, Nb): Царта-худук Северо-Монгольская рифтовая зона (P₂) [265-250] Раннемезозойская Монголо-Забайкальская (T-J₁) – бимодальный, агпаитовый, плюмазитовый (Li-F) и щелочно-карбонатитовый магматизм Западно-Забайкальская рифтовая зона (T₃-J₁) [230-190] Щел.гр. (Be): Ермаковское [224], Орот, Ауник, Амандак Северо-Гобийская рифтовая зона [230-185] Li-F гр.: Жанчивланский [190], Барун-Цогт Аргальные проявления магматизма Карбонатиты: Лугин-гольский массив [250]</p>
Позднемезозойская-кайнозойская	<p>Центрально-Азиатская внутриконтинентальная – щелочно-базальтоидный, щелочной, агпаитовый, плюмазитовый (Li-F) и щелочно-карбонатитовый магматизм [160-90] Южно-Хангайская область Карбонатиты (REE, P, Sr): Мушугай-худук [150], Улугей-хид Западно-Забайкальская область Карбонатиты (REE, P, Sr): Халютинский, Аршанский [120]</p>	<p>Восточно-Монгольская область Li-F граниты: Соктуйский, Этыка, Арыбулак [140, 143] Алданская область Карбонатиты: Мурунский [140] Щелочно-у. осн. (Pt, Au): Инагли [145], Кондер</p>

использованием палеомагнитных данных приведена палеореконструкция Сибири и некоторых микроконтинентов по отношению областей внутриплитной активности (проекции

мантийных плюмов). С этого времени Сибирь переместилась в средние широты [12]. Некоторое затишье во внутриплитной магматической активности с момента распада Родинии, возможно, связано с удалением Сибири от Южно-Тихоокеанского суперплюма. Но мощный всплеск этой активности в ордовике-девоне можно объяснить, скорее всего, совмещением Сибири с новым активно действующим внутриплитным источником, который мы назвали Азиатским горячим полем или Азиатским суперплюмом, состоящим из четырех индивидуальных плюмов. Их активность привела ко всем перечисленным выше последствиям, в том числе к образованию разнообразного редкометального магматизма.

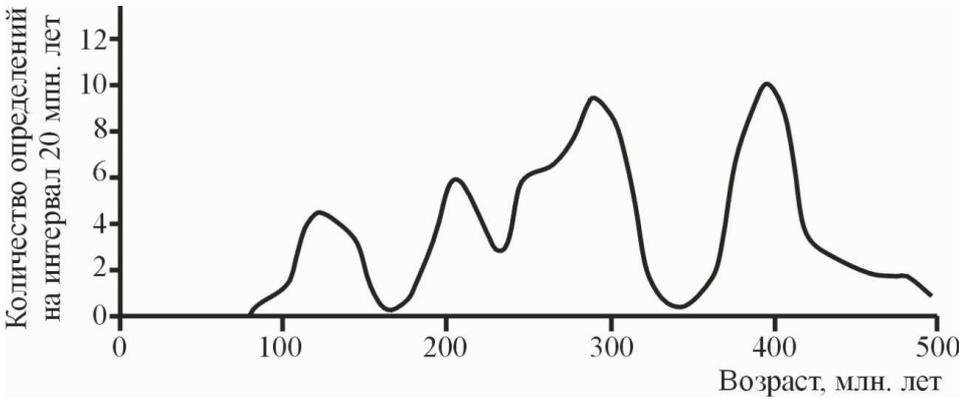


Рис. 5. Распределение геохронологических датировок щелочных и Li-F гранитов, щелочных и Li-F гранитов

Геодинамическая ситуация в ЦАСП в *позднепалеозойскую-раннемезозойскую* (330 – 185 млн. лет) эпоху показана на рис. 8. К этому времени Сибирский континент нарастил свою территорию за счет аккреции к нему Южно-Монгольских герцинид и коллизии с Казахстанским микроконтинентом. Центральным геологическим событием этой эпохи было формирование огромной Центрально-Азиатской рифтовой системы. Она представлена субширотно вытянутым поясом субпараллельных рифтовых зон (рис.8-а, б, в), выполненных бимодальными базальт-пантеллерит-щелочногранитными ассоциациями, сопровождаемыми громадными поясами даек пород той же ассоциации. Эта система располагается в основном на территории Монголии, но распространяется и в соседнее Прибайкалье. Она образовалась в интервале времени 280-250 млн. лет. Среди магматических пород Центрально-Азиатской рифтовой системы установлено большое количество редкометальных. Это – Хан-Богдинский и Хархадский массивы [15] редкометальных щелочных гранитов (возраст 280 млн. лет) в южной Монголии, Сыннырский и Бурпалинский массивы калиевых щелочных пород (возраст около 290 млн. лет) с разнообразной редкометальной минерализацией и др. рудами (К-Al, Р) в северном Прибайкалье, Сакунский массив в ЮЗ метальные нефелиновые сиениты и их пегматиты Дугдинского (возраст 280-290 млн. лет), Коргеретабинского (возраст 304 млн. лет) и Уланэргинского (возраст 322 млн. лет) массивов. Мы полагаем, что крупнейший в мире Ангаро-Витимский гранитоидный батолит (возраст 290-320 млн. лет) вместе с массивами литий-фтористых гранитов в его пределах также имеет внутриплитную природу [19]. На южной периферии позднепалеозойского ареала сформировались также Лугингольский и более мелкие проявления калиевых щелочных пород с редкоземельными карбонатами (возраст 250 млн. лет) и Югодзырский массив редкометальных литий-фтористых гранитов (возраст 280 млн. лет) [6,7]. Завершающий части Алданского щита. В восточной Туве в рассматриваемую эпоху образовались редко

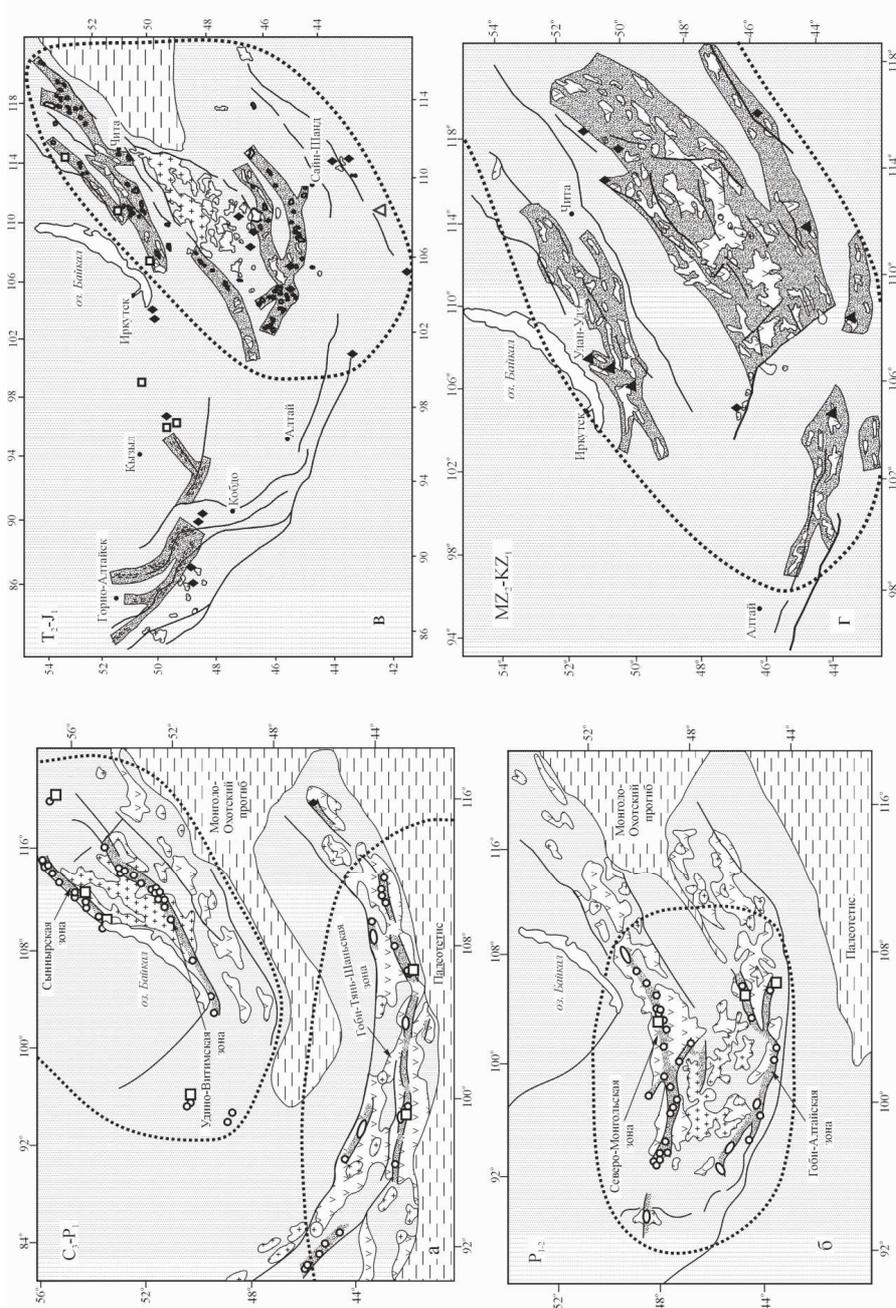


Рис.7 Реконструкция взаимодействия Сибирского кратона и его складчатого обрамления с Азиатским полем магматических плюмов в фанерозое [20]. 1 - проекция магматических плюмов; 2 -срединные зоны; 3 -континентальные рифтовые зоны; 4 - зоны погружения океанических плит; 5 - активные континентальные окраины; 6 -гранитные батолиты; 7 - некоторые докембрийские блоки; 8 -континентальные территории; 9 -проекция Сибирского плюма; 10 - проекция границ Азиатского суперл юма. Континентальные блоки и мо рские прогибы: С -Сибирский; ЦМ -Центрально-Монгольский; ЮГ -Южно-Гобийский; Кз -Казахстанский; СК -Северо-Китатский; МО -Монголо-Охотский; ПТ -Палеотетис. Внутренние области (буквы в кружках): В -Видойская; АС -Алтае-Саянская; БВ -Баргузин-Витимская; ЦА -Центрально-Азиатская; Стр -Сибирская трапповая; ГТ -Гобий-Тяньшаньская; ЗС -Западно-Сибирская.

тап формирования внутриплитного магматизма позднепалеозойской-раннемезозойской эпохи привел к образованию позднепалеозойского и раннемезозойского зональных ареалов, ядра которых сформированы соответственно Хангайским (возраст 250 млн. лет) (рис.8-б) и Хентейским или Кыринским (возраст около 200 млн. лет) (рис.8-в) батолитами, а северная и южная периферия – разнообразными гранитами, включая щелочные и редкометалльные литий-фтористые, а также вулканитами. В раннем мезозое образовалось Дзарга-Худукское проявление редкометалльных щелочных гранитов и пантеллеритов (200 млн. лет) в центральной Монголии, Жанчивланский, Абдарский, Багазрынский массивы редкометалльных литий-фтористых гранитов [6,7], Ермаковское [11.9], Оротское и другие редкометалльные месторождения в западном Забайкалье (220-210 млн. лет). В раннемезозойский этап сформирован также Алтайский внутриплитный ареал с уникальными редкометалльными сподуменовыми гранитами и онгонитами Алахинского и Кулгутинского месторождений [2]. Этот ареал также захватывает Туву и северо-западную Монголию (Рис.8-в). В это время в восточной Туве сформированы дайки редкометалльных нефелиновых сиенитов и пегматитов массивов Кадырос и Кыштаг (212 млн. лет) и Улугтанзекское редкометалльное месторождение. Отдельные редкометалльные проявления раннемезозойского возраста известны в Прибайкалье (Акитское проявление редкометалльных щелочных пегматитов и флюорит-карбонатных пород с паризитом и ксенотимом – 199 млн. лет).

Как следует из рис. 7, Сибирь, отделенная океаническими бассейнами от Китая и Центрально-Монгольского микроконтинента, на границе карбона и перми продолжала взаимодействовать с плюмами Азиатского горячего поля мантии. К последним отнесены Баргузино-Витимский и Гоби-Тяньшаньский плюмы. На границе перми и триаса и вплоть до начала юры активно действует Центрально-Азиатский плюм, ответственный за образование Центрально-Азиатской рифтовой системы. В поздней перми активен Сибирский плюм, ответственный за образование огромной трапповой области в центральной и северной Сибири, а в раннем мезозое – Западно-Сибирский плюм, породивший одноименную рифтовую систему и небольшой Обский палеоокеан. В целом, в течение перми и раннего мезозоя внутриплитная активность в ЦАСП постепенно снижалась.

Позднемезозойская-раннекайнозойская эпоха внутриплитного магматизма начинается примерно со 170-180 млн. лет и завершается на рубеже начала миоцена (~25 млн. лет). Внутриплитная активность этой эпохи в основном сосредоточена в Забайкалье, центральной и восточной Монголии и северной периферии Алданского щита [17] (рис. 8-г). В Забайкалье и восточной Монголии [6] в эту эпоху сформировались редкометалльные месторождения и проявления, связанные с литий-фтористыми гранитами и онгонитами (Орловка, Этыка, Ары-Булак в восточном Забайкалье –140 млн. лет, Борун-Цогт, Югодзырь, Онгон-Хайерхан в восточной Монголии – 150-120 млн. лет). В центральной Монголии и западном Забайкалье образовались щелочные комплексы с редкоземельными, свинцовыми и барий-стронциевыми рудами в карбонатах, апатитовых и флюоритовых породах (Мушугай-Худук, Хотогор, Улугей и др. в Монголии – 140-130 млн. лет [10], Халютинский, Аршанский и др. в Забайкалье – 120-130 млн. лет). Похожее месторождение известно в Туве (Кара-Суг). В районе месторождения Мушугай-Худук отмечены вулканические редкометалльные литий-фтористые онгониты. В Западном Забайкалье возникли массивы нефелиновых сиенитов с редкометалльными мариуполитами и пегматитами (Боргойский массив, 125 млн. лет). Особенно широко развиты редкометалльные проявления позднемезозойского возраста на северной периферии Алданского щита. Назовем только уникальные породы с редкометалльной минерализацией [17]: чарoitы и бенстонитовые карбонаты Маломурунского массива (145 млн.) лет, редкометалльные щелочные пегматиты Инагли

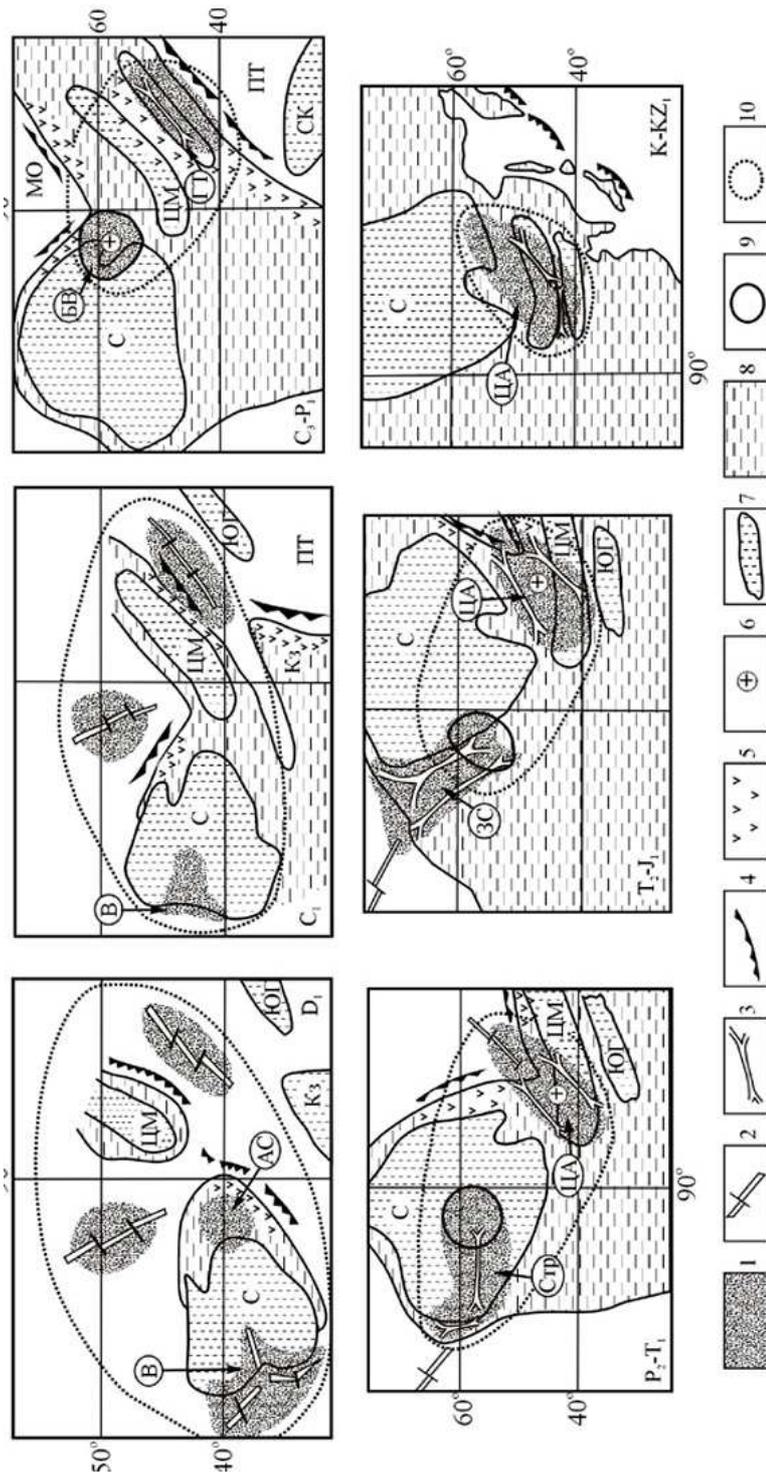


Рис.8. Схема проявления редкометального магматизма в системе позднекаменноугольно-раннепермских (а), пермских (б), раннемезозойских (в) и позднемезозойских-раннекайнозойских (г) магматических ассоциаций Центрально-Азиатского складчатого пояса. Условные обозначения см. рис.6.

(129-137 млн. лет), жильные эвдиалитовые сиениты Ыллымаха (165-133 млн. лет) и др. Во всех вулканических областях этой эпохи резко преобладают щелочные и субщелочные платобазальты. С учетом их объем внутриплитного магматизма эпохи достигает объема среднепалеозойского внутриплитного магматизма, и в эти две эпохи намечаются два главных максимума активности такого магматизма. В течение позднего мела и раннего кайнозоя активность внутриплитного магматизма в ЦАСП постепенно снижалась. На рис.7 видно, что Центрально-Азиатский плюм в это время своей активностью захватывал не только южную Сибирь, но и Монголию и Китай. Во всех этих регионах широко развит разнообразный по составу внутриплитный и связанный с ним редкометальный магматизм. В *позднекайнозойскую* эпоху внутриплитная активность продолжалась, сопровождаемая исключительно базитовым магматизмом повышенной щелочности. Редкометальных проявлений этой эпохи пока не известно.

ИСТОЧНИКИ ВНУТРИПЛИТНОГО МАГМАТИЗМА

Источники внутриплитного магматизма разного состава различны. Подавляющая часть изученных нами гранитоидов располагается в каледонской изотопной провинции ЦАСП и соответственно источниками для литий-фтористых редкометальных гранитов и онгонитов этого региона является каледонская континентальная кора. Это отражено на рис. 9, где изотопные составы литий-фтористых редкометальных гранитов попадают в

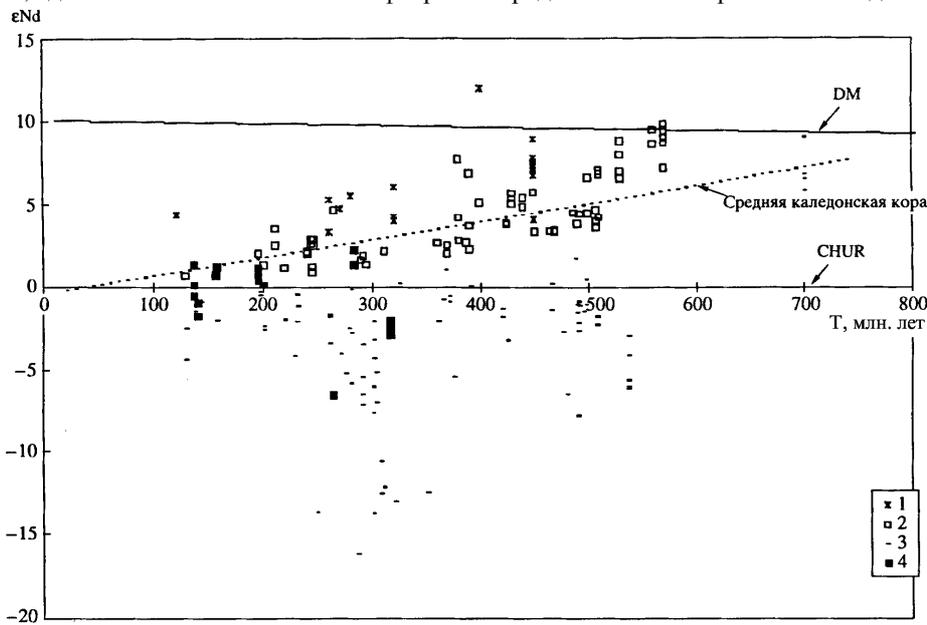


Рис.9. Зависимость величины ϵ_{Nd} гранитов ЦАСП от их возраста и размещения в провинциях изотопных коровых источников (по Коваленко, Костицын, Ярмолюк) 1 – нормальные граниты герцинской провинции, 2 – нормальные граниты каледонской провинции, 3 – нормальные граниты докембрийской провинции; 4 – литий-фтористые граниты. DM – деплетированная мантия; CHUR – неистощенный (хондритовый) мантийный резервуар. Пунктирная линия – линия эволюции среднего состава каледонской континентальной коры.

поле изотопной эволюции каледонской континентальной коры [6,7]. Редкие массивы редкометальных литий-фтористых гранитов образовались за счет более древней докембрийской континентальной коры и имеют соответственно более низкие значения ϵ_{Nd} на рис. 9. Такие массивы и располагаются в докембрийских блоках. Разновозрастная континентальная кора ЦАСП образовалась в итоге многоэтапных трансформаций океанской коры в континентальную в областях конвергентных границ плит. Заметную добавку к континентальной коре создавал и внутриплитный магматизм. Однако главная роль внутриплитного магматизма заключалась в тепловом воздействии на континентальную кору с анатексисом последней. Глубокая дифференциация такой анатектической магмы, особенно образовавшейся при участии в анатексисе слюд, апатита приводила к образованию редкометальных литий-фтористых гранитов и онгонитов. Мантийные плюмы, контролировавшие внутриплитную активность, были ответственны и за процессы на границах плит.

Другие типы редкометальных магматических пород связаны с мантийными источниками [8]. Рассмотрим их на примере разновозрастных бимодальных и щелочных внутриплитных магматических ассоциаций ЦАСП. На рис. 10 показаны поля изотопных составов внутриплитных магматических пород, оконтуренные для каждой из упомянутых

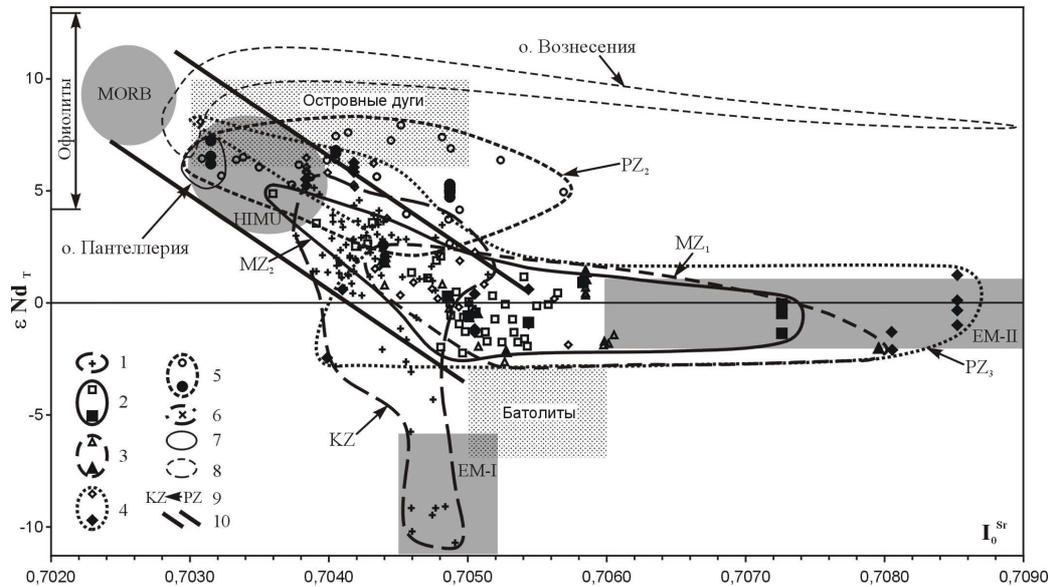


Рис. 10. Первичные изотопные составы стронция и неодима внутриплитных магматических пород Центральной Азии и типичных источников мантии и коры. Для Центральной Азии: 1 – кайнозойские магматические породы; 2 – позднемезозойские магматические породы (здесь и далее залитые знаки – фельзитовые породы, незалитые – базиты); 3 – раннемезозойские магматические породы, 4 – позднепалеозойские магматические породы; 5 – среднепалеозойские магматические породы; 6 – магматические породы офиолитов (показаны на рис. 12); 7, 8 – для других регионов распространения щелочных гранитоидов и их вулканогенных аналогов; 7 – остров Пантеллерия в Средиземноморье, 8 – остров Вознесения в Атлантике; 9 – стрелка показывает смещение изотопных составов континентальной коры и MORB при переходе от палеозоя к мезозою (на рис. 13); 10 – поле мантийного тренда. Пояснения и ссылки в тексте.

выше эпох. На этом же рисунке показаны поля мантийных и коровых источников: обогащенной мантии EM-I, EM-II, относительно деплетированной мантии HIMU, которая по многим показателям близка к наиболее распространенной мантии PREMA, деплетированной мантии DM, островных дуг и офиолитов Ц. Азии, а также континентальной коры Ц. Азии. Последняя представлена изотопными составами гранитоидов крупнейших для ре-

гиона батолитов (Ангаро-Витимского, Хангайского, Хентейского). Для сравнения на рис. 10 и последующих рисунках представлены поля изотопных составов пород таких модельных объектов для щелочных гранитоидов как остров Пантеллерия в Средиземноморье и остров Вознесения в Атлантике. Изотопные составы рассматриваемых внутриплитных магматических пород Ц. Азии попадают в поля изотопных составов практически всех перечисленных выше источников, располагаясь поле мантийной корреляции. Однако, составы внутриплитных пород разновозрастных ареалов заметно отличаются. Изотопные составы раннепалеозойского-среднепалеозойского внутриплитного магматического ареала характеризуются наиболее высокими и сравнительно постоянными значениями ϵ_{Nd}^T (чаще всего выше +5) при довольно широких вариациях первичного отношения Sr^{87}/Sr^{86} (I_0^{Sr}). В целом, составы этого ареала охватывают источники DM, HIMU, островных дуг и молодой континентальной коры. Общие вариации изотопных составов базитовых и фельзитовых (щелочногранитных) пород этого ареала совпадают, подтверждая близость их источников магм. По величинам ϵ_{Nd}^T этот ареал близок к изотопным составам пород островов Пантеллерия и Вознесения. Изотопные составы кислых пород последнего, кроме того, довольно широко варьируют по величине Sr^{87}/Sr^{86} . Изотопные составы внутриплитного магматического ареала позднего палеозоя Ц. Азии частично (Гоби-Тяньшаньский пояс) попадают в ареал составов среднего палеозоя, но большая их часть (Гоби-Алтайский и Северо-Монгольский пояса) располагается между полями изотопных составов DM, HIMU, батолитов (или рифейской континентальной коры) и EM-II. Единичные точки попадают на тренд, тяготеющий к источнику EM-I. В целом, для позднего палеозоя, как это отмечалось и для среднего палеозоя, вариации величины ϵ_{Nd}^T в базитах и фельзитовых породах близки. В поле EM-II располагаются резко обогащенные радиогенным стронцием нефелиновые сиениты с редкоземельными карбонатитами Лугингольского массива (Гоби-Тяньшаньский пояс). В модельных регионах фельзитовые породы бывают несколько более обогащенными радиогенным стронцием, чем комагматичные с ними базиты [18].

Для раннемезозойского внутриплитного ареала по ограниченному пока изотопному материалу источники магм бимодальных ассоциаций располагаются между источниками DM (или HIMU) и EM-II. Изотопные составы и по неодиму и по стронцию в базитах и фельзитовых породах близки (рис. 10).

Для позднемезозойского ареала изотопные составы пород также располагаются между DM (или HIMU), континентальной корой (батолиты) и EM-II. Изотопные составы кислых пород и базитов близки. Исключение составляет вулканическое поле района Гусинога озера в Зап. Забайкалье, кислые породы которого резко сдвинуты в пределах области EM-II в сторону обогащенных радиогенным стронцием составов (рис. 10). Для щелочных и карбонатитовых пород Алданского щита [17] характерны изотопные составы пород EM-I.

Наконец, для кайнозойского ареала, в пределах которого известны только базиты, большинство изотопных составов пород располагается между полями DM (или HIMU), EM-I, батолитов и EM-II. Таким образом, представленные изотопные данные свидетельствуют о вариациях источников кислых агпаитовых магм, как и связанных с ними базитов, в пределах главного мантийного тренда, начиная от деплетированной мантии DM или HIMU (среднепалеозойский ареал и Гоби-Тяньшаньский пояс позднепалеозойского ареала) до обогащенной мантии EM-II (поздний палеозой, ранний и поздний мезозой) и EM-I (поздний мезозой и кайнозой) или смеси деплетированной мантии и континентальной коры. Близость изотопного состава базитов и щелочных гранитов, пантеллеритов и других щелочных фельзитовых пород, свидетельствует об общности источников всех этих пород и их генетическом родстве.

Большинство опубликованных изотопных данных по другим объектам мира с участием щелочных гранитоидов и их вулканических аналогов также попадает в область

главного мантийного тренда, а изотопные составы базитов и кислых пород и этих объектов чаще всего оказываются близкими. Для пород о. Пантеллерия изотопные составы стронция и неодима близки для базитов и фельзитовых пород (трахитов и пантеллеритов). Для бимодальной базит-комендит-щелочно-гранитной ассоциации о. Вознесения вариации величины ϵ_{Nd} оказались близкими для базитов и кислых пород, а значение первичного отношения стронция – более высоким (до почти 0,709) в кислых породах. Это различие объясняется воздействием гидротермально измененной океанской коры на состав кислых пород. Аналогичная картина для пантеллеритов и комендитов Главного Эфиопского Рифта, для которых величина ϵ_{Nd}^T варьирует в пределах +1,9 до +3,5, а для базитов от +1,3 до +3,7 (10), для базитов панафриканского возраста Туарегского щита (Алжир) ϵ_{Nd}^T составляет +6,6-6,7, для агапитовых щелочных гранитов - +4,8-7,7.

Изотопный состав неодима значительно менее подвержен изменениям под воздействием различных факторов, чем изотопный состав стронция. Первичные значения последнего в силу часто высокого Rb/Sr отношения в пантеллеритах и щелочных гранитах трудно определить с необходимой низкой погрешностью. При высоком рубидий-стронциевом отношении значительные вариации в величине Γ_{Sr}^0 в щелочных гранитоидах возможны даже из-за небольших вариаций оценок возраста пород. При часто очень низких концентрациях стронция в щелочных гранитоидах и их вулканогенных эквивалентах изотопный состав стронция в них может изменяться даже при незначительной контаминации расплавов веществом, более богатым стронцием (например, осадками или морской водой). Все это свидетельствует о меньшей надежности оценок величины Γ_{Sr}^0 в щелочных гранитоидах по сравнению с оценками величины ϵ_{Nd}^T , если они не получены надежными изохронами или не использованы оценки возраста уран-свинцовым методом по цирконам.

Источники магм можно оценить также по отношениям элементов-примесей, особенно, если комбинированные коэффициенты распределения этих элементов между кристаллами и расплавами очень малы. Для этих целей использованы диаграммы $\epsilon_{Nd}^T - Zr/Nb$ и $\epsilon_{Nd}^T - Th/La$ (рис. 11). Соотношение Zr/Nb мало чувствительно к степени дифференцированности магм вплоть до насыщения магм цирконием или ниобием, и оно сохраняется практически постоянным в генетически связанных ассоциациях магматических пород различных геодинамических обстановок. То же характерно и для соотношения Th/La. Важно также, что по величине отношения Zr/Nb разделяются такие источники как DM или островодужные и HIMU, которые практически сливаются на изотопной диаграмме (рис. 10), а по соотношению Th/La разделяются источники EM и континентальной коры, весьма сближенные (рис. 11). Из рисунка видно, что внутриплитные ассоциации базитов и щелочных фельзитовых пород раннего и среднего палеозоя в основном сформированы из смешанного источника, состоящего из DM или островодужного источника и HIMU, возможно, в некоторых случаях с примесью EM-II и континентальной коры. Для позднего палеозоя также вероятно смешение источников DM и HIMU, но более существенно смешение (DM + HIMU) с источником EM-II (в единичных случаях с EM-I) и с континентальной корой. Этим объясняется расширение по величине ϵ_{Nd}^T поля составов на рис. 11, а также появление «апофизы» этого поля в области высоких отношений Th/La.

Изотопные составы внутриплитных магматических пород раннего и позднего мезозоя сформировались с существенным участием EM-II и континентальной коры, что доказывается вытянутостью полей составов этих ареалов между областями упомянутых источников на рис. 11. Судя по преобладанию изотопных составов кислых пород данного возраста в области высоких значений величины Th/La, нельзя исключать среди мезозойских пород в этой области существенно коровых щелочных гранитоидов. В то же время в области значений Th/La, меньших 0,2, явно добавляется участие источника (DM + HIMU), фиксируемое расширением поля составов на рис. 11 по величине ϵ_{Nd}^T . В дополнение к изотопной диаграмме рис. 10 на рис. 11 видно, что составы кайнозойских пород

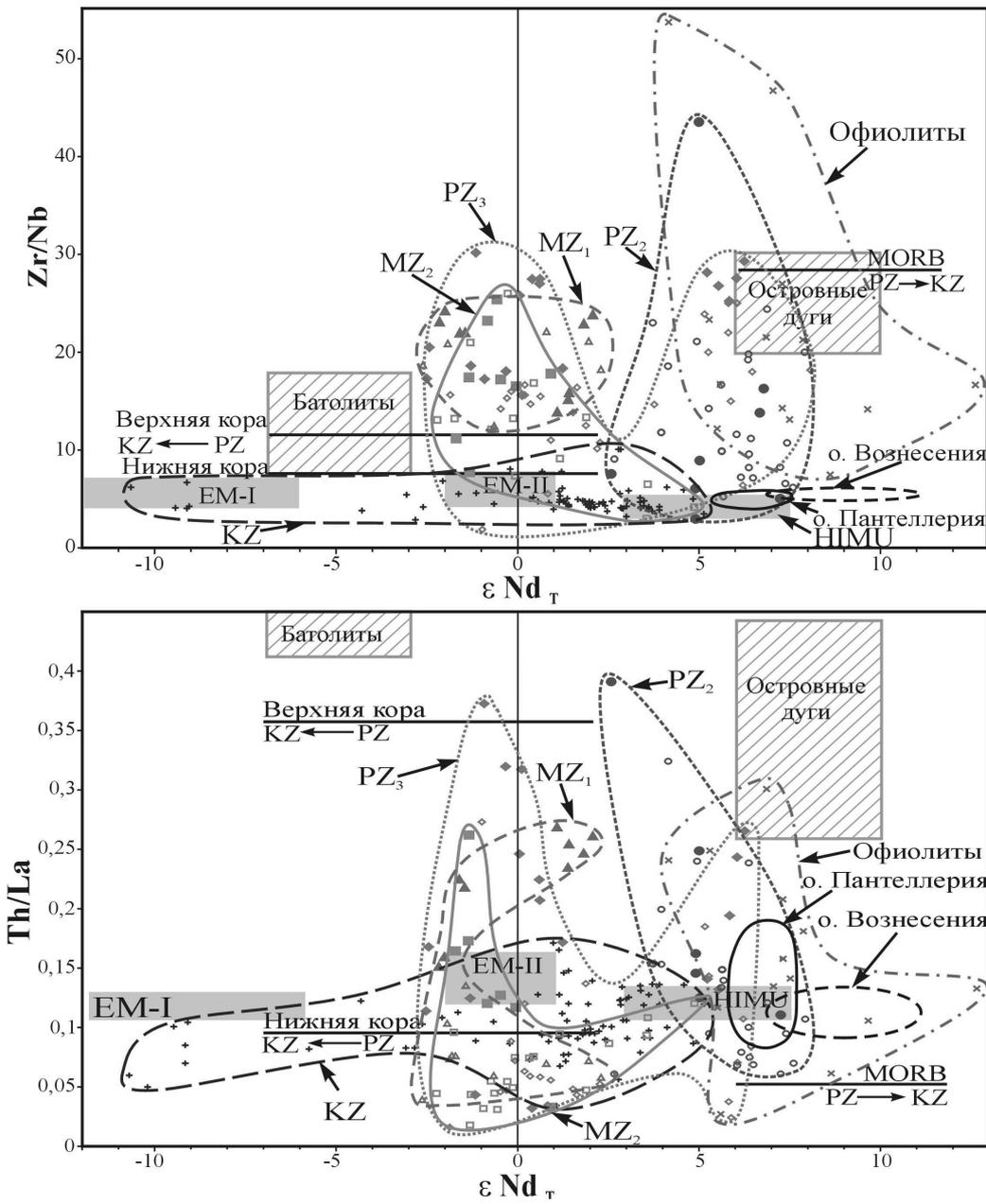


Рис. 11. Изотопные составы неодама и величин Zr/Nb (а), Th/La (в) отношений во внутриплитных магматических породах Центр. Азии, о.Пантеллерия, о. Вознесения и типичных источников мантии и коры. Условные обозначения – на рис. 10.

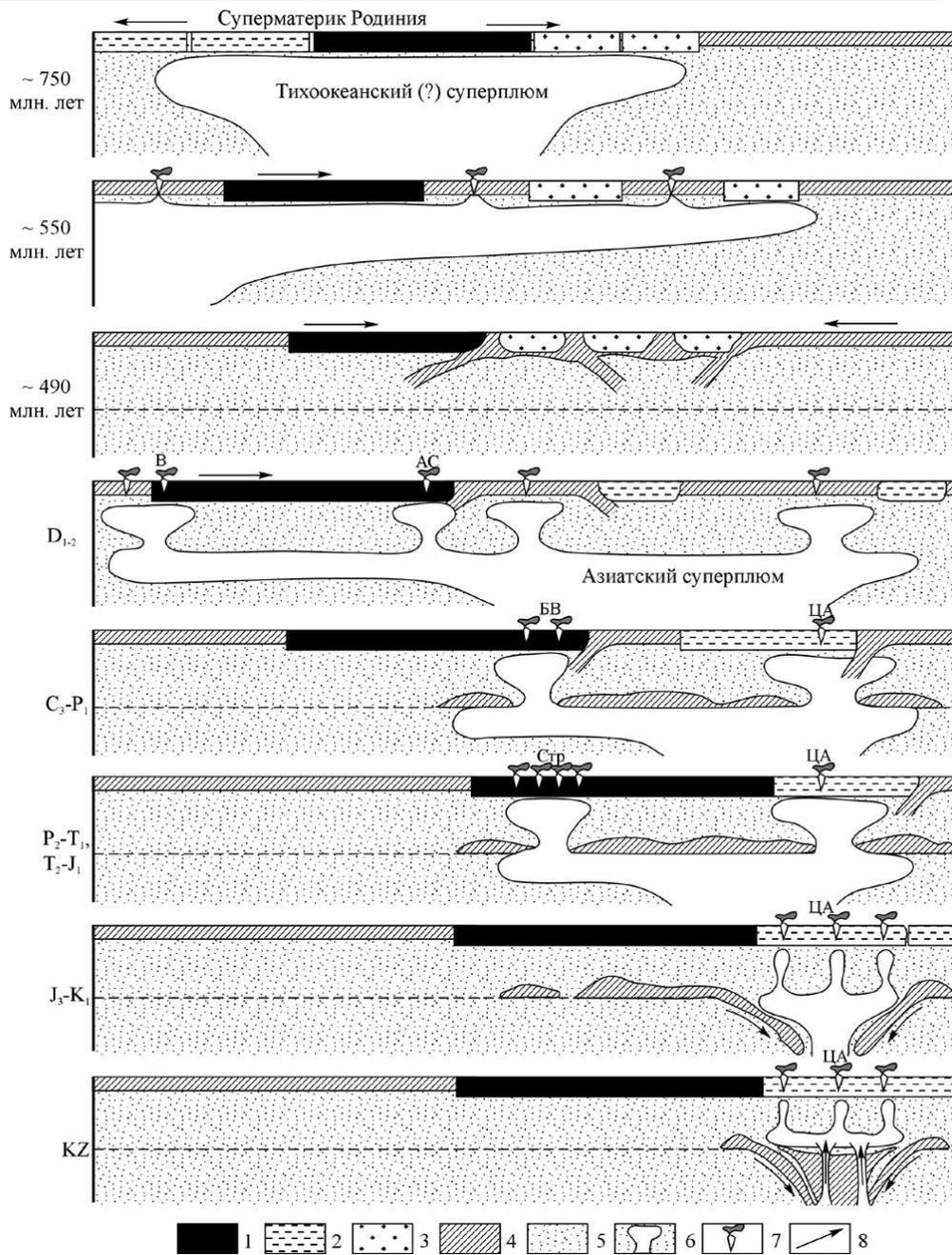


Рис. 12. Модель участия мантийных суперплюмов в формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса

Вулканические области и провинции: В – Вилюйская, АС – Алтае-Саянская, БВ – Баргузино-Витимская, ЦА – Центрально-Азиатская, Стр – Сибирская трапповая. 1 – Сибирский континент; 2 – кратонные области Родинии, 3 – рифейские микроконтиненты Центрально-Азиатского складчатого пояса; 4 – океаническая кора, 5 – мантия и границы верхней и нижней мантии; 6 – "горячая мантия суперплюма"; 7 – области внутриплитной активности; 8 – направления движений мантийных потоков.

фиксируют наличие источников НМУ и EM-I или EM-II. Однако, на рис. 10 ни одна точка этого ареала в поле источника EM-II не попадает. Поэтому вытянутость составов кайнозойских базитов не только по величине ϵ_{Nd}^T , но и по величине Th/La, обусловлена ассимиляцией базитами небольшого количества континентальной коры.

Таким образом, мы приходим к главному выводу о многообразии источников магм внутриплитных базитов и связанных с ними щелочных гранитов и других фельзитовых щелочных пород, включая редкометалльные. Имеющиеся изотопногеохимические доказательства для большей части этих пород свидетельствуют об их генетической связи с мантийными источниками базитов, хотя для раннемезозойских ассоциаций возможно существенное участие в источнике континентальной коры (рис. 11).

Возникает необходимость изотопно-геохимической систематики щелочных гранитоидов и их вулканогенных аналогов в соответствии с их источниками. Их удобно разделить на те типы, на которые разделены базиты: DM, НМУ, EM-I, EM-II и их смеси, а также КК (континентальная кора). Последний тип щелочных гранитоидов (КК-граниты или КК-командиты и т.п.) требует дополнительных обоснований. Большинство изученных нами щелочных гранитоидов являются смешанными типами: ранне-среднепалеозойские (по главным компонентам источников) – DM+НМУ+КК, позднепалеозойские – НМУ+DM+EM-II+КК, ранне- и позднемезозойские – EM-II+КК, кайнозойские – НМУ+EM-I+КК (?). Из опубликованных данных породы Пантеллерии – НМУ-тип, бимодальная ассоциация Эфиопского рифта – НМУ+EM. По современным изотопно-геохимическим представлениям компонент EM-I расположен на границе ядра и нижней мантии, а EM-II – на границе нижней и верхней мантии. Оба эти компонента обогащены веществом океанской и континентальной коры.

Источники внутриплитного магматизма ЦАСП связаны с мантийными плюмами. Последние могут быть отнесены к обогащенной мантии. Однако, смеси различных мантийных компонентов в источниках разновозрастного внутриплитного магматизма, говорят о том, что различные компоненты в плюмах в этих источниках не только взаимодействуют между собой, но и взаимодействуют с деплетированной мантией литосферы.

Общая модель роли мантийных плюмов в структуре ЦАСП представлена на рис. 12. На первой стадии под воздействием Южно-Тихоокеанского горячего суперплюма распался суперматерик Родиния, расположенный в экваториальной области Земли. В блоке будущей Сибири сформировались крупные редкометалльно-карбонатитовые месторождения позднерифейского возраста (Енисейский кряж, Восточный Саян, северо-восточный Алдан). К раннему палеозою Сибирь смещалась к северу от экватора в средние широты либо за счет расползания шляпки суперплюма. интенсивность внутриплитной активности снижается, но она продолжается, в том числе в виде редкометалльного магматизма. Допуская более вероятный второй вариант развития ЦАСП, мы предполагаем, что Сибирь в процессе своего дрейфа в интервале времени ордовик- девон попала в область Азиатского горячего поля мантии. Под воздействием ряда плюмов этой мантийной системы возникла ранне-среднепалеозойская провинция внутриплитного магматизма с многочисленными месторождениями редких элементов в карбонатитах, щелочных гранитах и т.п. В позднепалеозойскую-раннемезозойскую эпоху эта деятельность продолжалась, возможно, с некоторым сокращением площади внутриплитного магматизма за счет опускания в область суперплюма холодного литосферного материала. В позднем мезозое процесс деградации Азиатского плюма продолжался и достиг максимума в раннем кайнозое, но пространственно локализованный внутриплитный и редкометалльный магматизм также продолжался. Интенсивность внутриплитного магматизма усилилась и продолжается вплоть до современности, но из более глубинного источника EM-I.

Работа подготовлена при финансовой поддержке РФФИ (проекты 99-05-65645, 99-05-65647, 00-05-65288).

ЛИТЕРАТУРА

1. Kogarko L.N., Kononova V.A., Orlova M.P., Woolley A.R. Alkaline rocks and carbonatite of the World: part 2, Former USSR. London-Glasgow-Weinheim-New York--Melbourn-Magras. Chapman a. Hall. 1995. 226p.
2. Kostisyn Yu.A., Vystavnoi S.A., Vladimirov A.G. Age and genesis of the spodumen-bearing granines of the SW Altai (Russia): an isotopic and geochemical study // Acta Universitatis Caroline-Geologica. 1998.V.42.P.60-63.
3. Коваленко В.И., Пополитов Э.И. Петрология и геохимия редких элементов щелочных и гранитных пород Северо-Восточной Тувы. М. Наука. 1970. С.258.
4. Коваленко В.И. *Петрология и геохимия редкометалльных гранитоидов. Новосибирск. Наука. 1977. 206 с.*
5. Kovalenko V.I., Tsareva G.M., Goreglyad A.V., Yarmolyuk V.V., Troitsky V.A. The peralkaline Granite-related Khaldzan-Buregtey Rare Metal (Zr,Nb,REE) Deposit, Western Mongolia // Econ. Geol. 1995. V.90. P. 530-547.
6. Коваленко В.И., Костицын Ю.А., Ярмолюк В.В. и др. Источники магм и изотопная (Sr, Nd) эволюция редкометалльных Li-F гранитоидов // Петрология. 1999. Т.7. №4. С.401-429.
7. Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Ковач В.П. и др. Корообразующие процессы и структура коры и мантии при формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса: Sm-Nd изотопные данные // Геотектоника. 1999. Т.7.№4. С. 21-41.
8. Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Козловский А.М., Иванов В.Г. Источники магм щелочных гранитоидов и связанных с ними пород внутриплитных магматических ассоциаций Центральной Азии // Докл. РАН. 2001.
9. Лыхин Д.А., Костицын Ю.А., Коваленко В.И., и др. Рудоносный магматизм Ермаковского бериллиевого месторождения в западном Забайкалье: возраст, источники магм и соотношение с оруденением// Геология рудных месторождений, 2001, т.43, №1, 54-72
10. Maruyama S. Plume Tectonics // Journ. Geol. Soc. Japan. 1994. V.100. N1. P.24-49.
11. Новикова М.И., Шпанов Е.П., Куприянова И.И. Петрография Ермаковского бериллиевого месторождения, Западное Забайкалье // Петрология. 1994. Т.2. №1. С.114-127.
12. Rainbird R.H., Stern R.A., Khudoley A.K., Kropachev A.P., Htaman L.M., Sukhorukov V.I. U-Pb geochronology of Riphtan sandstones and gabbro from southeast Siberia and its bearing on the Laurentia-Siberia connection // Earth Planetary Sci. Lett. 1998. V.164. N3-4. P. 409-420.
13. Самойлов В.С., Коваленко В.И. Комплексы щелочных пород и карбонатитов Монголии. М. Наука. 1983. 200с.
14. Склярёв Е.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М. и др. Дайковые рои южного фланга Сибирского кратона – индикаторы распада суперконтинента Родиния// Геотектоника, 2000, №6, с.59 – 75
15. Владыкин Н.В., Коваленко В.И., Дорфман М.Д. Минералогические и геохимические особенности Хан-Богдинского массива щелочных гранитов. Наука. 1981. Москва. сс. 1-136
16. Владыкин Н.В., Коваленко В.И., Дорфман М.Д. Минералогия геохимия и генезис редкометалльных топаз-лепидолит-альбитовых пегматитов МНР. // Новые данные о минералах СССР.1974.в.23, с.6-49
17. Владыкин Н.В. Петрология и рудоносность К-щелочных пород Монголо-Охотского ареала магматизма. (Диссертация в форме научного доклада),1997. Иркутск, с.1-80.
18. Weis D., DemaiFFE D., Cauet S., Javoу M. Sr,Nd,O and H isotopic ratios in Ascension Islandlavas and plutonic inclusions; cogenetic origin // Earth a. Planet. Sci. Lett. 1987. V.82. p. 255-268.
19. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. *Ангаро-Витимский батолит: к проблеме геодинамики батолитообразования в Центральноазиатском складчатом поясе // Геотектоника. 1997. №5. С.18-32.*
20. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Кузьмин М.И. Северо-Азиатский суперплюм в фане-розое: магматизм и глубинная геодинамика // Геотектоника. 2000. №5. С. 1-27.

РОЛЬ СУЛЬФИДНО-КАРБОНАТНО-СИЛИКАТНОЙ И КАРБОНАТНО-СИЛИКАТНОЙ ЛИКВАЦИИ В ГЕНЕЗИСЕ СА-КАРБОНАТИТОВ

КОГАРКО Л.Н.

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

ВВЕДЕНИЕ

В настоящее время широко обсуждаются три группы моделей происхождения карбонатитов: 1 - карбонатиты могут формироваться в ходе частичного плавления карбонатной мантии; 2 - карбонатиты появляются благодаря ликвации в карбонатно-силикатной системе; 3 - карбонатиты появляются на конечной стадии длительной дифференциационной кристаллизации.

Недавно детальные исследования геохимии мантийных нодулей и первичных мантийных карбонатов позволили сделать вывод о том, что карбонатные магмы могут генерироваться в мантии ((Amundsen, 1987; Pyle and Haggerty, 1994; Kogarko et al., 1995a). Экспериментальные данные (Wyllie, 1989; Wyllie et al. 1990; Eggler, 1989) подтверждают возможность генерации карбонатитов в процессах частичного плавления карбонатного мантийного субстрата. Минералогические и геохимические исследования некоторых карбонатных комплексов (Bailey, 1989; Kogarko, 1993) согласуются с этими теориями.

Экспериментальные исследования, проводимые многими авторами, показывают, что ликвация играет ведущую роль в происхождении карбонатитов (Freestone and Hamilton, 1980; Hamilton et al., 1989; Kjarsgaard and Peterson, 1991). Экспериментальные данные демонстрируют присутствие двух широких полей ликвации в системе: $\text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2 - \text{MgO} + \text{FeO} - \text{CaO} - \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CO}_2$. Поле ликвации расширяется с увеличением давления и содержания щелочей и, согласно Woh-ler and Wyllie (1996), с уменьшением концентрации магния. По этим данным было сделано заключение, что остаточные магмы, в ходе дифференциации обогащенные щелочами, могут пересечь границы поля силикатно-карбонатной ликвации при коровых условиях. Однако, недавно Woh-ler and Wyllie (1994, 1995) обсуждали некоторые ограничения гипотезы генезиса карбонатитов в ходе ликвации. Они утверждают, что вне всяких сомнений нет единого процесса, ответственного за формирование всех карбонатитов. Согласно их мнению, дифференциационная кристаллизация карбонат-содержащих щелочных магм должна быть очень важным процессом происхождения карбонатитов. Похожие идеи выдвигались Twyman and Gittins (1987).

Поскольку проблема генезиса карбонатитов остается до сих пор нерешенной, то полевые данные, геологические и минералогические наблюдения взаимоотношений между карбонатным и силикатным материалом в магматических породах становятся очень важными.

В данной работе мы изучаем метасоматическое взаимодействие карбонатного расплава, богатого натрием и кальцием, с мантийным материалом с острова Монтана-Клара (Канарский архипелаг). В результате этого взаимодействия произошла верлитизация и карбонатизация первичного гарцбургита. Частичное плавление этого материала привело к

формированию силикатно-карбонатно-сульфидной ликвации и генерации богатых кальцием карбонатных расплавов. Мы исследовали несмесимость в системе: богатый кальцием карбонат - Fe, Ni-сульфид - силикатный расплав фонолитового состава, содержащий F. Несмесимость в изучаемой системе представляла собой полное разделение карбонатного и силикатного расплавов, в то время, как сульфидный расплав присутствовал в обоих расплавах в форме нодулей. Таким образом, изучаемый мантийный материал может быть представлен, как микро-модель генерации богатых кальцием карбонатитов в ходе процесса частичного плавления верлитизированной и карбонатизированной мантии.

Кроме того, мы изучили явление карбонатно-силикатной ликвации в фонолитовой дайке Маймеча-Котуйской провинции (Полярная Сибирь), содержащей карбонатные глобулы. Взаимоотношения между силикатным и карбонатным материалами в этом фонолите и составы минералов свидетельствуют о явлении несмесимости в этих породах.

Недавно Peterson (1989), Kjarsgaard and Peterson (1991) опубликовали материал о том, что генерация бедных щелочами карбонатитов вулкана Шомболи (Восточная Африка), возможно, является результатом силикатно-карбонатной несмесимости. Это исследование основано на петрографических и экспериментальных изучениях нефелинитов, содержащих

ЧАСТИЧНОЕ ПЛАВЛЕНИЕ КАРБОНАТНОГО ПЕРИДОТИТА И КАРБОНАТНО-СИЛИКАТНО-СУЛЬФИДНАЯ ЛИКВАЦИЯ В ВЕРХНЕЙ МАНТИИ

Нами был изучен уникальный гарцбургитовый нодуль (МС-1) с острова Монтана-Клара (Канарский архипелаг), в котором нами впервые было обнаружено существование первичных карбонатов.

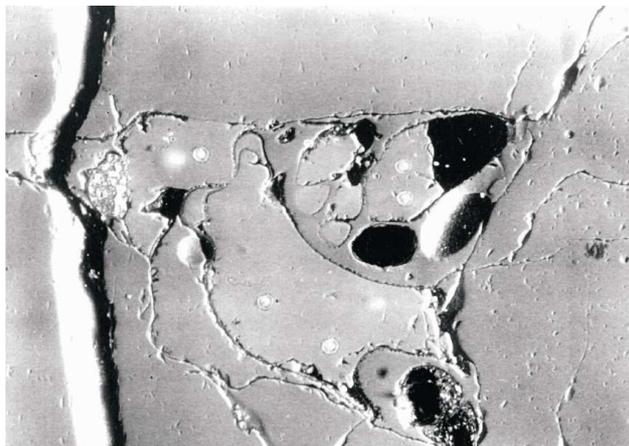


Рис.1. Изображение в обратных электронах карбонатно-силикатных сегрегаций из Монтаны Клара, нодуль МС-1: в интерстициях между кристаллами оливина

Изученный ксенолит с размерами 8 x 6 см состоит из оливина (86%) первой и второй генерации, ортопироксена (11%), шпинели (<1%), клинопироксена (2,1%), карбоната (<1%) и стекла (3%). Минералы первой генерации (оливин, ортопироксен, шпинель) секутся мелкозернистыми агрегатами, состоящими из клинопироксена, стекла и карбоната (Рис.1.)

карбонатные глобулы. В данной работе мы суммируем данные по петрографии и составам минералов карбонат-содержащих фонолитов полярной Сибири и делаем предположение о том, что карбонатные глобулы в этих фонолитах представляют собой застывшие капельки несмешанного карбонатного расплава, который выделился в промежуточную магматиче-

скую камеру в ходе дифференциации щелочной магмы. Ликвация строго контролируется давлением CO₂ (глубиной магматической камеры).

Таблица 1.

Состав мантийных ксенолитов, минералов и первичного карбоната.

Образец	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	Cr ₂ O ₃	NiO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	S	Сумма	Mg
Ксенолит МС-1	44.5	0.03	0.88	7.7	0.13	0.30	н.а.	45.6	0.75	0.11	0.04	0.05	н.а.	100.1	0.91
ксенолит МС-12	44.1	0.05	1.4	7.9	0.15	0.57	н.а.	44.4	0.73	0.10	0.09	0.05	н.а.	99.5	0.91
Минералы															
Оливин(I) ^{*1,***}	41.6	-	-	8.6	-	-	0.31	50.1	0.07	-	-	-	-	100.7	0.91
Ортопироксен ^{**}	57.4	-	1.0	5.2	0.11	0.50	0.11	34.6	0.21	-	-	-	-	99.1	0.92
Оливин(II) ⁺	39.3	-	-	7.3	0.14	-	0.37	51.1	0.20	-	-	-	-	98.4	0.93
СРХ(II) ^{***}	54.3	-	3.0	2.6	0.12	0.97	-	17.9	19.8	1.1	-	-	-	99.8	0.93
СРХ(II) ^{***}	53.5	0.05	2.6	2.3	0.10	0.34	0.11	18.3	21.5	0.19	-	-	-	98.9	0.94
Шпинель(I) ^{**}	-	0.03	30.3	15.4	-	39.5	0.10	15.4	-	-	-	-	-	100.7	0.67
Шпинель(II) ^{**}	-	-	25.7	13.9	-	44.7	0.10	15.0	-	-	-	-	-	99.4	0.66
Шпинель(III) ^{**}	-	0.10	19.3	11.4	-	53.8	-	-	-	-	-	-	-	100.3	0.71
Стекло ⁺	63.8	0.7	16.0	2.0	-	0.06	-	2.5	3.8	6.4	3.8	-	-	99.0	0.69
Карбонат ⁺	4.1	-	1.2	0.59	0.09	0.14	-	6.8	54.3	0.20	0.13	1.9	0.24	69.7	0.95
Карбонат ⁺	1.1	-	0.27	0.28	-	0.18	-	3.1	50.8	0.31	-	-	-	56.0	0.93
Карбонат ⁺	-	-	-	0.10	-	-	-	3.1	47.0	0.13	-	0.15	0.14	50.6	0.98
СРХ(вмещающая лава) ^{***}	49.5	1.6	5.7	5.8	-	0.57	-	14.3	22.8	0.67	-	-	-	100.9	0.82

Примечание: *1 Первая(I) и вторая (II) генерация; н.а.-нет анализ; - не обнаружено
 Ксенолиты проанализированы XRF в Институте геохимии, Москва; минералы на электронном микрозонде в Университете Манчестера (** ED, Cameca Camebax; + ED, Jeol SEM) и Москвы (** WD, Cameca) с течением луча 15 пА и местами размером 2μm за исключением карбонатного стеклянного песка, где лучи =10 μm

Карбонат в изучаемых нодулях образует обычно небольшие 10-30 мм выделения овальной, круглой и червеобразной формы. Эти выделения находятся только в ассоциации со стеклом, оливином второй генерации и шпинелью, а также с клинопироксеном. Карбонат обогащен кальцием и имеет низкие концентрации магния и железа (Табл. 1). В карбонате были найдены крошечные кристаллы флюорита. Также, возможно, присутствует апатит. В одном из выделений присутствует минеральная фаза округлой формы с размером, меньшим 1 микрона, т.е. меньшим размера электронного пучка. Эта минеральная фаза содержит хром, церий и лантан; церий превалирует над лантаном. Из таких полуколичественных анализов можно предположить, что данная фаза представляет собой смесь очень мелких кристаллов карбонатов церия, лантана и хромита или же она представляет минерал, принадлежащий группе шпинели с формулой AM₁₂O₁₉, где А - это Ce-La и М - Ст (криштонит?).

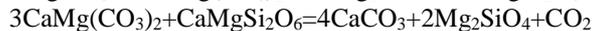
Стекло образует червеобразные интерстициальные прожилки и затеки между кристаллами. Стекло светло-коричневого или иногда коричневого цвета. Очень часто в прожилках стекло находится в ассоциации с маленькими кристаллами клинопироксена, оливина второй генерации, шпинели и карбонатов. Состав стекла попадает в трахитовое (сиенитовое) поле с довольно высоким апатитовым коэффициентом (0.8-0.9). Очень мелкие (10 мм) глобулы первоначально богатого сульфидами материала присутствуют в силикатном стекле, обычно очень близко к границам стекло-карбонат. Электронно-микрозондовые анализы показывают, что эти глобулы представляют собой по составу и минералогически

комплекс, с оксидными краями толщиной 1 мм и ядрами, содержащими смесь сульфидов и мелкозернистых оксидных фаз Fe, Ni и Cu, включая Fe-содержащий бунсенит (NiO), треворит (с идеальной формулой NiFe₂O₄), и магнетит. Также был найден пироксен с 7.6 вес% NiO. Подобные оксид-сульфидные смешанные фазы были описаны в офиолитовом комплексе (Tredoux et al. 1989). Такое собрание фаз, по аналогии с сульфидами в других верхнемантийных нодулях (Lorand and Conquere, 1983), могло изначально сформировать не смешивающиеся богатые Fe, Ni, Cu моносульфидные глобулы, которые впоследствии распались на пентландит, пирротин и халькопирит, и, в конечном счете, были изменены под действием низкой температуры и окисляющих флюидов.

В одном из шлифов исследуемого ксенолита мы нашли выделение карбоната в ассоциации со стеклом довольно крупного размера 250 x 150 микрон, расположенное на границе между двумя кристаллами оливина (Рис. 1). Карбонат погружен в стекло и образует четкий мениск. Более мелкие выделения карбоната имеют круглую или овальную форму и окружены стеклом. Также существуют полости овальной формы, в которых очевидно был карбонат, разрушенный при полировании.

Этот высококальциевый карбонат с низким содержанием магния по составу близок к карбонату из карбонатита-совита.

Текстурные характеристики исследованного нодуля и химический состав его минералов свидетельствуют о метасоматическом взаимодействии гарцбургита в мантии острова Монтана Клара с первичным доломитовым расплавом. Последний возможно был доставлен с более низких зон карбонатизированной мантии в ходе ее частичного плавления. Следующие реакции - результат такого взаимодействия:



Такое собрание вторичных минералов, как оливин плюс пироксен плюс шпинель, означает, что имела место частичная верлитизация начального гарцбургита. В ходе этого процесса деплетированный гарцбургит был значительно обогащен легкими редкими землями (Табл. 1). Первичный карбонатный расплав мантийного материала с острова монтана Клара был в значительной степени обогащен натрием, т.к. клинопироксен в исследуемом нодуле содержит до 1.1% Na₂O. Такое количество Na₂O, по нашим расчетам, основанным на экспериментальных данных Dalton and Wood (1993), соответствует до 5% Na₂CO₃. Следовательно, метасоматическая ассоциация вторичных минералов была в равновесии с Na-содержащим доломитовым составом. Однако исследуемый карбонат из нодуля содержит низкие концентрации Na (0.1-0.3%). Возможно, натрий был растворен поздними низкотемпературными флюидами. Их присутствие доказываются окислением и распадом сульфидов. Из экспериментальных данных (Dernov-Pegarev, Malinin, 1976) можно сделать вывод о том, что ниеррит, являющийся основным натриевым соединением в натрокарбонатитах, растворяется инконгруэнтно в условиях низкотемпературного гидротермального процесса. Натриевый карбонат входит в раствор во время реакции ниеррита с гидротермальным флюидом, в то время, как растворимость кальциевого карбоната уменьшается by order of magnitude. Во время реакции первичного карбонатного расплава с гарцбургитом отношения Ca/Mg и Mg/Fe в метасоматизированном растворе изменяются. Согласно экспериментальным данным (Dalton and Wood, 1993), с увеличением давлений разделение Ca-Mg между расплавом и клинопироксеном сдвигается в сторону обогащения жидкости Ca, отношение Ca/(Ca+Mg+Fe+Na) в карбонатном расплаве достигает 0.92. Отношение магния в железу также увеличивается. Богатый кальцием карбонат заключен в верлитовые жилки исследуемого нодуля и характеризуется очень высокими отношениями Ca/(Ca+Mg+Fe+Na) (0.84-0.91) и Mg/(Mg+Fe) (0.95). Такие отношения являются результатом реакций, протекавших при давлениях ниже 20 кб.

Используя два пироксеновых геотермометра (Brey, Kohler, 1990), мы оценили нижний предел температуры реакции между карбонатным расплавом и гарцбургитом, т.к. в данном процессе ортопироксен – нестабильная фаза. Определенные температуры попадают в интервал 1150-1075°C. Фугитивность кислорода была определена по оливин - шпинель - ортопироксеновому геобарометру (Wood et al., 1990) и составляет 0.76-0.06 логарифмических единиц ниже кварц-фаялит-магнетитового буфера.

Наше исследование продемонстрировало очень сложную геологическую историю мантийного материала с острова Монтана Клара. Крайне деплетированный характер исследуемого ксенолита (Табл. 1) указывает на процессы значительного (более 25%) плавления, в ходе которого первоначальный субстрат потерял так называемые базальтовые элементы CaO, Al₂O₃, TiO₂, Na₂O и другие. Вся сера, должно быть, была потеряна в ходе этого процесса благодаря низким температурам плавления мантийных сульфидов. Позднее этот деплетированный мантийный материал был пронизан метасоматизированным карбонатным расплавом. В этом расплаве превалирует доломитовая компонента и он содержал натрий и, возможно, калий, серу, легкие редкие земли, стронций и фосфор.

Во время метасоматических реакций происходила частичная верлитизация первичного гарцбургита вдоль прожилков и трещин. Позднее, в ходе очень быстрого поднятия мантийного материала (в ином случае первичный карбонат не “выжил” бы) ассоциация верлитовых минералов, содержащая карбонат, расплавилась из-за уменьшения давления. Характер взаимоотношений между карбонатом, сульфидными глобулями и стеклом (Рис. 1) доказывают процессы несмесимости карбонатного, силикатного и сульфидного расплавов.

Несмесимость силикатного или сульфидного расплавов была известна многие годы. Многие авторы также докладывали о несмесимости силикатной и карбонатной жидкостей в широком диапазоне температур и давлений (Koster van Groos, Wyllie, 1966 и многие другие). Однако несмесимость в карбонатно-силикатно-сульфидной системе не была продемонстрирована. Мы исследовали несмесимость в системе богатый Са карбонат - Fe,Ni – сульфидно-силикатный расплав фонолитового состава, содержащий F с помощью аппарата высокого давления типа пистон-цилиндр. Эксперименты проводились при 1250 °C и 4-15 кб. Для контроля фугитивности кислорода был применен метод двойной платиновой капсулы. В изучаемой системе наблюдалась несмесимость, представленная полным разделением карбонатной и силикатной жидкостей, тогда как сульфидный расплав был представлен в форме маленьких глобулей в обеих жидкостях (Рис. 2). Растворимость серы в силикатном расплаве варьирует от 0.15 до 0.35% и в карбонатном расплаве от 0.02 до 3.7% в зависимости от содержания щелочей. Эти результаты позволяют предположить, что несмесимость карбонатного, силикатного и сульфидного расплавов имела место в ходе частичного плавления верхнемантийного материала. Стекло в исследуемом нодуле обогащено щелочами и кремнием, вероятно, из-за инконгруэнтного плавления клинопироксена жадейтового минала в ходе уменьшения давления.

Итак, исследованная ассоциация карбонат + стекло + сульфиды + клинопироксен + ортопироксен + шпинель является результатом процесса метасоматического взаимодействия деплетированной мантии с карбонатным расплавом и последующего частичного плавления, приводящего к формированию карбонатной жидкости, близкой к карбонатитам. Можно заключить, что высококальциевый карбонатный расплав может формироваться в ходе частичного плавления верлитовой мантии. В этом отношении можно отметить, что ранее (Ryabchikov et al., 1989) нами были найдены ксенолиты карбонатного верлита с высококальциевым карбонатом, содержащим 3,52% MgO, с острова Св.Винсента (о-ва Капе Верди), где широко распространен карбонатитовый вулканизм.

Следовательно, исследованная уникальная ассоциация минералов, включающая карбонат и стекло, может рассматриваться, как мини – модель генерации карбонатитовых магм в ходе процесса частичного плавления верлитизированных и карбонатизированных

магм. Развитие карбонатитового магматизма на Канарских островах, островах Капе-Верди, вероятно, связано с частичным плавлением карбонатизированной магмы в Южной Атлантике, которое было распространено на обширной территории.

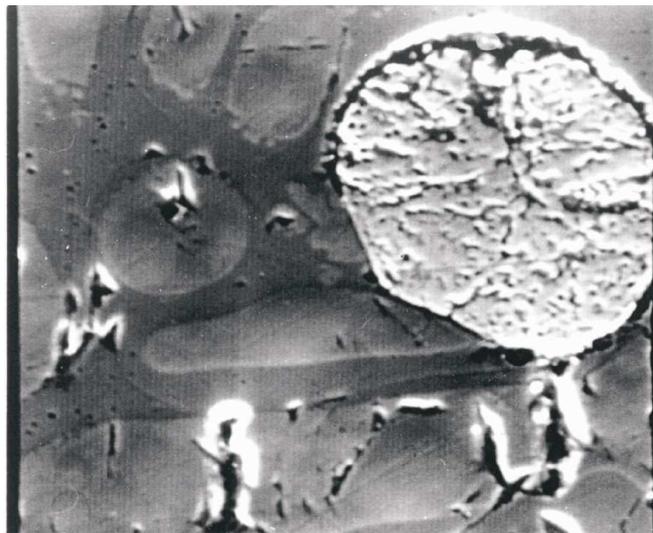


Рис.2. Изображение в обратных электронах результатов опыта, Т 1220°C, Р-8кб. Сульфидно-силикатно-карбонатная несмесимость, S – сульфидная жидкость, С – карбонатная жидкость, G – стекло, силикатный расплав. Увел. *30.000.

РОЛЬ CO₂ В ДИФЕРЕНЦИАЦИИ УЛЬТРАМАФИЧЕСКИХ ЩЕЛОЧНЫХ СЕРИЙ. ЖИДКОСТНАЯ НЕСМЕСИМОСТЬ КАРБОНАТ СОДЕРЖАЩИХ ФОНОЛИТОВЫХ ДАЕК (ПОЛЯРНАЯ СИБИРЬ)

Одна из крупнейших в мире, Маймеча – Котуйская провинция ультрамафических щелочных пород, расположена на севере Сибирской платформы в Полярной Сибири и простирается на территории 220 на 350 км между реками Маймеча и Котуй (Egorov, 1991; Kogarko et al., 1995). Эта провинция включает в себя 37 ультрамафических щелочных комплекса сложной структуры. Маймеча – Котуйская провинция особенно заслуживает внимания не только из-за распространенности карбонатитов, но и из-за ассоциации большинства из них с ультрамафическими щелочными породами. Характерные представители пород включают в себя дуниты, пироксениты, ийолиты, мелтейгиты, якупирангиты, фоскориты, мелилит-содержащие породы и многочисленные карбонатиты. Провинция содержит сотни даек, включая радиальные дайки, которые окружают ультрамафические щелочные комплексы (например, Бор-Урях, Романиха, Одикинча, Долбыха и Кугда).

Мы изучили серию радиальных даек Долбыхинского массива, который включает в себя алноиты, оливин-нефелиниты, нефелиниты, мелилит-нефелиниты, канкриниты, но-зеановые и кальцитовые фонолиты, кальцитовые трахиты, кальцитовые карбонатиты и мончикиты.

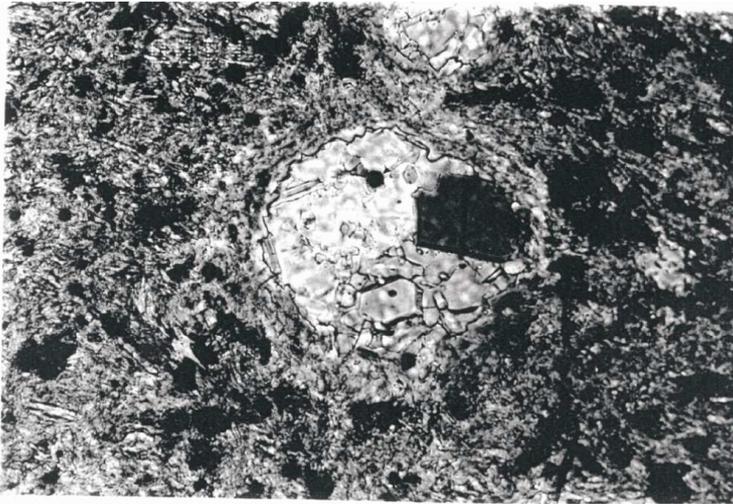


Рис.3. Карбонатные глобулы в фаноците N 873, николи +, увел.*250.

между слюдой и альбитом. Карбонат-содержащие глобулы характеризуются острым контактом с основной массой, они, по-видимому, окружены кристаллами основной массы (в основном альбитом). Основная масса мелкозернистая, включает в себя альбит, слюду с

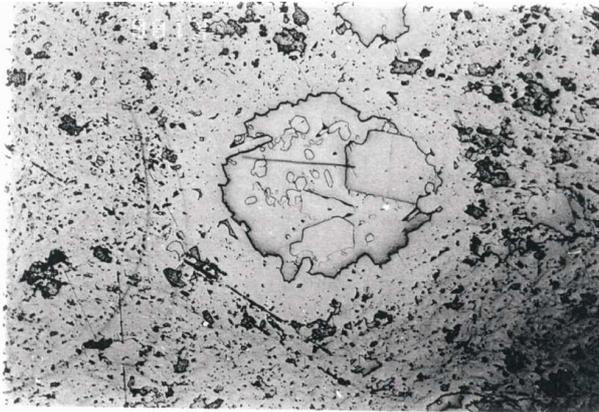


Рис. 4. Карбонатные глобулы в фаноците N 873.

подчиненным калиевым ПШ, и нефелин. Акцессорные минералы представлены апатитом, ильменитом, анкилитом и Sr-луешитом. Представительные электронно-микронзондовые анализы минеральных фаз приводятся в Табл. 2. Существенные замещения Ca на Sr наблюдались в кальците и апатите. Подобное явление было описано Kjarsgaard и Peterson (1991) в глобулярном нефелините из Шомболи.

Рассмотрение данного материала в свете экспериментальных данных, касающихся жидкостной несмесимости в карбонатно-силикатной системе, предполагает, что выделение карбонатитового расплава из фанолитового имеет место из-за несмесимости в жидком состоянии.

Некоторые дайковые феонолиты содержат глобулы с карбонатом. Эти глобулы имеют округлую или овальную форму и размеры от 1-2 мм до 17-20 мм. Один из феонолитов, содержащих глобулы (№873), был отобран для детального исследования. Феонолит состоит из фенокристов (~10%), представленных альбитом, слюдой, ильменитом, глобулей (~20%) и основной массы (~70 %). Глобулы состоят из поликристаллических кальцитовых агрегатов и содержат альбит, слюду, апатит, канкринит, Sr-луешит, циркон, анкилит, ильменит, стронцианит (Рис. 3, 4). Иногда наблюдаются реакционные взаимоотношения

Петрологические данные подтверждают эту гипотезу, потому что карбонатные глобулы окружены кристаллами основной массы (альбитом и слюдой). Можно отметить, что существует большое сходство между составами минералов основной массы и глобулей. Это сходство демонстрирует равновесие в карбонат-содержащей феонолитовой системе (Табл. 2). Как ранее уже отмечалось, увеличение щелочности карбонат-содержащей магматической системы благоприятствует появлению несмешивающихся жидкостей. Следует отметить, что границы поля несмесимости в системе $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3+\text{SiO}_2-\text{CaO}-\text{CO}_2$ согласовывается с коэффициентом апаитности $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$, близким к 1 (см. Рис. 15-1, Bell, 1989). Это предполагает, что жидкостная несмесимость, вероятнее всего, возникнет в апаитовом расплаве. Исследованный феонолит относится к субщелочному типу (коэффициент апаитности 1.1) и, таким образом, образование жидкостной несмесимости в нем наиболее возможно. Кристаллизация фенокристов слюды, обогащенных Al, также влияет на повышение субщелочности остаточного расплава.

Таблица 2.

Состав феонолита, минералов из глобулей и основной массы

%	Феонолит	Альбит			Слюда			Кальцит		Ильменит		Sr-луешит	Анкилит	Апатит	Стронцианит
		Фен.	Осн.м	Глоб.	Фен.	Осн.м.	Глоб.	Осн.м.	Глоб.	Фен.	Глоб.	Глоб.	Глоб.	Глоб.	Глоб.
SiO ₂	47.02	67.98	68.08	68.89	37.09	37.23	36.65	0.41	0.23	0.63					
TiO ₂	0.6				3.12	2.36	2.26	0.13		52.28	53.79	3.45	0.1		0.3
Al ₂ O ₃	16.31	19.65	19.33	19.52	13.27	11.77	12.85	0.23	0.1	0.35				0.23	
FeO	5.01	0.19	0.10		20.17	21.50	22.18	3.14	2.42	45.43	45.14	1.29			
MnO	0.16		0.09					1.01	1.26	1.15	1.39	0.26			
MgO	2.71				13.28	11.86	12.61	0.83	0.73	0.17				0.22	
CaO	8.43	0.39		0.18	0.09	0.26	0.02	52.87	54.96	0.19		12.09	2.83	52.9	8.18
Na ₂ O	6.88	10.52	11.22	11.73	1.17	0.60	0.63	0.17	0.22	0.28	0.28	7.85			
K ₂ O	4.17	1.01	0.2	0.09	8.59	9.36	9.69	0.23							
P ₂ O ₅	1.33													40.84	
CO ₂	6.95														
F														3.87	
Сумма	100.09	99.75	99.02	100.4	96.79	95.07	94.81	60.36	61.05	100.4	100.6	93.87	75.79	98.06	68.62
SrO								1.16	0.91			5.03	27.23	1.19	58.56
BaO								0.19	0.2			0.08	0.28		1.85
Nb ₂ O ₅												63.39			
La ₂ O ₃												0.17	17.04		
CeO ₂												0.24	22.47		
Nd ₂ O ₃													5.40		

Примечание: Глоб.- Минеральный состав глобулей. Осн.м.- Минеральный состав основной массы. Фен.- состав фенокристов.

Присутствие Sr-луешита в глобулях исследуемого феонолита также подтверждает пересыщенный щелочами характер карбонатного расплава, поскольку луешит может кристаллизоваться только из субщелочных составов согласно нашим экспериментальным данным по $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2+\text{Al}_2\text{O}_3-\text{CaO}-\text{CO}_2$ системе. В этой системе направление коннды согласовывается с наиболее щелочным составом равновесия карбонатных несмешивающихся жидкостей. Щелочи позднее ушли во флюид из-за инконгруэнтного (Kogarko et

al., 1982) растворения кальций-натриевого карбоната в водном флюиде при более низких температурах (Dernov-Pegarev V.F., Malinin S.D., 1976). Наше открытие ниерита, как твердых микровключений в перовските Гулинского карбонатита Полярной Сибири (Kogarko et al, 1991), подтверждает это предположение. Согласно последним данным Woh-ler и Wyllie (1995), мы можем заключить, что при более высоких давлениях (2.5 ГПа) жидкостная несмесимость существует даже в миаскитовых расплавах, в то время, как при более низких давлениях (1 ГПа) в этой же системе явление несмесимости отсутствует, в основном из-за дегазации. Кальцит, мелилит и волластонит могут кристаллизоваться как жидкостные фазы, если расплав обогащается Са. В одной фонолитовой дайке (№2003) Долбыхинского комплекса присутствует кальцит в виде фенокристов без каких-либо признаков явления несмесимости (Рис. 5).

Режим CO_2 в щелочных системах контролирует дифференциацию остаточных фонолитовых магм. При более высоких давлениях углекислоты возникает разделение несмешивающейся карбонатной жидкости. При более низких значениях P_{CO_2} жидкостная несмесимость не наблюдается, и кальцит может кристаллизоваться и в виде фенокристов, и в виде основной массы. Еще при более низких давлениях карбонаты не формируются из-за потери углекислоты, и формируются ассоциации минералов, содержащих мелилит или волластонит. Некоторые мелилитовые породы Полярной Сибири являются результатом этого процесса.

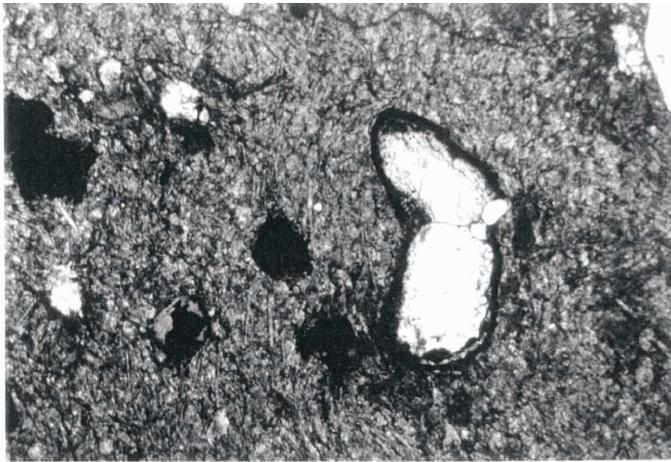


Рис. 5. Фенокристы кальцита в фонолите N 2003, 100м, николи +, увел.*250.

Таким образом, важными механизмами генезиса карбонатитовых расплавов в Полярной Сибири были явления жидкостной несмесимости в сильно дифференцированных фонолитовых магмах. Генерация карбонатитов, вероятно, контролируется глубиной (и давлением углекислоты) промежуточной магматической камеры, в которой происходит дифференциация, и, возможно, щелочностью расплавов, и скоростью поднятия магмы к поверхности.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Приведенные выше примеры демонстрируют важную роль жидкостной несмесимости в генезисе богатых кальцием карбонатитовых магм. Формирование несмешивающихся жидкостей в ходе процессов, протекающих в верхней мантии, влияет на генерацию фонолитовых и карбонатитовых жидкостей.

Среди континентальных карбонатитовых формаций есть богатые кальцием карбонатиты, возникающие только с сиенитами Окорусу, Намибия (Prins, 1981), Сийлинжарви, Финляндия (Puustinen 1969), Стьеров, Норвегия (Robins 1971) и Вишневы Горы, Россия (Kogarko et al. 1995). Можно предположить, что их происхождение вовлекает в этих случаях жидкостную несмесимость. Стоит отметить, что комплекс Палабора, Южная Африка, который содержит щелочной сиенит, щелочной кварцевый сиенит и щелочной гранит в ассоциации с кальциокарбонатитом (Eriksson, 1989), также характеризуется присутствием Cu-Fe сульфидных месторождений. Это наводит на мысль, что кальциокарбонатитно-силикатно-сульфидная несмесимость, близкая к наблюдаемой в нодуле с острова Монта-на-Клара, играет роль в образовании этого комплекса.

В условиях земной коры карбонатно-силикатная несмесимость возникает на последних стадиях в ходе длительной дифференциации ультраосновной щелочной магмы. Основные факторы, контролирующие формирование карбонатитов в ходе жидкостной несмесимости: парциальное давление CO₂ и щелочность магматических систем.

ЛИТЕРАТУРА

1. Amundsen, Evidence for liquid immiscibility in the upper mantle, *Nature* **327**, 692- 696 (1987).
2. Baker, P.J. Wyllie, Liquid immiscibility in a nephelinite-carbonate system at 25 kbar and implications for carbonatite origin, *Nature* **346**, 168-170 (1990).
3. D.K. Bailey, Carbonate melt from the mantle in the volcanoes of south-east Zambia. *Nature* **338**, 415-418 (1989).
4. Bell, (ed.), Carbonatites: Genesis and Evolution. Unwin Hyman, London, 618 pp. (1989).
5. Brey, T. Kohler, Geothermometry in four-phase lherzolites. II. New thermobarometers and practical assessment of existing thermobarometries. *Geochim Cosmochim Acta* **31**: 1353 -1378 (1990).
6. Dalton, B.J. Wood, The compositions of primary carbonate melts and their evolution through wall-rock reactions in the mantle, *Earth Planet Sci Lett* **119**: 511-525 (1993).
7. , Dernov-Pegarev S.D., Malinin, Calcite solubility in high temperature aqueous solutions of alkaline carbonatites and problems of carbonatite formation, *Geochemie* **5**: 643-657 (1976).
8. D.H Egger, Carbonatites, primary melts, and mantle dynamics, in K. Bell (ed.), Carbonatites Genesis and Evolution. Unwin Hyman, London, pp. 561-579 (1989).
9. Egorov., Ijolite carbonatite plutonism (case history of the Maimecha-Kotuy complexes of northern Siberia) Nedra, Leningrad, 260 pp.(1991).
10. Eriksson, Phalaborwa: a saga of magmatism, metasomatism, and miscibility. In: Bell K (ed) Carbonatites genesis and evolution. Unwin Hyman, London, pp 221-249 (1989).
11. Freestone, & D.L. Hamilton, The role of liquid immiscibility in the genesis of carbonatites, *Contributions to Mineralogy and Petrology* **73** 105-117 (1980).
12. D.L. Hamilton., P. Bedson, J., Esson, The behaviour of trace elements in the evolution of carbonatites, in K. Bell (ed.), Carbonatites: Genesis and Evolution. Unwin Hyman, 405-427 (1989).
13. Kjarsgaard and T. D. Peterson, Nethelinite-carbonatite liquid immiscibility at Shombole Volcano, East Africa *Mineralogy and Petrology* **43**, 293-314 (1991).
14. Kogarko, A.A. Tugarinov, L.D. Krigman., Phase equilibria in the nepheline-luestite system, *Doklady Akademii Nauk* **263**, 985-987 (1982)
15. Kogarko, D.A. Plant, C.M.B. Henderson, and Kjarsgaard B.A., Na rich carbonate inclusion in perovskite and calzirtite from the Guli intrusive Ca-carbonatite, Polar Siberia, *Contributions to Mineralogy and Petrology* **109**, 124-129 (1991).
16. L.N Kogarko, Geochemical characteristics of oceanic carbonatites from the Cape Verde Islands, *S.Afr. Geol.* **96** ,119-125 (1993).
17. L.N.Kogarko, V.A. Kononova., M.P. Orlova., and A.R. Woolley, Alkaline Rocks and Carbonatites of the World. Part 2: Former Soviet Union
18. Henderson I., Pacheco A.H., *Contribution to Mineralogy and Petrology.* **121**, 267-275. (1995b).
19. Koster van Groos, and P.J. Wyllie, Liquid immiscibility in the system Na₂O-Al₂O₃-SiO₂-CO₂, *Amer. Journal Sci.* **264**, 234-255 (1966).
20. Koster van Groos and P.J. Wyllie, Liquid immiscibility in the join NaAlSi₃O₈-Na₂CO₃-H₂O and its bearing on the genesis of carbonatites, *Amer. Journal Sci.* **266**, 932-967 (1968)

21. J.P.Lorand, F. Conquere, Contribution a l'etude des sulfures dans les enclaves de lherzolite a spinelle des basaltes alcalins (Massive Central et Languedoc, France), *Bull Mineral* **106**:585-605
22. Peterson Peralkaline nephelinites I. Comparattive petrology of Shombole and Oldoinyo. *Contribution to Mineralogy and Petrology*. **101**, 458-478 (1989).
23. Prins, The geochemical evolution of the alkaline and carbonatite complexes of the Damaraland Igneous Province, *S.W. Africa Ann Univ Stellenbosch Ser Al Geol* **3** : 145-278 (1981).
24. K Puustinen, The carbonatite of Siilinjarvi in the Precambrian of eastern Finland: a preliminary report , *Lithos* **3** : 89-92 (1969).
25. Pyle & S.E. Haggerty silicate-carbonate liquid immiscibility in upper-mantle eclogites: implications for natrosilicic and carbonatitic conjugate melts. *Geochimica et Cosmochimica Acta* .**58**, 2997-3011 (1994).
26. Robins, Syenite-carbonatite relationships in the Seiland Gabbro Province, Finnmark, northern Norway, *Nor Geol Unders* **272**: 43-58 (1971).
27. Ryabchikov ID, Brey G, Kogarko LN, Bulatov VK. Partial melting of carbonated peridotite at 50 kb, *Geokhimiya* **1**:3-9 (1989)
28. M Tredoux de M.J. Wit, RJ Hart, RA Armstrong, N.N.M. Linsay, J.P.F. Sellschop, Platinum group elements in a 3.5 Ga nickel-iron occurrence: possible evidence of deep mantle origin, *J Geophys Res* **94B**: 795-813 (1989).
29. Twyman and J Gittins, in J.G. Fitton and B.G.J. Upton, eds., Alkaline igneous rocks, Oxford and London, Blackwell Scientific, Geological Society Special Publication No.30, 85-94 (1987).
30. L Woh-er and P J.Wyllie. Experimental data bearing on liquid immiscibility, crystal fractionation, and the origin of calciocarbonatites and natrocarbonatites, *International Geological Review*. **36**, 797-819 (1994).
31. L.Woh-er and Peter J.Wyllie. Liquid immiscibility and calciocarbonatite magmas, *Submitted to Journal of Petrology*. (1995).
32. Wood, L.T. Bryndzya, Johnsen KE. Mantle oxidation state and its relationship to tectonic environment and fluid speciation, *Science* **248**:337-345 (1990).
33. Wyllie, Origin of carbonatites: evidence from phase equilibrium studies. In K. Bell, Carbonatites: Genesis and Evolution: London, Unwin Hyman, London, 500-540 (1989).
34. Wyllie, M.B., Baker, and B.S. White, Experiment boundaries for the origin and evolution of carbonatites , *Lithos*, **26**,3-19 (1990).

ПАЛЕОЗОЙСКИЕ ПРОЦЕССЫ ПЛЮМ-ЛИТОСФЕРНОГО ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ В СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА: РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ В ПОРОДАХ И МИНЕРАЛАХ ИНТРУЗИЙ КОЛЬСКОЙ ПРОВИНЦИИ КАК ИНДИКАТОРЫ ЭВОЛЮЦИИ ЩЕЛОЧНЫХ РАСПЛАВОВ

АРЗАМАСЦЕВ А.А. *, БЕА Ф.***, АРЗАМАСЦЕВА Л.В.*,
МОНТЕРО П.***

*Геологический институт Кольского научного центра РАН, 184200, Апатиты Мурманской обл.,
ул. Ферсмана, 14, e-mail: arzamas@geoksc.apatity.ru

** University of Granada, Dept. of Mineralogy and Petrology, Fuentenueva s/n., 18002, Granada, Spain

С целью изучения трендов эволюции щелочно-ультраосновной серии Кольской провинции было изучено распределение редкоземельных (REE) элементов в породах ряда дунит - клинопироксенит - мелилитолит - мельтейгит - ийолит - нефелиновый сиенит и слагающих их минералах. Содержания REE, а также других микроэлементов получены для оливина, мелилита, клинопироксена, нефелина, апатита, перовскита, титани-та, магнетита. Установлено, что распределение большинства микроэлементов в породах ковдорского типа принципиально отличается от такового в щелочно-ультраосновной серии Хибин и контролируется кристаллизацией перовскита. Показано, что для первичных оливин-меланефелинитовых расплавов ковдорской серии характерна ранняя кристаллизация перовскита, являющегося главным концентратом REE. Осаждение перовскита совместно с оливином и клинопироксеном приводит к резкому обеднению редкими землями остаточной магмы и образованию деплетированных в отношении REE ийолитовых и нефелин-сиенитовых дериватов. В отличие от этого, формирование пород щелочно-ультраосновной серии Хибин было осложнено подмешиванием к первичной оливин-меланефелинитовой магме небольших порций фонолитового расплава, что привело к изменению порядка кристаллизации REE-содержащих титанатов и титаносиликатов и накоплению большинства некогерентных элементов в поздних порциях расплава. В результате хибинские ийолиты имеют наиболее высокие концентрации REE, содержащиеся в высокоредкоземельном апатите и титаните.

ВВЕДЕНИЕ

В северо-восточной части Балтийского щита с палеозойским этапом тектоно-магматической активизации связано образование щелочных интрузивных комплексов, традиционно относимых к двум сериям: щелочно-ультраосновных пород с карбонатитами (массивы Ковдор, Вуориярви, Африканда, Себлявр и др.) и агпайтовых нефелиновых сиенитов, представленных крупнейшими плутонами Хибин и Ловозера. Имеющиеся изотопные датировки свидетельствуют об одновозрастности всех палеозойских щелочных массивов провинции и о единых мантийных источниках родоначальных магм [Kramm et al., 1993; Kramm and Kogarko, 1994]. Важной особенностью щелочных пород региона являются гигантские концентрации редкоземельных элементов (REE), Y, Sr, Zr, Hf, Nb, Ta, и Th, которые входят в состав апатита, титанита, перовскита и других аксессуариев, либо, если их концентрация в расплавах была достаточно высока, образуют самостоятельные

минералы, такие, как лопарит, пироклор и эвдиалит, месторождения которых являются основой горнорудной базы региона.

Геологические данные и экспериментальные исследования показывают, что формирование щелочно-ультраосновных пород в карбонатитовых комплексах обусловлено процессами фракционной кристаллизации нефелинитовых расплавов с образованием на ранних стадиях оливиновых, клинопироксеновых и мелилитовых кумулатов и комплементарных им фойдолитов и нефелиновых сиенитов [Кухаренко и др., 1965; Nielsen, 1994; Dawson et al., 1995; Ivanikov et al., 1998; Verhulst et al., 2000; Арзамасцев и др., 2001]. Согласно имеющимся данным о поведении некогерентных элементов в магматическом процессе можно предполагать, что такие элементы, как Sr, Zr, Hf, Nb, Ta, Th и REE будут накапливаться в ходе кристаллизации магм в конечных дериватах щелочно-ультраосновной серии. Это действительно наблюдается в щелочных ультрамафитах Хибинского массива, крупные фрагменты тел которых располагаются среди агапитовых сиенитов на нижних горизонтах комплекса [Галахов, 1975; Арзамасцев и др., 1998]. Вместе с тем, в большинстве щелочно-ультраосновных интрузий региона конечные продукты кристаллизации, представленные ийолитами, нефелиновыми и канкринитовыми сиенитами существенно обеднены такими элементами, как Nb, Ta и редкие земли.

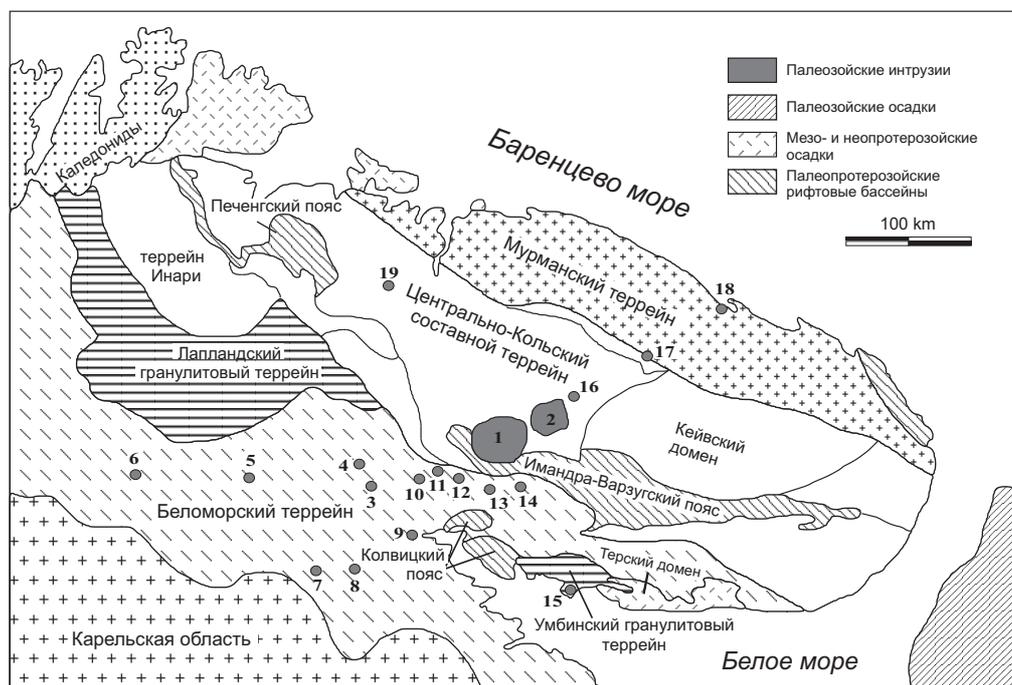


Рис. 1. Схема размещения проявлений палеозойского магматизма в северо-восточной части Балтийского щита. Интрузии: 1 - Хибины, 2 - Ловозеро, 3 - Нива, 4 - Маврагуба, 5 - Ковдор, 6 - Сокли, 7 - Салланлатва, 8 - Вуориярви, 9 - Кандагуба, 10 - Африканда, 11 - Озерная Варака, 12 - Лесная Варака, 13 - Салмагора, 14 - Ингозеро, 15 - Турий Мыс, 16 - Курга, 17 - Контозеро, 18 - Ивановка, 19 - Себляяр. Схема размещения террейнов по данным [Балаганский и др., 1998].

оливина Задачей настоящей статьи является изучение поведения названных выше микро-элементов в щелочных ультрамафитовых сериях, и, в частности, исследование причин различного распределения редкоземельных элементов в ультрамафитах карбонатитовых

интрузий и Хибинского массива. Исследования базируются на минералогических и геохимических данных, полученных по представительным образцам Ковдорского, Vuoriairvinского, Турьемынского, Салмагорского, Африкандского массивов и интрузий Лесной и Озерной Вараки, а также Хибинского комплекса. Методом ICP-MS проанализированы как валовые пробы пород, так и фракции сосуществующих перовскита, апатита, титанита, клинопироксена, мелилита, нефелина и магнетита. Полученные данные позволили выявить факторы, определяющие различное распределение REE в щелочных ультраосновных сериях и, в особенности, оценить роль акцессорных фаз – концентраторов REE – лопарита, апатита и титанита.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ИНТРУЗИЙ

В интракратонном магматизме в северо-восточной части Балтийского щита, продолжавшемся в течение 40-50 млн. лет, могут быть выделены три стадии. В инициальную стадию (405-380 млн. лет), совпадавшую с заключительной фазой каледонской орогении, произошло заложение Хибинской, Ловозерской и Контозерской кальдер в форланде каледонского фронта, что сопровождалось излиянием субщелочных вулканитов и внедрением интрузий ультрабазитов и нефелиновых сиенитов. В течение главного периода магматической активности (380-360 млн. лет) образовались многофазные комплексы Хибин и Ловозера и интрузии щелочно-ультраосновных пород с карбонатитами [Kramm et al., 1993; Kramm and Kogarko, 1994] (Рис. 1). В заключительную стадию были сформированы рои даек и трубок взрыва щелочных пикритов, меланефелинитов, мелилититов, кимберлитов [Arzamastsev et al., 2001].

ЩЕЛОЧНО-УЛЬТРАОСНОВНЫЕ ИНТРУЗИВНЫЕ СЕРИИ В СОСТАВЕ КАРБОНАТИТОВЫХ ИНТРУЗИЙ (КОВДОРСКИЙ ТИП)

Щелочно-ультраосновные интрузивные серии представлены в интрузиях, имеющих многофазное строение. Наблюдаемая зональность строения тел отражает следующую последовательность внедрения пород серии: (1) дунит, (2) пироксенит, (3) мелилитовые породы (турьяит, мелилитолит, окаит), (4) мельтейгит, (5) ийолит, (6) нефелиновый/канкринитовый сиенит, (7) карбонатиты и фоскориты. Полный набор породных вариететов представлен в Ковдорском, Турьемынском и Vuoriairvinском массивах, в остальных интрузиях на современном эрозионном срезе вскрыты лишь отдельные группы пород. В большинстве интрузий оливиновые и клинопироксеновые кумулаты формируют центральные части интрузий, мелилитовые породы и фойдолиты располагаются в периферических зонах массивов (Рис. 2). Нефелиновые и канкринитовые сиениты образуют самостоятельные сателлиты вблизи интрузий (например, Малый Ковдор), либо присутствуют в виде жил в щелочных ультрамафитах (Озерная Варака). Штокообразные тела карбонатитов, окруженные сетью карбонатитовых жил, обычно располагаются в центральных частях интрузий, но могут быть смещены относительно геометрических центров кольцевых тел щелочных ультрамафитов. Установленная по геологическим наблюдениям последовательность внедрения пород во всех интрузиях региона отвечает той, которая наблюдается в щелочно-ультраосновных интрузиях мира [Le Bas, 1987; Nielsen, 1987; Woolley, 1987; Kogarko et al., 1995]. С интрузиями щелочных ультраосновных пород пространственно ассоциируются тела оливиновых мельтейгит-порфиров, дайки и трубки взрыва щелочных пикритов, оливиновых меланефелинитов, нефелинитов, мелилититов.

ЩЕЛОЧНО-УЛЬТРАОСНОВНЫЕ ИНТРУЗИВНЫЕ СЕРИИ В СОСТАВЕ КОМПЛЕКСОВ АГПАИТОВЫХ СИЕНИТОВ (ХИБИНСКИЙ ТИП)

Несмотря на то, что Хибинский и Ловозерский комплексы на современном эрозионном срезе сложены преимущественно агпаитовыми сиенитами, данные геофизических работ, подтвержденных результатами бурения, позволили выявить в составе Хибинского массива щелочно-ультраосновные породы [Галахов, 1975], и карбонатиты [Дудкин и др.,

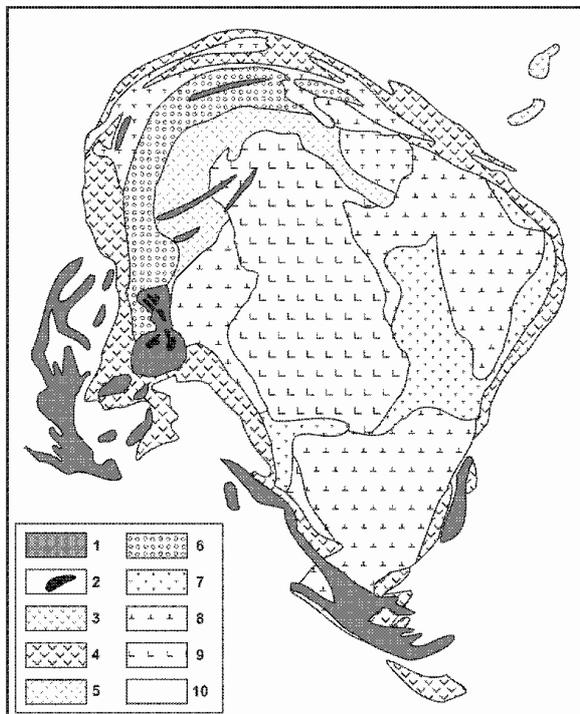


Рис. 2. Схема геологического строения Ковдорского массива по данным [Терновой, 1977], с упрощениями. 1 - карбонатиты 2 - фоскориты, 3 - нефелиновые сиениты, 4 - фойдолиты, 5 - флогопит-диопсид-оливиновые породы, 6 - мелилит-монтichelлит-оливиновые породы, 7 - мелилитовые породы, 8 - пироксениты, 9 - перидотиты и дуниты, 10 - породы докембрийского основания.

1984], в составе ловозерского массива – ультраосновные и мелилитовые породы [Арзамасцев и др.,ис. 1998]. Согласно нашим данным [Арзамасцев и др., 1998], породы щелочно-ультраосновной серии занимают не менее 30% объема Хибинского и 25% Ловозерского плутонов в пределах доступного для гравиметрических работ уровня 12,5 км. Таким образом, в составе плутонов установлена полная серия пород, типичных для щелочно-ультраосновных массивов провинции: перидотиты, пироксениты, мелилитолиты, мельтейгиты, ийолиты, карбонатиты. В Хибинском комплексе могут быть выделены по крайней мере три фазы внедрения расплавов щелочно-ультраосновной серии, разделенные по времени этапами внедрения нефелин-сиенитовых магм (рис. 3). Перидотиты, пироксениты и мелилитолиты относятся к самой ранней, фазе формирования массива (I фаза, рис. 3б), предшествовавшей интрузиям агпаитовых сиенитов. Кольцевая интрузия мельтейгитов-ийолитов (II фаза, рис. 3г), сформировалась после становления нефелиновых сиенитов пе-

риферической части плутона, но предшествовала образованию нефелиновых сиенитов центральной части Хибин. Завершают хибинскую щелочно-ультраосновную серию карбонатиты (III фаза, рис. 3ж), прорывающие нефелиновые сиениты центрального ядра массива и содержащие ксенолиты пироксенитов, ийолитов и мельтейгитов.

В Ловозерском массиве щелочные ультрамафиты присутствуют преимущественно в его северо-восточной части, где крупные блоки и ксенолиты перидотитов и мелилитовых залегают среди нефелиновых сиенитов, что свидетельствует об их формировании на самом раннем этапе становления комплекса. Фоидолиты не имеют широкого распространения в массиве: на их присутствие указывают отдельные ксенолиты ийолитов и мельтейгитов среди нефелиновых сиенитов, встреченные в керне ряда скважин.

МЕТОДЫ И ОБРАЗЦЫ ДЛЯ ИССЛЕДОВАНИЯ

69 представительных образцов, взятых из керна скважин и обнажений интрузий Хибин, Ловозера, Ковдора, Африканды, Турьего мыса, Лесной и Озерной Вараки, Себлявра, Салмагоры, Салланлатвы, Вуориярви и Ивановки были выделены для настоящего исследования из коллекции, насчитывающей более 500 образцов. Минеральный состав изученных образцов приведен в таблице 1.

Анализ петрогенных элементов в валовых образцах пород выполнен в Геологическом институте КНЦ РАН по стандартной методике плавления в смеси $2\text{Na}_2\text{CO}_3+1\text{Na}$ (ICP-MS). После растворения 0.1 г навески образца в $\text{HNO}_3 + \text{HF}$ в тefлоновом контейнере при $T=180^\circ\text{C}$ и ~ 200 p.s.i. в

тетраборатом и растворении в HCl . Si, Al, Mg, Ca, Fe, Ti, Ni, Co, Cr, V определены методом атомной абсорбции на спектрометре Perkin-Elmer 403 с точностью (коэффициент вариации, CV) не хуже 3% (аналитик Г.Гулота). Na, K, Li, Rb, и Cs определялись методом пламенной фотометрии (CV $\sim 5\%$), P и S – фотокалориметрическим и полярографическим методами, из тех же растворов с точностью P $\sim 5\%$, S $\sim 10\%$, F и Cl – методом ионно-селективных электродов (CV $\sim 15\%$). $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$ определено методом титрования (CV $\sim 10\%$). Содержания H_2O и CO_2 оценены гравиметрическим методом (CV $\sim 10\%$).

Анализ микроэлементов выполнен в лаборатории университета Гранада методом индуктивно-связанной плазмы с масс-спектрометрическим окончанием течение 30 мин, раствор полностью выпаривался и затем растворялся в 100 мл 4% HNO_3 . Инструментальные определения для каждого образца проводились на приборе PE SCIEX ELAN-5000 с использованием рениевого внутреннего стандарта трижды. Точность определения была не хуже $\pm 2\%$ и $\pm 5\%$ относит. для концентраций 50 и 5 г/т соответственно.

Главные элементы в минералах выполнены в Геологическом институте КНЦ РАН микрозондовым методом на приборе Cameca MS-46 с использованием природных и синтетических стандартов. Ток ускорения составлял 20 kV для всех элементов кроме Sr и Zr (30 kV), напряжение на образце составляло 20-40 nA, диаметр луча зонда – 1.5 – 3 μm .

Контроль образцов минеральных фаз для определения микроэлементов производился микроскопически с целью отбора материала без инородных включений. Для ряда образцов использован контроль с помощью сканирующего электронного микроскопа. Выделение минералов проведено с использованием магнитного сепаратора и тяжелых жидкостей. На заключительной стадии проводилась многократная ручная дочистка 8-10 мг навески до чистоты 99.9 об.%. Концентрации микроэлементов в навесках определены методом ICP-MS по описанной выше процедуре.

**ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД И
РАСПРЕДЕЛЕНИЕ REE-СОДЕРЖАЩИХ МИНЕРАЛЬНЫХ ФАЗ**

Ультраосновные породы. Дуниты, оливиновые клинопироксениты и пироксениты ковдорского типа представляют собой адкумулаты и мезокумулаты; кумулузные фазы представлены оливином и клинопироксеном, интеркумулулус сложен рудными фазами, флогопитом, шпинелью, нефелином (Табл. 1). Единственными первичными минералами –

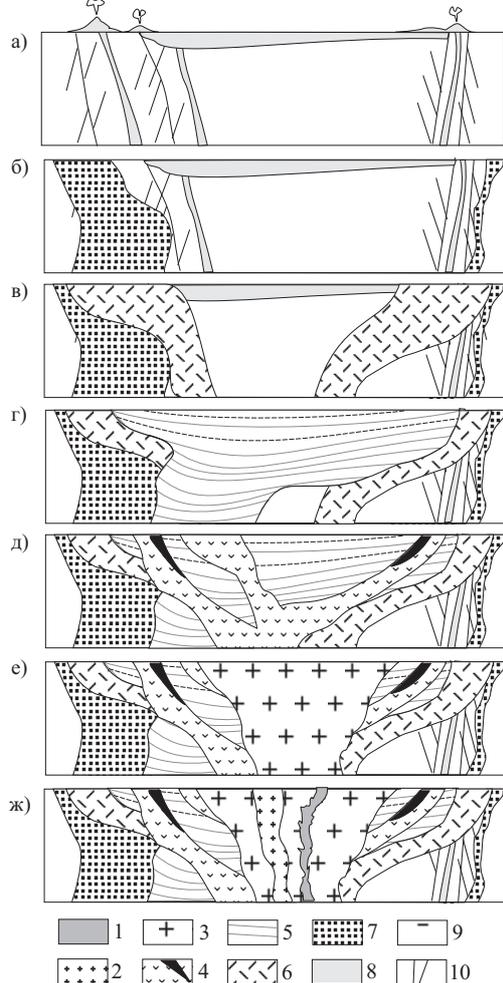


Рис. 3 . Гипотетическая модель формирования Хибинского комплекса [Арзамасцев и др., 1998].
Условные обозначения: 1 - карбонатиты, 2 - пуласкиты, 3 - нефелиновые сиениты центральной части массива (фойяиты), 4 - кальсилит-нефелиновые сиениты, ювиты, апатитовые породы, 5 - ийолиты, мельтейгиты, 6 - нефелиновые сиениты периферической части массива, 7 - оливиновые пироксениты, меллитолиты, 8 - щелочные вулканиты, 9 - докембрийский фундамент, 10 - разломы. (а) - (ж) - фазы формирования массива.

концентраторами редкоземельных элементов являются перовскит и апатит. В дунитах перовскит присутствует спорадически как интеркумулусная фаза в виде мелких округлых зерен (Рис. 4а). В пироксенитах перовскит является ранней кумулулусной фазой и

Таблица 1.

Минеральный состав щелочно-ультраосновных пород (об.%).

			OI	Cpx	Mel	Ne	Mic	Prv	Ap	Ttn	Mag	Others
4/400	KVD	Дунит	92					<1			8	Spl 1
227/43	KVD	Турьяит		5	57	5	20	1	<1		12	
252/100	KVD	Турьяит		3	56	3	33	<1	<1		3	
7/394	KVD	Фоиолиит		65		20	8		<1		7	
7/348	KVD	Фоиолиит		65		10	10	<1	2	3	4	Amph 5
5/740	KVD	Фоиолиит		77		5	7		3	3	5	
5/610	KVD	Фоиолиит		37		55	3		2		3	
7/30	KVD	Фоиолиит		58		35			2	1		Cal 5
7/92.8	KVD	Фоиолиит		69		20	1	<1	5	3	1	
27/65	KVD	Фоиолиит	5	70		10	5	<1	4		5	
МК-10	KVD	Сиенит нефелиновый		20		35	10		1	3	1	Fsp 30
AFR-1	AFR	Перидотит	46	40				2	<1		11	
AFR-5	AFR	Пироксенит		70				8	17	1	5	
AFR-6	AFR	Пироксенит		70		14		5	3			Grt 8
25-AFR	AFR	Пироксенит		90				2	5	1	1	Cal 1
Z-6	LSV	Дунит	95					<1			5	
SL-23	SLM	Дунит	87	1			1	<1			10	Spl 1
SL-24	SLM	Пироксенит		75	5	5	3	5	1		6	
93/192	VUO	Пироксенит		70			2	10	<1		18	
282/224	VUO	Пироксенит		84				12	1		10	
282/251	VUO	Пироксенит		66		5		10	1		18	
257/208	VUO	Мельтейгит		65		30			2	1	1	
25/15	SLN	Ийолит		50		44	1		2		2	Cal 1
31/200	SLN	Ийолит		45		40	2		1	2	5	Cal 5
26/151	SLN	Ийолит		37		52	1		3	2	4	Cal 1
8-OV	OZV	Мельтейгит		71		5	5	<1	8	5	5	
1010/1052	КНН	Перидотит	60	20			10	<1	1		6	
A-1044	КНН	Перидотит	40	24		5	29		1		1	
A-1036	КНН	Пироксенит		57		3	15		<1	1	5	Amph 18
A-1087	КНН	Пироксенит		67		5	15		6	2	5	
A-1038	КНН	Пироксенит	3	39		2	30		1	1	10	Amph 14
1010/1059	КНН	Турьяит		5	50		20	<1	2		25	Grt 1
1010/1165	КНН	Турьяит		5	45		20	<1	<1		15	Mtc 10, Spl 3
455/345	КНН	Мельтейгит		65		23			2	3	7	
466/552	КНН	Мельтейгит		60		18	10		2	5	5	Fsp <1
1119/279	КНН	Мельтейгит		66		11			5	7	8	Fsp 3
1010/1186	КНН	Ийолит		24		20	30	1	3	3	19	Fsp 3
1072/530	КНН	Ийолит		50		36			1	9	2	Fsp 2
455/402	КНН	Ийолит		45		45	3		1	3	1	Fsp 2
1636/721	КНН	Ийолит		21		55	2		3	3	2	Fsp 14
1152/83	КНН	Ийолит		33		47	1		1	5	3	Fsp 10

Примечание. Минеральный состав определен методом подсчета в шлифах по 1000 точкам. Здесь и далее в таблицах: KVD - Ковдор, LSV – Лесная Варака, SLM - Салмагора, AFR - Африканда, VUO - Вуориярви, OZV – Озерная Варака, SLN - Салланлатва, КНН - Хибины.

Ol - оливин, Срх - клинопироксен, Mel - мелилит, Mic - слюда, Ne - нефелин, Prv - перовскит, Ap - апатит, Mag - магнетит, Mtc - монтichelлит, Spl - шпинель, Ttn - титанит, Grt - Ca-Ti гранат, Cal - кальцит, Fsp - K-Na полевой шпат, Amph - амфибол.

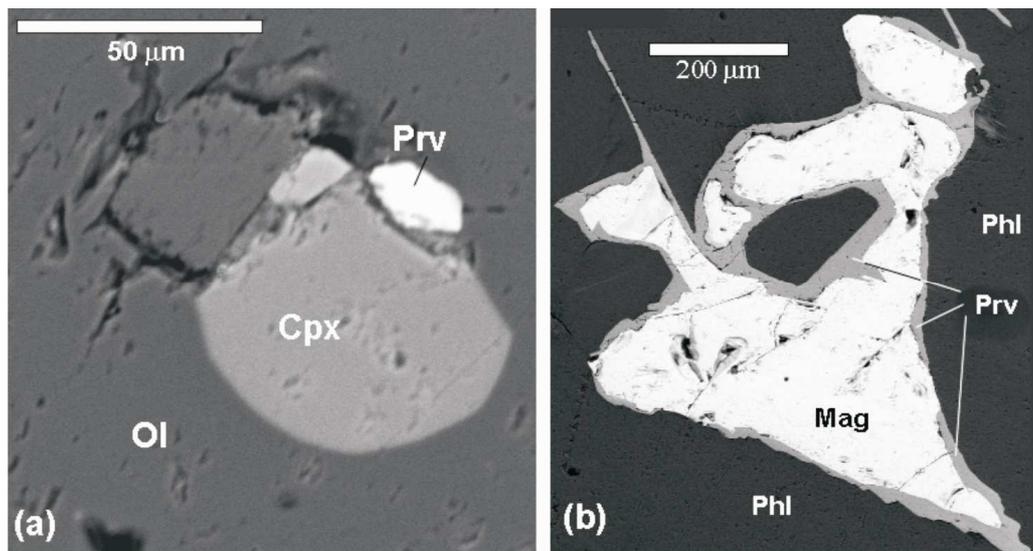


Рис. 4. Выделения перовскита в породах щелочно-ультраосновной серии (растровые микрофото в отраженных электронах): а - первичный перовскит (Prv) в оливине (Ol), дунит, Ковдор, обр.4/400; б - обрастание вторичным перовскитом зерен магнетита (Mag), мелилитолит с флогопитом (Phl), Ковдор, обр.252/100.

его содержания достигают 40 об.% в породах Вуориярви, 19-31 об.% в Африканде и 11-16 об.% в Салмагорском массиве [Кухаренко и др., 1965; Korobeinikov et al., 1998]. Апатит в ультраосновных породах имеет меньшее распространение: в дунитах его содержание составляет не более 0.2 об.%, пироксениты обычно содержат до 3 об.% апатита. Исключение составляют пироксениты Вуориярви и Африканды, в которых содержание апатита достигает 8 об.% [Кухаренко и др., 1965]. Помимо перовскита и апатита, в пироксенитах спорадически встречается титанит, который образует вторичные выделения частично замещающие перовскит и магнетит.

Ультраосновные породы в Хибинском и Ловозерском массивах представлены перидотитами и, в основном, пироксенитами, сходными по структуре и составу с ультрабазитами ковдорской серии. Пироксен, обнаруживающий характерные черты кумулюсной фазы, может быть частично замещен рихтеритом и/или флогопитом. REE-содержащий аксессуарии представлены апатитом и титанитом (соответственно до 6 и 2 об.%, Табл.1). Важным отличием является то, что перовскит во всех ультраосновных породах Хибин является редким аксессуарием.

Мелилитовые породы представленные в основном ункомпагритами и турьяитами, образуют в Ковдорском и других щелочно-ультраосновных массивах самостоятельные интрузивные фазы. В Хибинах и Ловозере мелилитовые породы обнаружены в виде ксенолитов. Мелилит совместно с флогопитом образует крупные ойкокрисы, включающие клинопироксен и нефелин. REE-содержащие фазы, представленные перовскитом, апатитом и, реже, титанитом, имеют ограниченное распространение. Интерстициальные выделения магнетита нередко окружены каймами вторичного перовскита (Рис. 4b), что указывает на распад твердого раствора Ti-содержащей фазы первичного титаномагнетита [Nielsen et al., 1997].

Фоидолиты широко распространены как в составе ковдорской, так и в хибинской щелочно-ультраосновной сериях. Представлены орто- и мезокумулатами, в которых нефелин меняет свой габитус от ксеноморфных до идиоморфных выделений по мере увеличения лейкократовости породы. Клинопироксен образует зональные выделения, однако его состав в породах ковдорской и хибинской серий различен. В фоидолитах Ковдора и других щелочно-ультраосновных массивов пироксен представлен диопсидом, слагающим ядерные части зерен, края зерен сложены эгирин-авгитом. В отличие от ковдорской серии, пироксены ийолит-мельтейгитов Хибин характеризуются большей щелочностью и представлены выделениями, состоящими из эгирин-авгита, окруженного каймами эгирина. Соответственно, наблюдается различие в составе позднего амфибола, развивающегося по клинопироксену: в фоидолитах ковдорской серии он представлен преимущественно паргаситом, в хибинской серии – рихтеритом либо магнезиокапатофоритом.

Распределение REE-содержащих акцессориев в фоидолитах ковдорской и хибинской серий различно. В мельтейгитах и ийолитах Ковдора, Вуориярви, Турьего Мыса перовскит ранней генерации является характерной акцессорной фазой наряду с апатитом и титанитом. Нередко наблюдается замещение перовскита титанитом. Среднее содержание титанита в ийолитах составляет <1 об.%. Содержание апатита в фоидолитах достигает критического максимума в наиболее меланократовых разновидностях и составляет 1.2 мас.% [Арзамасцев, Арзамасцева, 1996].

В отличие от ковдорской серии, в хибинских фоидолитах, помимо акцессориев позднемагматической стадии, апатит и титанит являются широко распространенными первичными минеральными фазами – концентраторами REE. Как апатит, так и титанит концентрируются преимущественно в меланократовых разновидностях фоидолитов, где их среднее содержание составляет 4 и 5 об.% соответственно. Особенностью хибинских фоидолитов является отсутствие в них первичного перовскита.

Нефелиновые и канкринитовые сиениты в массивах ковдорского типа обнаруживают признаки ранней кристаллизации лейкократовых фаз – нефелина и K-Na полевого шпата. Как и в фоидолитах, пироксен представлен зональными зернами, сложенными диопсидом, окруженным каймами эгирин-авгита. REE-содержащие акцессории представлены титанитом и апатитом.

Как было показано [Арзамасцев и др., 1998], агпайтовые нефелиновые сиениты Хибин и Ловозера генетически не связаны с породами щелочно-ультраосновной серии. На это указывает, в частности, и то, что минеральная ассоциация REE-содержащих фаз в агпайтовых сиенитах принципиально отлична от таковой в щелочных ультраосновных породах. Содержание эвдиалита и лопарита в ловозерских луювритах достигает соответственно 90 об.% и 12 об.%; в хибинских нефелиновых сиенитах эвдиалит и апатит являются наиболее распространенными первично магматическими фазами. Результаты изучения характера распределения, состава и происхождения этих промышленно важных минералов опубликованы [Когарко, 1977, 1999; Кравченко и др., 1992] и находятся за пределами настоящего исследования.

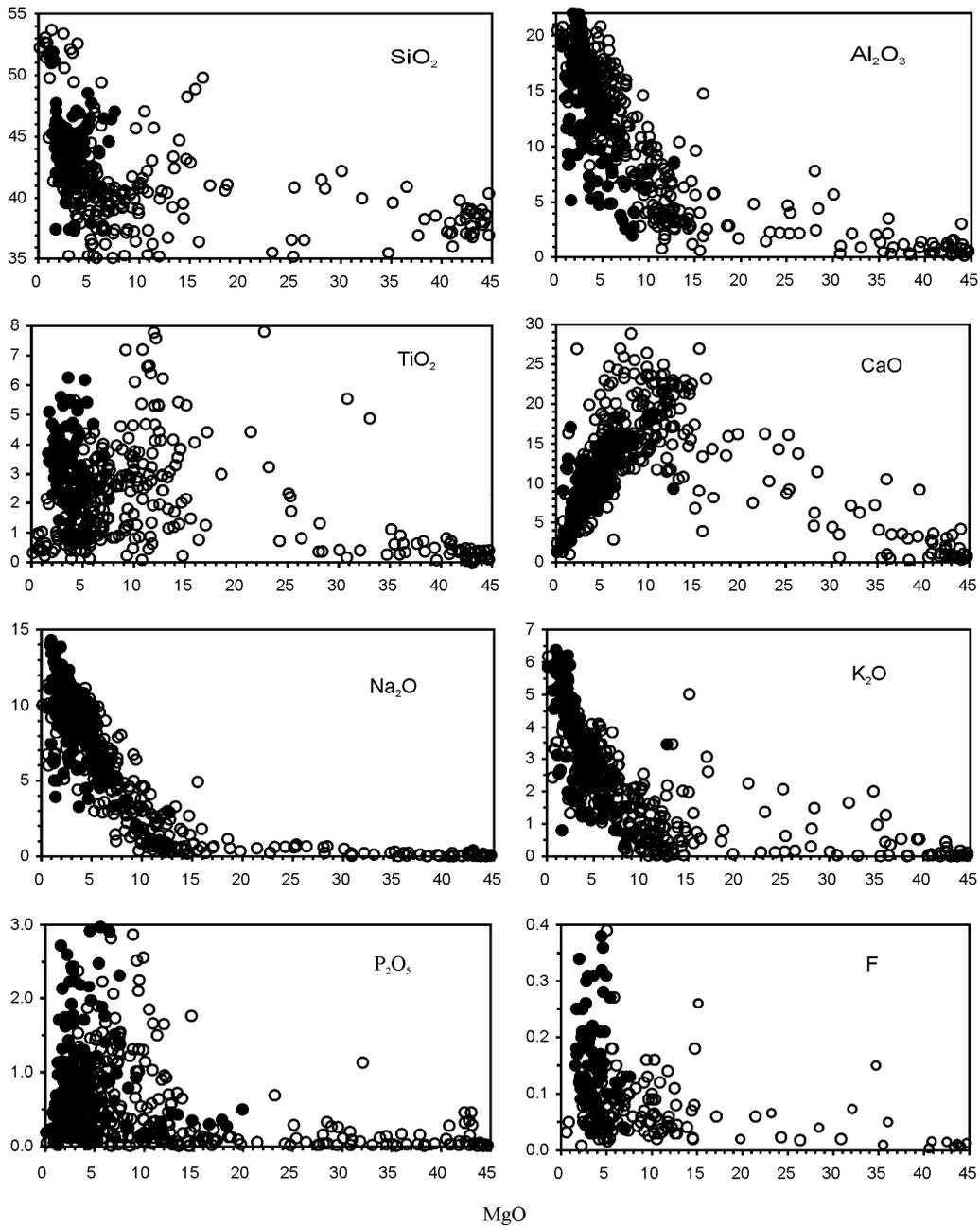


Рис. 5. Вариации состава петрогенных элементов на диаграммах MgO-оксид (мас.%) в щелочно-ультраосновных породах ковдорского (полые кружки) и хибинского (залитые кружки) типов.

Таблица 2.

Химический состав пород (мас. %) щелочно-уль-траосновных с карбонатами массивов Кольской провинции.

Порода	DUN	DUN	DUN	PRD	PRX	PRX	PRX	PRX	PRX	PRX	MELT	MELT	MLG	MLG	
Массив	KVD	LSV	SLM	AFR	AFR	AFR	AFR	VUO	VUO	VUO	KVD	KVD	KVD	KVD	
Образец	4/400	Z-6	SL-23	AFR-1	AFR-5	AFR-6	93192	282224	282251	SL-24	22743	252100	7394	7348	
SiO ₂	37.81	38.74	38.58	13.88	37.68	32.17	43.21	34.24	26.97	39.33	41.25	41.10	44.10	48.24	38.35
TiO ₂	0.24	0.35	0.52	22.30	1.69	7.19	4.14	12.28	8.63	3.86	0.79	0.47	1.26	0.22	1.29
Al ₂ O ₃	1.20	0.38	0.96	0.41	3.36	7.41	3.88	3.63	4.02	7.05	10.90	8.02	10.15	1.24	4.01
Fe ₂ O ₃	1.48	3.74	4.90	18.59	4.48	10.95	7.15	8.85	19.09	6.90	3.74	2.68	4.37	2.46	8.78
FeO	9.01	11.22	6.07	11.10	4.81	9.41	4.36	5.76	12.71	9.12	4.38	3.22	6.19	3.43	12.36
MnO	0.20	0.23	0.24	0.23	0.13	0.22	0.14	0.18	0.34	0.21	0.10	0.09	0.15	0.17	0.21
MgO	44.05	43.30	39.67	15.72	8.81	9.18	12.60	11.07	9.69	8.41	10.10	9.90	10.27	14.76	14.41
CaO	4.17	0.69	3.38	14.18	28.87	15.95	22.48	21.56	15.70	20.98	19.60	26.40	14.47	22.50	14.68
Na ₂ O	0.10	0.03	0.08	0.09	0.82	1.55	0.50	0.43	0.37	1.68	4.65	3.78	4.56	1.43	0.46
K ₂ O	0.05	0.03	0.51	0.06	0.06	1.29	0.21	0.52	0.52	0.37	2.10	1.35	2.54	0.77	2.02
P ₂ O ₅	0.03	0.04	0.04	0.01	8.05	1.01	0.19	0.19	0.16	0.38	0.05	0.07	0.12	1.76	0.08
CO ₂	0.24	0.16	0.10	0.79	0.20	0.27	0.36	0.26	0.28	0.30	0.28	0.40	0.21	1.73	0.68
Sum	0.08	0.02	0.05	n.a.	0.21	0.25	n.a.	n.a.	0.02	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0.01
F	0.01	0.01	0.01	n.a.	0.40	0.07	0.03	0.04	0.03	0.02	0.06	0.05	0.07	0.18	0.07
H ₂ O	0.72	0.50	3.96	1.82	0.47	3.07	0.44	0.56	0.55	1.33	1.42	1.86	0.88	0.89	2.18
Total	99.39	99.44	99.07	99.18	100.04	99.99	99.69	99.57	99.08	99.94	99.42	99.39	99.34	99.78	99.59
mg#	0.90	0.87	0.92	0.37	0.77	0.64	0.84	0.59	0.36	0.62	0.80	0.85	0.75	0.88	0.68

Примечание. Здесь и далее в таблицах: n.a. – не анализировалось, n.d. – не обнаружен, mg# = Mg/(Mg+Fe²⁺).

Обозначения пород: DUN – дунит, PRD – перидотит, PRX – пироксенит, MEL – меллитолит, MELT – турьяит, MLG – мельтейгит, IL – ийолит, NFS – нефелиновый сиенит.

Таблица 2. (продолжение)

Порода	MLG	IJL	IJL	IJL	IJL	IJL	IJL	IJL	IJL	NFS	NFS	AVER*
Мас-сив	OZV	SLN	SLN	SLN	SLN	KVD	KVD	KVD	OZV	KVD		
Образец	8-OV	31/200	25/110	25/15	26/151	5/610	7/30	27/65	Z-12	МК-10		
SiO ₂	45.40	41.49	35.93	41.93	41.25	44.56	44.44	42.92	55.79	51.83	37.20	
TiO ₂	0.85	1.29	0.43	0.73	0.78	0.13	0.34	1.92	0.44	0.82	2.68	
Al ₂ O ₃	3.87	14.31	19.03	15.94	16.20	19.56	12.50	7.20	19.07	16.52	7.20	
Fe ₂ O ₃	3.55	5.96	1.42	4.48	6.57	1.17	0.22	4.56	1.66	2.18	8.96	
FeO	6.76	4.51	2.47	6.71	4.67	2.01	7.43	7.92	1.72	4.70	6.18	
MnO	0.24	0.16	0.06	0.17	0.13	0.10	0.18	0.14	0.05	0.12	0.25	
MgO	8.97	5.34	4.77	5.35	5.62	5.66	5.26	11.86	0.61	3.38	12.62	
CaO	22.67	12.93	13.44	11.16	11.30	9.52	14.74	17.40	2.39	4.44	17.11	
Na ₂ O	2.52	7.88	11.44	8.53	8.77	9.94	7.29	2.67	11.35	8.58	2.97	
K ₂ O	0.34	2.82	3.04	2.84	2.99	4.04	2.69	0.64	2.43	3.64	1.87	
P ₂ O ₅	3.41	1.89	5.36	0.76	0.67	0.79	1.00	0.20	0.21	0.54	1.20	
CO ₂	0.26	0.43	1.19	n.a.	0.59	0.81	1.10	0.80	1.89	0.44	1.76	
S _{tot.}	0.01	0.10	0.30	0.04	0.05	0.01	n.a.	n.a.	n.a.	0.10	-	
F	0.20	0.06	0.27	0.04	0.03	0.06	0.05	0.06	0.03	0.10	-	
LOI	0.62	0.66	1.34	0.85	0.41	1.15	0.81	1.29	1.65	1.86	-	
Total	99.67	99.83	100.49	99.53	100.03	99.51	98.05	99.58	99.29	99.25	100.00	
mg#	0.70	0.49	0.69	0.59	0.68	0.83	0.56	0.73	0.25	0.56	0.61	

AVER* – средневзвешенный состав щелочно-ультраосновной серии Кольской провинции по [Арзамасцев и др., 2001].

РЕЗУЛЬТАТЫ

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД

Петрогенные элементы

Представительные анализы пород щелочно-ультраосновных серий ковдорского и хибинского типов приведены в таблицах 2 и 3. Тренды изменения состава обеих серий, построенные по всей совокупности накопленных петрохимических данных (Рис. 5), показывают, что в ультрабазитовой части он обусловлен фракционной кристаллизацией оливина и клинопироксена, а фойдолитовый тренд контролируется фракционированием клинопироксена и нефелина. Снижение магнезиальности пород в этом ряду от Mg# = 0.90 в дуни-тах до 0.56 в нефелиновых сиенитах ковдорской серии коррелируется с вариациями содержания Ni, Cr, Co, V и Sc.

Сравнительный анализ состава пород ковдорской и хибинской серий обнаруживает следующие различия в содержаниях петрогенных элементов. Фойдолиты Хибин характеризуются относительно более низкой магнезиальностью, а также более высокими содержаниями SiO₂ и щелочей (Рис. 5). Так, по результатам расчета средневзвешенного состава, содержания этих элементов составляют в хибинских фойдолитах (мас.%) SiO₂ = 43.62, Na₂O=9.40, K₂O=3.59, в фойдолитах интрузий ковдорского типа SiO₂ = 41.64, Na₂O=8.10, K₂O=2.73. Высокие содержания кремнезема и щелочей проявляются в модальном составе хибинских фойдолитов: характерным второстепенным минералом ийолитов является K-Na полевой шпат, содержания которого достигают 10 об.%. Среди прочих особенностей пород ковдорской и хибинской серий следует отметить более высокое содержание в хибинских породах фтора, а также различия в характере распределения TiO₂ и P₂O₅. Так, если в ковдорской серии максимальные содержания TiO₂ отмечены в пироксенитах,

Таблица 4. Содержание микроэлементов (г/т) в породах щелочно-ультраосновных с карбонатитами массивов Кольской провинции.

Порода	DUN		DUN		PRD		PRX		PRX		PRX		MELT		MELT		MLG		MLG	
	KVD	LSV	SLM	AFR	AFR-1	AFR	AFR-5	AFR-6	VUD	VUD	VUD	VUD	VUD	KVD						
Массив	4400	Z-6	SL-23	AFR-1	AFR-5	AFR-6	AFR-8	93/102	282/224	282/251	SL-24	227/43	262/100	7694	7694	7694	7694	7694	7694	5740
Образец	n.d.	2.58	3.32	2.11	n.d.	4.80	n.d.	n.d.	0.81	1.96	6.22	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Li	4.53	0.94	18.7	1.54	5.05	2.50	2.50	10.4	18.9	11.7	11.7	47.3	35.8	80.6	23.4	23.4	63.0	63.0	63.0	0.75
Rb	n.d.	0.08	0.29	0.05	n.d.	0.11	n.d.	n.d.	0.24	0.19	0.14	0.36	0.20	0.61	0.12	0.12	0.75	0.75	0.75	0.75
Cs	0.18	0.26	0.86	0.47	2.37	2.37	2.37	1.73	1.29	1.12	7.03	8.42	9.19	1.81	2.62	2.62	1.90	1.90	1.90	0.75
Be	74.5	7.67	160	7.66	162.5	131.3	399	399	677	399	1103	1998	3050	368	563	563	298	298	298	0.40
Sr	21.1	12.3	152	30.7	20.6	26.7	20.6	161	297	222	801	1011	951	401	103	103	937	937	937	0.40
Ba	7.82	7.09	8.80	31.3	14.9	14.4	79.0	89.5	89.5	43.0	46.2	2.34	2.34	28.5	97.5	97.5	13.5	13.5	13.5	0.40
Sc	20.8	20.8	58.3	190	177	210	142	202	202	375	365	41.6	41.6	171	191	191	190	190	190	0.40
Y	1.49	0.69	2.38	49.3	66.9	25.9	27.9	78.5	78.5	36.3	29.4	3.18	3.76	6.20	10.3	10.3	35.1	35.1	35.1	0.40
Nb	8.64	3.00	10.3	141.2	31.6	379	208	208	818	561	238.3	12.7	10.8	18.8	18.5	18.5	32.4	32.4	32.4	0.40
Ta	0.41	0.38	0.44	132	1.89	41.7	20.4	20.4	42.2	48.5	13.7	0.86	0.73	0.46	0.93	0.93	2.80	2.80	2.80	0.40
Zr	21.0	6.31	80.9	111	419	472	466	466	460	482	425	98.5	25.8	113	190	190	210	210	210	0.40
Hf	0.55	n.d.	1.93	47.5	12.9	57.2	18.0	15.9	17.3	11.9	11.9	2.88	0.68	2.99	4.78	4.78	2.59	2.59	2.59	0.40
Ti	2.18	0.78	n.d.	7.38	4.96	5.21	6.37	7.79	7.79	11.0	7.37	2.71	1.83	3.43	3.93	3.93	4.99	4.99	4.99	0.40
Sn	0.98	0.71	0.48	5.43	13.0	5.93	1.65	3.16	1.48	1.48	4.15	2.50	3.53	5.05	2.14	2.14	1.73	1.73	1.73	0.40
Pb	0.29	n.d.	0.43	16.2	1.53	6.19	3.28	3.28	14.5	6.54	5.38	0.22	0.24	0.46	0.50	0.50	0.83	0.83	0.83	0.40
U	0.96	0.29	0.48	201	7.36	72.7	15.9	15.9	87.3	43.0	12.2	0.81	0.88	1.07	3.80	3.80	2.30	2.30	2.30	0.40
Th	5.16	0.95	5.39	172.4	35.4	475	224	224	1046	513	172	28.5	42.6	21.2	42.5	42.5	8.25	8.25	8.25	0.40
La	11.1	1.66	10.1	482.7	55.1	103.7	50.2	280.0	280.0	134.3	368	52.9	76.2	50.0	99.6	99.6	18.5	18.5	18.5	0.40
Ce	1.24	0.17	1.13	369	53.0	111	67.5	266	266	144	43.2	6.71	8.08	6.09	12.2	12.2	2.32	2.32	2.32	0.40
Pr	3.37	0.55	4.08	113.1	189	386	222	888	888	516	142	19.9	27.4	22.1	47.7	47.7	8.14	8.14	8.14	0.40
Nd	0.60	0.11	0.70	124	31.1	44.2	35.5	125	125	70.0	20.2	2.69	3.74	3.57	7.30	7.30	1.58	1.58	1.58	0.40
Sm	0.23	0.02	0.21	28.4	9.23	10.1	9.26	33.1	33.1	17.7	5.36	0.52	0.84	0.96	1.99	1.99	0.36	0.36	0.36	0.40
Eu	0.32	0.08	0.65	78.9	24.8	23.2	24.1	86.9	86.9	47.3	13.8	1.62	2.06	2.28	5.15	5.15	1.02	1.02	1.02	0.40
Gd	0.05	0.02	0.09	8.57	3.18	2.31	2.70	10.1	10.1	5.55	1.74	0.16	0.22	0.28	0.59	0.59	0.14	0.14	0.14	0.40
Tb	0.32	0.09	0.47	24.3	16.0	8.19	10.9	32.1	32.1	17.6	7.64	0.71	0.90	1.42	2.59	2.59	0.77	0.77	0.77	0.40
Dy	0.06	0.02	0.10	2.96	2.74	1.10	1.52	4.52	4.52	2.26	1.23	0.13	0.14	0.26	0.41	0.41	0.14	0.14	0.14	0.40
Ho	0.19	0.05	0.26	4.72	5.82	2.14	2.65	7.55	7.55	3.76	2.70	0.28	0.32	0.63	0.90	0.90	0.40	0.40	0.40	0.40
Er	0.03	0.01	0.04	0.43	0.67	0.25	0.31	0.75	0.75	0.36	0.36	0.04	0.04	0.10	0.13	0.13	0.07	0.07	0.07	0.40
Tm	0.21	0.06	0.24	2.23	3.60	1.48	1.67	3.66	3.66	1.80	2.03	0.25	0.23	0.67	0.93	0.93	0.42	0.42	0.42	0.40
Yb	0.03	0.01	0.04	0.23	0.48	0.21	0.23	0.41	0.41	0.21	0.21	0.04	0.03	0.12	0.14	0.14	0.08	0.08	0.08	0.40
Lu	17.4	11.7	15.7	521	71.1	226	94.2	193	193	192	59.6	81.9	128	22.3	32.0	32.0	13.9	13.9	13.9	0.40

Таблица 4. (продолжение)

Порода Массив	MLG OZY	I/L SLN	I/L SLN	I/L SLN	I/L SLN	I/L SLN	I/L KVD	I/L KVD	I/L KVD	I/L KVD	SFN OZY	SFN KVD	SFN KVD	AVER*
Образец	8-OV	31/200	25/110	25/115	26/151	5/610	7/30	27/65	Z-12	MK-10				
Li	4.20	3.71	2.92	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	4.36	43.4				13.5
Rb	7.91	46.7	42.7	50.1	52.9	54.6	63.7	15.5	20.0	131				49.3
Cs	0.12	0.30	n.d.	n.d.	n.d.	0.04	0.01	n.d.	2.91	0.94				0.84
Be	2.56	2.90	2.40	1.78	1.72	6.52	10.0	1.29	4.53	4.27				-
Sr	1106	561	879	359	388	281	730	429	967	1039				2094
Ba	31.6	88.6	87.9	76.2	67.1	129	163	210	956	1101				1116
Sc	11.9	4.75	2.89	8.01	13.5	22.3	11.6	49.7	1.11	10.7				24.8
V	200	175	46.7	101	94.9	85.4	175	294	66.6	124				104
Cr	59.1	46.0	15.3	13.3	19.6	5.16	76.0	409	12.4	55.4				293
Co	32.5	31.6	11.8	31.6	33.1	7.55	23.0	53.7	3.38	18.9				42.5
Ni	24.4	16.7	7.73	19.4	18.2	7.55	30.8	130	1.99	31.9				243
Cu	12.0	135	65.0	62.6	118	9.05	23.4	205	4.60	58.4				-
Zn	75.1	70.7	10.4	59.4	58.5	22.7	96.0	61.9	18.0	102				-
Ga	10.6	21.7	18.0	18.3	19.5	20.1	30.7	13.1	17.4	20.8				-
Y	20.5	19.3	26.7	6.25	6.33	4.66	7.21	10.6	1.96	12.5				33.6
Nb	29.0	48.0	18.6	16.3	16.3	20.4	65.3	16.1	135	52.8				95.8
Ta	2.05	5.53	1.52	0.54	0.81	2.16	3.99	0.73	10.2	2.87				5.50
Zr	164	182	74.4	58.2	55.4	264	283	82.8	146	155				347
Hf	3.55	4.36	2.07	1.71	1.80	5.41	4.79	3.24	2.53	3.73				7.65
Sn	2.42	3.70	3.91	2.43	2.69	3.12	3.19	3.54	4.87	3.30				-
Pb	1.59	1.97	10.6	2.69	3.39	1.27	2.53	4.13	1.53	13.3				-
U	0.83	0.40	1.03	0.49	0.44	0.50	1.54	0.38	0.72	1.68				2.15
Th	12.2	4.36	10.3	1.86	2.33	7.02	17.2	1.31	0.75	8.56				8.51
La	189	38.6	113	21.6	22.6	32.0	55.4	18.5	12.8	52.1				131
Ce	315	83.1	216	40.0	44.1	70.2	118	36.2	30.0	88.7				249
Pr	34.1	9.86	23.7	4.42	4.99	7.93	13.1	4.19	3.66	8.40				27.4
Nd	116	38.2	86.3	15.5	18.3	28.7	46.0	16.1	12.8	27.3				96.9
Sm	15.1	6.65	12.7	2.55	3.12	4.22	5.94	2.92	1.77	3.99				14.4
Eu	3.60	2.01	3.63	0.80	0.91	1.12	1.45	0.97	0.49	0.78				3.60
Gd	11.1	6.02	10.9	2.06	2.33	2.69	3.47	2.52	1.34	2.84				10.2
Tb	1.28	0.87	1.39	0.25	0.28	0.30	0.37	0.37	0.17	0.39				1.26
Dy	5.26	4.84	6.01	1.31	1.38	1.32	1.48	2.07	0.68	2.16				6.02
Ho	0.82	0.84	1.11	0.25	0.25	0.20	0.27	0.40	0.10	0.44				1.05
Er	1.87	2.03	2.50	0.58	0.57	0.42	0.71	0.99	0.20	1.26				2.42
Tm	0.25	0.30	0.32	0.09	0.08	0.06	0.10	0.15	0.03	0.19				0.32
Yb	1.50	1.77	1.71	0.60	0.54	0.50	0.72	0.93	0.17	1.22				1.83
Lu	0.25	0.30	0.23	0.11	0.10	0.08	0.12	0.14	0.03	0.18				0.26
(La/Yb) _N	76.2	14.7	44.6	25.4	29.5	45.0	54.3	14.0	51.2	30.0				48.4

Таблица 5.

Содержание микроэлементов (г/г) в породах щелочно-ультраосновной серии Хибинского массива.

Порода	PRD	PRD	PRX	PRX	PRX	MEL	MEL	MLG	MLG	MLG	MLG	MLG	MLG	MLG	MLG	IJL	IJL	IJL	IJL
Образец	A-1044	1010/1052	A-1036	A-1087	A-1038	1010/1059	1010/1165	1119/279	455/345	466/552	1010/1186	1072/530	455/402	1636/721	1152/83				
Li	36.6	8.0	46.1	2.6	84.3	6.00	7.50	32.4	12.2	28.4	22.3	28.5	7.90	14.5	44.2				
Rb	115.4	138.4	112.7	23.9	207.8	58.5	1.10	51.8	15.9	37.7	86.0	23.4	34.4	71.3	97.6				
Cs	1.30	2.60	1.52	0.32	2.20	0.79	0.03	0.55	0.32	0.22	0.60	3.62	0.19	0.78	0.95				
Be	0.99	2.54	7.39	4.68	5.46	5.61	3.17	7.36	3.02	3.34	4.25	6.53	5.73	5.70	15.3				
Sr	893	1126	995	748	1485	5933	539	6168	2544	3237	2194	31.3	135.2	4974	3280				
Ba	568	1364	432	187	521	1063	49.4	1166	168	1114	852	357	335	49.2	2809				
Sc	21.4	23.9	28.2	19.0	21.1	42.0	24.0	23.3	26.5	22.3	20.0	2.50	19.5	2.67	5.50				
V	213	506	251	242	265	298	83.1	547	673	739	428	1.80	276	322	208				
Cr	1131	1277	800	22.7	724	158	1061	92.7	112	39.1	135	72.8	51.4	38.9	83.4				
Co	80.7	98.0	66.1	27.7	62.5	83.8	102	49.8	65.1	75.6	45.9	2.6	16.0	10.9	14.8				
Ni	915	1018	428	37.8	568	278	994	77.2	104	61.9	134	37.4	29.1	5.61	64.3				
Cu	65.2	963	39.4	237	26.1	194	34	285	534	628	455	10.3	18.0	21.0	83.2				
Zn	157	190	305	131	226	277	159	247	429	143	325	80.8	105	102	200				
Ga	12.2	12.4	28.2	21.1	24.2	33.4	9.2	20.0	14.3	12.8	24.6	32.3	32.9	37.0	38.2				
Y	19.7	27.7	30.4	45.9	33.6	30.5	18.3	76.8	63.0	36.0	86.6	41.8	24.1	21.4	56.7				
Nb	39.0	73.4	104	154	94.8	312	157	304	261	169	371	215	110	101	387				
Ta	255	5.41	7.64	6.83	5.75	23.3	15.1	17.8	31.2	16.4	28.0	15.8	7.98	5.59	11.2				
Zr	220	345	481	429	453	480	173	1168	812	814	744	929	565	564	2131				
Hf	5.94	8.74	10.3	12.2	11.1	12.5	4.59	23.4	19.8	24.8	18.0	29.3	12.9	11.5	32.3				
Sn	0.34	1.96	2.73	3.10	2.01	5.92	1.40	7.53	5.00	4.19	5.40	8.12	2.17	11.5	6.31				
Pb	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	6.42	n.a.	0.78	n.a.	8.21	n.a.	5.79	11.9				
U	0.41	1.56	1.76	3.05	1.86	4.45	2.97	4.44	0.85	0.20	1.57	3.68	1.08	1.45	8.51				
Th	2.67	5.04	9.09	6.10	7.22	27.9	19.2	16.9	3.99	0.85	23.4	23.2	3.19	5.30	19.6				
La	62.0	85.6	102	143	102	251	128	330	222	108	380	119	69.4	204	116				
Ce	138	176	223	255	216	465	270	652	441	250	747	238	150	332	200				
Pr	16.5	20.3	26.4	28.1	24.8	49.2	28.9	66.8	50.8	30.7	88.9	27.3	16.6	30.3	19.7				
Nd	68.4	79.9	105	112	99.0	173	103	235	190	116	323	97.6	62.2	96.1	67.3				
Sm	11.6	13.7	18.0	22.0	16.7	23.3	13.3	35.0	30.4	19.9	49.5	16.8	10.4	12.0	11.1				
Eu	3.29	3.92	5.08	7.11	4.70	6.18	3.47	10.2	8.97	5.77	14.3	1.68	3.04	3.24	3.40				
Gd	8.47	10.8	13.2	20.6	12.0	13.8	7.50	29.4	22.8	13.8	33.1	11.2	7.63	9.36	10.5				
Tb	1.03	1.39	1.65	2.82	1.64	1.66	0.90	3.98	3.08	1.93	4.37	1.73	1.05	1.20	1.68				
Dy	4.99	6.42	7.57	12.23	7.71	7.85	4.20	17.9	14.6	9.08	21.0	9.44	5.26	4.88	9.23				
Ho	0.81	1.04	1.22	1.88	1.34	1.18	0.69	3.09	2.46	1.61	3.42	1.97	0.93	0.86	2.01				
Er	1.85	2.45	2.63	4.03	3.04	2.67	1.64	6.94	5.61	3.62	7.83	5.31	2.37	1.97	5.63				
Tm	0.21	0.28	0.31	0.44	0.37	0.29	0.20	0.93	0.66	0.49	0.86	0.81	0.32	0.29	0.86				
Yb	1.21	1.54	1.82	2.40	2.19	1.66	1.20	5.17	4.06	3.23	4.80	4.71	2.20	1.95	5.05				
Lu	0.17	0.21	0.27	0.32	0.30	0.22	0.18	0.74	0.59	0.55	0.60	0.70	0.34	0.34	0.71				
(La/Yb) _N	36.0		39.1	42.0	32.8	106.8	75.2	48.1	38.5	23.6	55.7	17.8	22.2	70.4	15.4				

Таблица 3.

Химический состав пород (мас. %) щелочно-ультраосновной серии Хибин.

Порода	PRD	PRD	PRX	PRX	MEL	MEL	MLG	MLG	MLG	MLG	ULJ	ULJ	ULJ	ULJ	
Образец	A-1044	1010/ 1052	A-1036	A-1087	A-1038	1010/ 1059	1010/ 1165	1119/ 279	455/ 345	1010/ 1186	1072/ 530	455/ 402	1636/ 721	1152/ 83	
SiO ₂	43.62	38.26	41.60	37.53	41.37	28.01	29.98	41.24	37.56	44.00	39.52	43.48	44.81	43.67	46.07
TiO ₂	3.41	3.51	4.91	2.90	4.18	6.01	2.84	6.42	7.73	4.60	7.25	2.67	1.97	1.61	2.28
Al ₂ O ₃	5.21	4.29	5.92	11.09	7.37	6.12	3.58	4.87	3.38	3.64	9.17	18.85	17.44	21.03	17.84
Fe ₂ O ₃	5.41	10.31	4.33	5.90	8.90	15.57	10.51	9.23	11.60	11.72	8.00	4.88	5.31	4.53	5.17
FeO	7.06	5.25	11.25	4.04	5.22	5.83	5.18	8.22	11.81	7.70	7.00	3.17	3.19	3.95	2.90
MnO	0.19	0.28	0.23	0.17	0.23	0.26	0.29	0.48	0.61	0.33	0.28	0.16	0.21	0.22	0.29
MgO	17.85	19.93	11.67	6.49	13.38	9.20	16.58	5.74	7.17	8.32	7.01	3.35	3.94	1.54	1.79
CaO	9.36	12.60	11.20	18.40	9.09	23.43	28.46	13.61	14.68	13.41	11.74	7.70	7.91	4.63	3.94
Na ₂ O	2.26	0.65	3.47	5.69	3.18	1.35	0.67	4.93	3.30	4.02	4.56	10.58	10.74	13.21	11.58
K ₂ O	2.91	2.06	2.11	1.78	3.60	0.86	0.04	1.73	0.81	1.46	2.36	4.45	3.78	3.42	5.20
Li ₂ O _s	0.36	0.42	0.38	2.97	0.36	0.77	0.37	1.88	0.99	0.27	1.25	0.65	0.22	1.00	0.37
SO ₂	0.14	0.38	0.23	0.96	0.32	0.49	0.35	n.a.	0.05	0.05	0.32	0.31	0.07	0.15	0.08
Hal.	0.03	0.16	0.12	0.40	0.04	0.04	0.02	0.30	n.a.	n.a.	0.19	n.a.	n.a.	0.04	n.a.
H ₂ O	0.45	1.06	0.60	0.14	0.91	0.58	0.16	0.43	0.20	0.36	0.32	0.09	0.07	0.21	0.26
H ₂ O	1.01	0.68	1.52	1.27	1.32	1.53	0.46	0.72	0.33	1.08	0.48	0.20	0.48	0.70	1.23
total	99.27	99.84	99.54	99.73	99.47	100.05	99.49	99.80	100.22	100.96	99.45	100.54	100.14	99.91	99.00
10g#	0.82	0.87	0.65	0.74	0.82	0.74	0.85	0.38	0.52	0.66	0.64	0.65	0.69	0.25	0.29

содержащих в среднем 8-15 мас.% MgO, то в хибинских породах максимум концентрации TiO₂ одах установлен в более эволюционированных членах серии - ийолитах и мельтейгитах, содержащих 3-7 мас.% MgO.

Редкоземельные элементы (REE)

Нормализованные к хондриту графики распределения редкоземельных элементов в породах обеих серий из таблиц 4 и 5, представлены на рисунке 6. Помимо данных для конкретных образцов, на всех графиках нанесено распределение REE в средневзвешенном составе ультраосновных щелочных пород Кольской провинции [Арзамасцев и др., 2001].

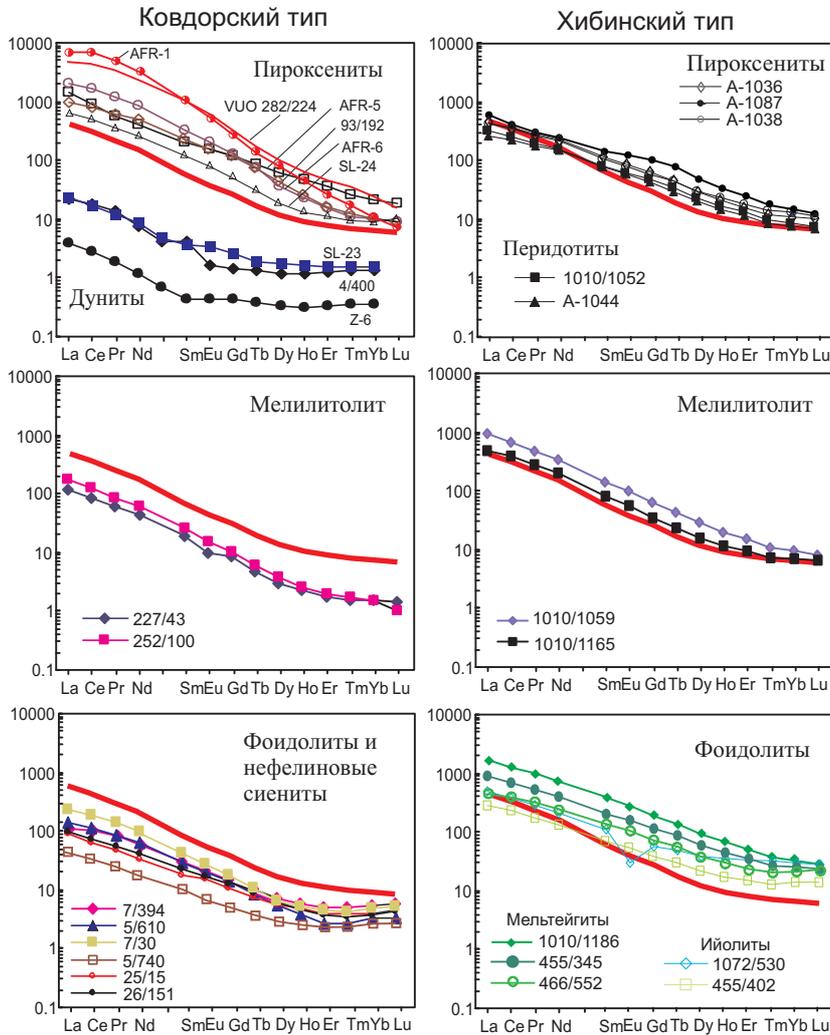


Рис. 6. Хондрит-нормализованные графики распределения редкоземельных элементов в щелочно-ультраосновных породах ковдорского и хибинского типов. Жирной линией на всех графиках показано распределение REE в средневзвешенном составе щелочно-ультраосновной серии. Нормализующие факторы по [Anders and Grevesse, 1989].

Все породы щелочно-ультраосновной серии ковдорского типа характеризуются от-

сутствием европиевой аномалии и обогащены легкими REE по отношению к тяжелым REE (Рис. 6). Наиболее низкие суммарные концентрации REE а также значения коэффициента $(La/Yb)_N = 11.7-17.4$ установлены в оливиновых кумулатах массивов Ковдор, Лесная Варака и Салмагора. В отличие от этого, пироксениты большинства массивов, содержащие перовскит и, в меньшей степени, апатит, резко обогащены REE относительно среднего состава щелочно-ультраосновных пород. Эти породы имеют более крутые графики распределения, характеризующиеся значениями $(La/Yb)_N = 52-226$. В более эволюционированных дериватах, представленных мелилитолитами, фойдолитами и нефелиновыми/канкринитовыми сиенитами установлены концентрации более низкие по сравнению со средним составом щелочно-ультраосновных пород провинции, в 5×10 до 3×10^2 превышающие хондритовые значения. Таким образом, в последовательном ряду дифференциатов ковдорской серии наблюдается последовательное обеднение REE поздних ийолитовых и нефелин-сиенитовых дериватов.

В отличие от ковдорской серии, в щелочно-ультраосновных породах Хибин наблюдается принципиально иной характер распределения REE (Рис. 6). Концентрации REE в не содержащих перовскита перидотитах и пироксенитах в целом близки средним значениям, установленным для щелочно-ультраосновной серии. Вследствие низких значений параметра $(La/Yb)_N$, варьирующего в пределах 31.4-53.4, концентрация легких REE составляет 0.5-0.7 от средних значений для щелочно-ультраосновной серии, а средних и тяжелых REE в 2 раза превышает эти значения. Как и в пироксенитах, содержания REE в мелилитовых породах Хибин находятся в пределах средних значений, установленных для щелочно-ультраосновных пород. С другой стороны, наиболее поздние дифференциаты серии (ийолиты и мельтейгиты) в значительной степени обогащены REE по отношению к среднему составу щелочно-ультраосновных пород провинции. В частности, в мельтейгитах расслоенного комплекса Хибин, содержащих до 8 об.% титанита и 5 об.% апатита, концентрации REE в которых в 2×10^3 превышают хондритовые значения. Таким образом, в породах щелочно-ультраосновной серии Хибин наблюдается последовательное обогащение REE поздних дериватов.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ REE В МИНЕРАЛАХ REE-содержащие фазы

Перовскит. В щелочно-ультраосновных породах провинции известны две генерации перовскита. Принадлежность перовскитов первой генерации к раннемагматической стадии кристаллизации щелочных ультрабазитов доказана присутствием в них расплавных включений, по составу отвечающих захваченным порциям первичного расплава [Kogarko et al., 1991, Veksler et al., 1998b]. Поздний перовскит, присутствующий преимущественно в мелилитолитах и фойдолитах, образует каймы вокруг выделений перовскита I генерации и магнетита. Согласно данным [Mitchell, 1996b; Chakmouradian and Mitchell, 1998], перовскиты ранней генерации приближаются по составу к идеальной формуле $CaTiO_3$, в то время, как поздние выделения перовскита обнаруживают лопаритовый тренд, связанный с обогащением Na, легкими REE, Nb и Th. В выделенных для анализа фракциях наблюдаются значимые различия в составах ранней и поздней генераций минерала. Среди перовскитов I (Табл. 6) наиболее низкие содержания REE, Nb, Ta, Y, U, Th и Sr установлены в пироксенитах Вуориярви. С другой стороны, в перовскитах II генерации, представленных образцами из мелилитолитов Ковдора и ийолитов Озерной Вараки, концентрации перечисленных выше элементов в 2-10 раз превышают таковые в раннемагматических перовскитах. В целом, все перовскиты резко обогащены легкими REE $((La/Yb)_N = 207-518)$ (Рис. 7). В сравнении с перовскитами из других карбонатитовых комплексов мира, исследованные разновидности близки по содержанию REE перовскитам из фойдолитов Олдоиньо

Таблица 6.
Содержание микроэлементов (г/т) в перовските и апатите из пород щелочно-ультраосновной серии Кольской провинции

Минерал Порода Массив	Перовскит I			Перовскит II			Апатит			K/H		
	PRX AFR	PRD AFR	PRX VUO	MELT KVD	OZV OZV	PRX AFR	KVD KVD	OZV OZV	IJL SUN			
Номер	25-AFR	AFR-1	205/297	282/224	282/251	8-OV	25-AFR	AFR-5	8-OV	31/200	25/110	1638/874
Si	894	1796	392	907	545	3545	5846	1274	9358	1997	3202	27612
Ba	4.02	12.5	2.64	2.33	2.58	8.30	17.5	3.36	49.7	13.7	22.7	289
Sc	0.28	9.12	4.48	0.04	4.59	n.d.	n.d.	4.04	n.d.	4.14	4.09	3.97
Y	52.1	91.1	34.7	57.7	37.7	173	137	39.3	64.0	26.5	39.7	20.2
Cr	n.d.	12.6	9.82	11.9	13.2	16.1	6.50	9.20	n.d.	10.3	13.8	9.72
Co	0.66	4.67	0.81	1.15	0.89	n.d.	n.d.	0.70	n.d.	0.77	0.89	0.75
Ni	1.45	8.67	4.15	5.36	3.56	1.36	0.33	4.10	4.94	3.27	5.47	5.63
Cu	80.8	96.4	61.5	72.1	35.1	164	1027	23.7	8.17	6.15	17.4	18.0
Ga	11.2	40.8	14.5	25.6	23.5	78.5	111	3.22	17.2	22.1	3.24	6.66
Y	60.0	111	64.4	142	98.6	350	203	50.0	149	178	54.9	86.1
Nb	991	2915	159	1382	560	4060	8569	3.47	2.39	13.8	4.42	4.62
Ta	52.4	234	25.5	91.0	53.7	190	551	0.06	0.33	3.86	0.12	0.16
Zr	68.6	213	69.7	186	122	573	142	0.92	3.11	8.06	0.78	4.12
Hf	2.25	8.98	2.18	6.40	4.19	16.7	4.54	0.42	0.38	0.70	0.13	0.15
Pb	4.64	12.37	4.51	7.12	4.72	30.1	63.8	1.73	10.4	10.1	2.33	2.83
U	27.5	34.7	10.3	26.3	19.2	41.5	137	0.88	22.0	11.3	0.83	3.26
Th	63.1	456	130	140	129	961	2557	32.5	339	199	9.24	4.32
La	1246	3510	880	1962	1629	6587	10700	320	1417	2625	221	515
Ce	3081	9255	2301	4582	4274	14822	22177	2023	3068	4423	438	984
Pr	216	803	277	486	480	1645	2210	175	350	425	49.9	108
Nd	683	2570	1039	1716	1621	5644	6719	554	1247	1315	184	379
Sm	98.1	277	137	236	211	672	677	84.6	158	151	26.5	51.9
Eu	25.2	66.9	35.0	63.6	54.6	162	159	25.8	38.3	40.2	7.74	14.3
Gd	64.1	178.2	91.7	164	142	328	299	63.9	89.6	95.9	23.7	42.9
Tb	7.36	18.8	9.55	18.0	15.4	35.9	31.1	7.93	9.30	10.8	2.81	4.89
Dy	25.5	53.2	28.8	66.9	46.2	140	111	32.9	39.8	45.4	12.0	19.8
Ho	3.63	6.52	3.92	8.24	6.17	21.1	14.3	5.17	6.18	7.23	2.19	3.38
Er	5.91	10.5	6.11	13.7	10.0	36.2	24.0	9.53	12.0	15.3	4.78	7.12
Tm	0.64	0.99	0.61	1.33	0.90	3.89	2.60	0.97	1.49	1.76	0.60	0.81
Yb	2.80	4.89	2.73	6.38	4.40	19.83	13.92	4.83	7.16	9.80	2.81	3.80
Lu	0.28	0.52	0.31	0.69	0.45	2.49	1.88	0.60	0.78	1.17	0.35	0.46
(La/Уb) _N	300.3	483.3	217.3	207.3	249.6	223.8	517.9	219.3	133.4	180.5	57.0	91.4

Ленгаи [Dawson et al., 1995] и кимберлитов [Mitchell and Reed, 1988], однако последние характеризуются более высокими $(La/Yb)_N$ отношениями.

Апатит. Помимо Са, Р и F, апатит всех изученных пород содержат значительные количества Sr, Y и REE (Табл. 6), причем наиболее высокие концентрации этих элементов наблюдаются в поздней генерации минерала. Апатиты пироксенитов и фойдолитов Ковдора,

Африканды, Салланлатвы и Хибин обнаруживают незначительные вариации как валовых содержаний REE, так и отношения $(La/Yb)_N$ которое варьирует в пределах 57-278. Хондрит-нормализованные графики распределения REE (Рис. 7) апатитов субпараллельны и в целом коррелируются с содержаниями REE во вмещающих их породах. Описанная ранее положительная аномалия Eu [Кравченко и др., 1979] не выявлена ни в одном из образцов. Сравнение с составами апатитов из других щелочно-ультраосновных провинций показывает, что по характеру распределения и содержаниям REE они отвечают апатитам из карбонатитов массивов Ально, Сокли и Фен [Hornig-Kjarsgaard, 1998].

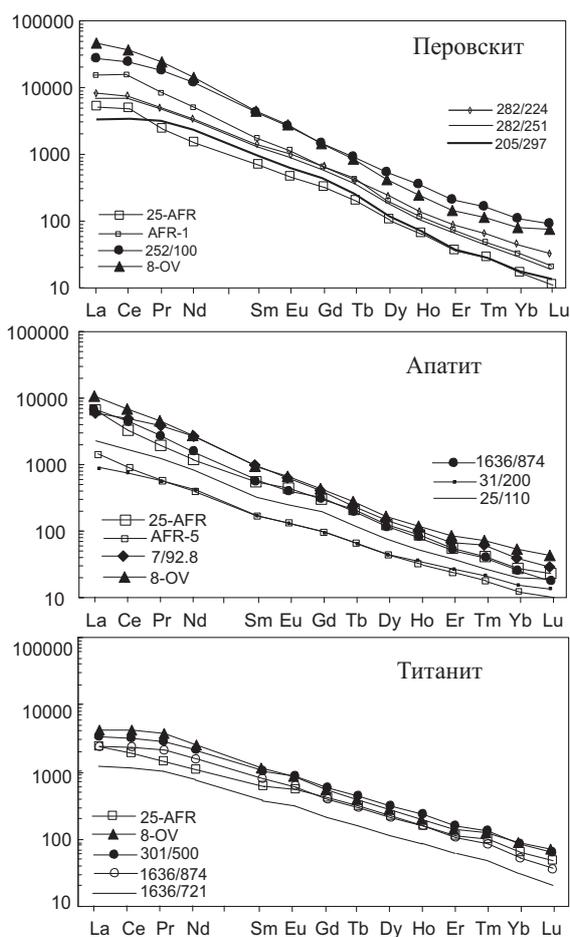


Рис. 7. Хондрит-нормализованные графики распределения редкоземельных элементов в перовските, апатите и сфене щелочно-ультраосновных пород. Нормализующие факторы по [Anders and Grevesse, 1989].

Титанит. Нами проанализированы поздний титанит, замещающий перовскит в пироксенитах Африканды (Обр. 25-AFR), а также титанит из основной массы ийолитов Озерной Вараки и Хибинского массива. Сравнение показывает, что если хибинские разновидности существенно обогащены Sr, то титанит Озерной Вараки и Африканды характеризуется повышенными содержаниями Zr, Hf, U и Th (Табл. 7). Концентрации REE во всех разновидностях варьируют незначительно, хондрит-нормализованные графики (Рис. 7), вследствие относительно низких значений $(La/Yb)_N$ отношения (40-53), пологие и имеют прямолинейную форму.

Породообразующие минералы

Оливин. Для анализа содержаний микроэлементов были отобраны наиболее чистые зерна оливина из дунитов Ковдора и Лесной Вараки, имеющие состав Fo_{82-91} . Тем не менее, это не исключало присутствие микровключений магнетита, равномерно распределенных во всей массе кристаллов оливина. Сканирующая электронная микроскопия показала наличие тончайших каемок перовскита, обрамляющих первичные выделения включенного в оливин хромита. С другой стороны, наблюдающаяся положительная корреляция содержаний в оливине Nb и Ta с REE (Табл. 8) позволяет предполагать наличие микровключений перовскита. С другой стороны, все проанализированные образцы оливина обнаруживают отрицательную аномалию Eu, которая наблюдается и в сосуществующем с оливином магнетите (Рис. 8). Наиболее высокая степень окисленности Eu ($Eu/Eu^* < 0.08$) установлена в дуните Лесной Вараки, которые в значительном количестве содержат магнетит. Исходя из этих данных мы предполагаем, что значительная доля редких земель в оливине сосредоточена не в самом минерале, а в присутствующих в нем микровключениях перовскита и магнетита.

Клинопироксен. В породах ультраосновной щелочной серии в ранних кумулатах клинопироксен представлен диопсидом состава $Di_{80}Hd_{15}Ac_5$, в фойдолитах и нефелиновых сиенитах присутствуют зональные выделения, варьирующие по составу от авгита $Di_{55}Hd_{40}Ac_5$ до эгирин-авгита $Di_{50}Hd_{30}Ac_{20}$ [Кухаренко и др., 1965; Арзамасцев, Арзамасцева, 1993]. Как показали исследования состава зональных зерен пироксена методом лазерной абляции [Арзамасцев и др., в печати], вариации содержаний главных элементов не обнаруживают существенных вариаций распределения микроэлементов, и в частности, REE, по зонам кристаллов.

Это подтверждают и проведенные анализы фракций пироксена из пироксенитов, меллитолитов и ийолитов карбонатитовых массивов провинции, показывающие невысокий диапазон вариаций содержаний REE во всех группах пород (Табл. 8). Более высокие содержания REE наблюдаются в разновидностях из ийолитов Хибин, однако характер распределения REE для всех одинаков. Графики, представленные на рисунке 8, показывают обогащение всех клинопироксенов Yb и Lu относительно Dy, Ho и Er. *Мелилит.* Согласно данным микрозондового анализа, мелилит из пород Ковдорского массива имеет состав (мол.%): Mg-акерманит 49-70, Fe-акерманит 5-11, Na-мелилит 36-40. В сравнении с ранее опубликованными данными по составам мелилита в породах провинции [Bell et al, 1996], проанализированные мелилиты имеют более высокое отношение Mg/Fe, что свойственно безнефелиновым разновидностям щелочных ультрамафитов [Pace, 1986; Mitchell, 1996a]. В целом, для мелилита характерно высокое содержание Sr, что связано с изоморфным замещением $Sr^{2+} \rightarrow Ca^{2+}$. В отличие от мелилита Хибин, образцы ковдорского мелилита не обнаруживают существенного обогащения Sr (Табл. 8). В сравнении с опубликованными немногочисленными определениями REE в мелилитах разных провинций [Opuma et al., 1981; Mitchell, 2001], ковдорские образцы имеют несколько пониженные суммарные

Таблица 7.

Содержание микроэлементов (г/т) в титаните и магнетите из пород щелочно-ультраосновной серии Кольской провинции

Минерал	Титанит					Магнетит		
	Порода	PRX	IJL			DUN		MELT
Массив	AFR	OZV	KHI			KVD	LSV	KVD
Номер	25-AFR	8-OV	301/500	1636/874	1636/721	4/400	Z-6	252/100
Sr	801	987	4266	4386	2220	n.d.	4.08	56.2
Ba	2.89	16.7	9.69	9.13	6.92	2.38	5.11	13.3
Sc	n.d.	n.d.	n.d.	5.00	4.66	22.7	15.05	n.d.
V	465	273	407	317	127	146	302	735
Cr	0.29	0.86	3.27	17.7	13.7	20300	47780	118
Co	n.d.	n.d.	n.d.	1.11	0.80	238	288	182
Ni	2.34	2.21	2.21	5.51	3.64	3045	1962	796
Cu	227	107	115	61.2	37.0	13.1	31.5	58.6
Ga	7.86	21.3	16.0	11.9	6.92	44.1	35.9	30.8
Y	229	270	334	231	123	1.88	0.22	7.09
Nb	2299	6265	2659	2045	507	5.12	1.64	22.1
Ta	101	593	250	92.5	35.7	0.74	0.23	1.90
Zr	3351	2826	2356	1206	716	46.8	18.3	76.1
Hf	113	73.0	69.0	36.4	17.5	1.54	0.74	2.02
Pb	10.2	10.7	0.15	1.55	24.2	n.d.	0.17	n.d.
U	13.2	13.2	3.12	1.48	1.17	0.01	n.d.	0.01
Th	26.9	100	17.8	9.37	7.71	0.79	0.72	1.50
La	693	1260	961	678	382	8.12	1.22	24.0
Ce	1416	3323	2463	1813	989	12.8	2.25	53.7
Pr	154	407	309	228	123	1.43	0.23	5.69
Nd	556	1423	1148	840	442	4.28	0.57	20.3
Sm	109	209	194	137	70.0	0.60	0.15	2.87
Eu	36.3	59.6	58.7	41.4	20.7	0.01	n.d.	0.84
Gd	98.0	135	143	109	54.7	0.35	0.05	1.93
Tb	13.2	16.9	18.9	14.3	7.29	0.06	0.01	0.27
Dy	62.5	78.6	90.3	63.1	32.2	0.34	n.d.	1.09
Ho	10.2	12.8	14.8	10.3	5.33	0.05	n.d.	0.18
Er	20.9	25.7	29.7	20.3	11.1	0.09	n.d.	0.39
Tm	2.40	3.11	3.36	2.25	1.24	0.01	n.d.	0.04
Yb	11.6	16.0	15.4	9.80	5.11	0.03	n.d.	0.18
Lu	1.26	1.87	1.66	0.86	0.49	0.00	n.d.	0.02
(La/Yb) _N	40.1	53.2	42.1	46.6	50.4	173.0	-	95.8

содержания REE и характеризуются прямолинейными графиками распределения с относительно высоким (La/Yb)_N отношением (178-203) (Рис. 8).

Нефелин. Состав нефелина в породах щелочно-ультраосновных интрузий ковдорского типа варьирует от Ne_{77.8-82.5}Ks_{9.6-18.9}Qz_{1.4-3.2} до Ne_{78.6-81.6}Ks_{15.2-20.1}Qz_{1.4-3.2} соответственно в фойдолитах и нефелиновых сиенитах. Нефелин из фойдолитов Хибин имеет более высокое содержание кальсилитового компонента и кремнезема (Ne_{68.4-72.8}Ks_{21.5-26.1}Qz_{4.8-7.4}). Вследствие высокого содержания Fe₂O₃ в матрице нефелина, все кристаллы нефелина наполнены микролитами эгирина, представляющими собой распад твердого раствора. Содержание REE во всех разновидностях нефелина варьирует от низкого до очень низкого (Табл. 8). Хондрит-нормализованные графики распределения REE прямолинейны (Рис. 8), причем нефелины из ийолитов Хибин имеют отрицательную Eu аномалию (Eu/Eu* = 0.13),

Таблица 8. Содержание микроэлементов (г/т) в порообразующих минералах щелочно-ультраосновной серии Кольской провинции

Минерал	Оливин		Пироксен				Мелилит				Нефелин		
	DUN	LSV	PRX	MELT	UL	OZV	MLG	KH	MELT	KVD	UL	KH	
Масса	KVD	LSV	AFR	252/100	KVD	8-OV	301/500	KH	MELT	KVD	252/100	KVD	KH
Образец	4/400	4/898	Z-6	0.62	7/30	0.67	2.52	7.03	227/43	7/30	7.14	117	456/402
Rb	4.62	n.d.	n.d.	0.62	1.27	0.67	2.52	7.03	227/43	7/30	7.14	117	56.6
Sr	92.5	5.32	260	474	301	553	2289	3689	3689	64.5	3652	64.5	48.7
Ba	4.11	3.55	n.d.	6.25	5.02	34.9	6.31	7.22	16.5	39.5	16.5	39.5	57.8
Sc	n.d.	n.d.	n.d.	39.5	5.57	n.d.	6.17	n.d.	n.d.	9.23	n.d.	9.23	14.2
Y	1.40	0.42	189	41.8	290	1.31	651	0.76	1.04	0.68	1.04	0.68	1.60
Cr	3.00	4.55	17.6	4.19	n.d.	12.1	0.42	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Co	77.1	102	151	36.3	35.4	40.5	34.5	21.3	24.9	n.d.	24.9	n.d.	n.d.
Ni	917	1439	1267	17.9	42.8	15.2	9.75	4.47	6.55	n.d.	6.55	n.d.	0.70
Cu	3.91	5.15	1.24	216	6.39	71.0	10.8	3.20	3.23	4.77	3.23	4.77	2.80
Ga	n.d.	n.d.	n.d.	8.61	11.44	8.82	6.58	15.8	16.3	45.3	16.3	45.3	39.4
Y	7.05	1.73	0.51	4.63	4.19	7.45	17.6	3.54	4.33	2.02	4.33	2.02	1.68
Nb	7.77	8.27	3.42	8.33	4.50	10.1	5.44	0.13	0.46	1.30	0.46	1.30	9.15
Ta	0.80	0.79	0.52	0.51	0.44	0.95	0.34	0.01	0.08	1.06	0.08	1.06	0.71
Zr	1.69	2.70	0.50	215	4.52	281	958	1.17	2.82	7.54	1.17	2.82	7.54
Hf	0.12	0.06	0.06	9.10	7.18	8.29	24.9	0.03	0.09	0.11	0.09	0.11	0.20
Pb	1.17	n.d.	0.14	3.65	4.65	0.21	1.03	2.66	4.48	0.43	4.48	0.43	n.d.
Th	3.08	4.32	0.95	0.54	1.88	1.55	0.75	0.29	0.79	3.92	0.79	3.92	0.28
La	19.9	17.3	2.29	16.1	14.8	23.3	36.6	39.2	38.3	22.40	38.3	22.40	4.81
Ce	33.0	29.8	3.85	29.1	32.4	52.5	84.9	70.2	66.2	40.3	66.2	40.3	9.42
Pr	3.34	3.21	0.42	3.09	3.19	6.04	10.0	7.48	7.01	3.68	7.01	3.68	1.00
Nd	11.5	9.44	1.31	11.1	15.4	22.4	38.0	25.2	25.2	12.6	25.2	12.6	3.35
Sm	1.87	1.20	0.07	1.85	2.73	3.46	6.45	3.48	3.40	1.72	3.40	1.72	0.64
Eu	0.33	0.19	0.002	0.53	0.68	0.94	1.95	0.67	0.78	0.30	0.78	0.30	0.03
Gd	1.19	0.73	0.10	1.76	1.82	2.51	4.88	1.82	1.81	1.04	1.81	1.04	0.57
Tb	0.18	0.08	0.02	0.25	0.23	0.34	0.66	0.19	0.20	0.12	0.20	0.12	0.07
Dy	0.98	0.31	0.06	1.15	1.15	1.81	3.67	0.95	0.93	0.45	0.93	0.45	0.34
Ho	0.19	0.02	0.01	0.16	0.19	0.30	0.71	0.15	0.13	0.05	0.13	0.05	0.05
Er	0.48	0.02	n.d.	0.38	0.46	0.83	1.99	0.24	0.25	0.08	0.25	0.08	0.10
Tm	0.07	0.001	n.d.	0.06	0.07	0.13	0.36	0.03	0.03	0.01	0.03	0.01	0.01
Yb	0.51	n.d.	n.d.	0.58	0.52	1.00	3.39	0.16	0.13	0.03	0.13	0.03	0.07
Lu	0.09	n.d.	n.d.	0.10	0.09	0.18	0.66	0.02	0.02	0.00	0.02	0.00	0.01
(La+Yb) _n	27.7	-	-	19.7	20.2	16.4	7.6	177.8	202.8	463.3	177.8	202.8	47.7

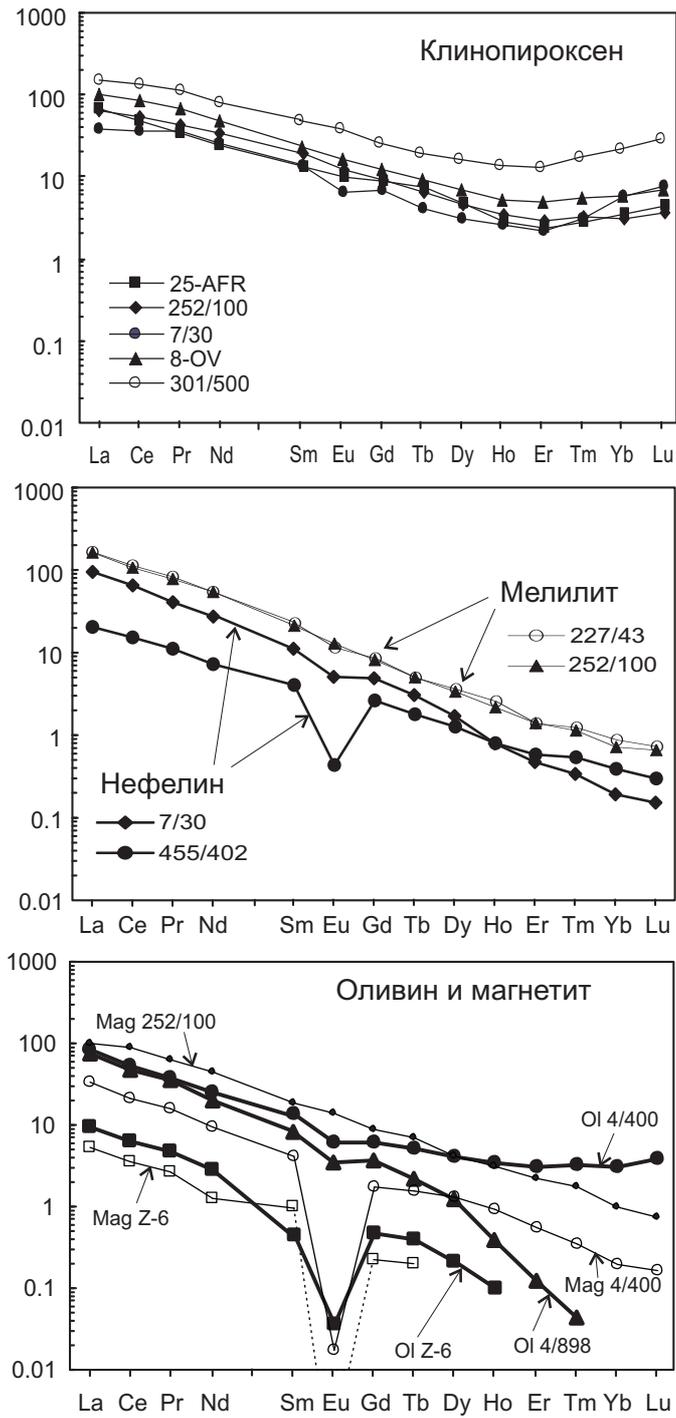


Рис. 8. Хондрит-нормализованные графики распределения редкоземельных элементов в породообразующих минералах щелочно-ультраосновных пород. Нормализующие факторы по [Anders and Grevesse, 1989].

что связано, по-видимому, с присутствием микровключений не только эгирина, но и магнетита. С другой стороны, в нефелине ковдорских ийолитов, содержащих минимальное количество микролитов эгирина, Eu аномалия выражена слабо ($Eu/Eu^* = 0.69$).

Распределение REE между сосуществующими минеральными фазами

Таблица 9.

Коэффициенты сокристаллизации между перовскитом, апатитом и титанитом в породах щелочно-ультраосновной серии

	$D_{per/ap}$	$D_{per/ap}$	$D_{per/ap}$	$D_{per/tit}$	$D_{per/tit}$	$D_{ap/tit}$	$D_{ap/tit}$	$D_{ap/tit}$
Порода	PRD	PRX	MLG	PRX	IJL	PRX	MLG	IJL
Образец	AFR-5	25-AFR	8-OV	25-AFR	8-OV	25-AFR	8-OV	1636/874
La	1.43	0.79	4.08	1.80	8.49	2.27	2.08	2.65
Ce	1.79	1.52	5.01	2.18	6.67	1.43	1.33	1.51
Pr	1.86	1.23	5.20	1.40	5.42	1.14	1.04	1.05
Nd	1.89	1.23	5.11	1.23	4.72	1.00	0.92	0.90
Sm	2.30	1.16	4.49	0.90	3.24	0.78	0.72	0.63
Eu	2.73	0.98	3.94	0.69	2.66	0.71	0.67	0.56
Gd	2.61	1.00	3.12	0.65	2.21	0.65	0.71	0.66
Tb	3.32	0.93	2.87	0.56	1.84	0.60	0.64	0.57
Dy	4.38	0.77	2.43	0.41	1.41	0.53	0.58	0.52
Ho	4.99	0.70	1.97	0.35	1.11	0.51	0.57	0.49
Er	5.67	0.62	1.57	0.28	0.93	0.46	0.59	0.48
Tm	6.58	0.66	1.48	0.27	0.84	0.40	0.57	0.44
Yb	8.77	0.58	1.42	0.24	0.87	0.42	0.61	0.44
Lu	7.69	0.46	1.61	0.22	1.01	0.48	0.63	0.51

Данные по распределению в главных концентраторах REE - перовските, апатите и титаните (Табл. 6-7) позволяют рассчитать для этих фаз коэффициенты сокристаллизации. Сравнение полученных значений коэффициентов для сосуществующих пар перовскит/апатит ($D_{prv/ap}$), перовскит/титанит ($D_{prv/tit}$) и апатит/титанит ($D_{ap/tit}$) (Табл. 9) показывают, что в ранних пироксен-перовскитовых кумулатах преимущественной фазой для редких земель является перовскит. В целом, включение REE в указанные минералы при магматической кристаллизации происходит в следующей последовательности: перовскит > апатит > титанит. Согласно полученным расчетам, перовскит ранней генерации (обр. AFR-5) наиболее интенсивно концентрирует средние и тяжелые редкие земли ($D_{prv/ap}$ для Tb-Lu > 3), в то время как в парах перовскит II - апатит (обр. 8-OV) большая часть тяжелых REE концентрируется в апатите. Полученные результаты согласуются с данными микросондовых анализов минералов из клинопироксенитов и камафугитовых лав Уганды [Lloyd et al., 1996], а также плутонических щелочно-ультраосновных пород Олдоиньо Ленгаи [Dawson et al., 1994; 1995], которые показывают относительное постоянство распределения REE в паре перовскит-апатит ($D_{prv/ap}$: La 9, Ce 16, Nd 9.5). Величины $D_{prv/ap}$, сходные с полученными нами значениями для пар поздний перовскит II - апатит, установлены для кальцитовых карбонатитов Кайзерштуля [Hornig-Kjarsgaard, 1998]: $D_{prv/ap}$ в этих породах понижаются от 6.8-4.9 для LREE, 3.0-1.5 для MREE и 0.5 для Yb.

Оценка распределения REE между минералами и породой

Учитывая, что изученные щелочно-ультраосновные породы являются дифференциатами и их химический состав не во всех случаях отвечает составу магм, из которых кри-

сталлизовались содержащиеся в них минеральные фазы, оценка коэффициентов распределения минерал/расплав (D_{mineral}) может быть весьма приближенной. Поэтому при расчете D_{REE} в ранних фазах из пироксеновых и оливиновых кумулатов были соотнесены не с содержаниями REE во вмещающих их породах, а со средним составом щелочно-ультраосновных пород (Табл. 4), который наиболее близок к исходному расплаву серии. Полученные коэффициенты приведены в табл. 10 и сопоставлены с опубликованными экспериментальными значениями. На диаграмме $D_{\text{Prv/melt}}$ для всего спектра REE (Рис. 9) графики коэффициентов распределения кольских перовскитов хотя и располагаются несколько ниже, но имеют ту же тенденцию, как и $D_{\text{Prv/melt}}$ в мелилит-оливиновых базальтах, определенные Н.Онумой с соавторами [1981].

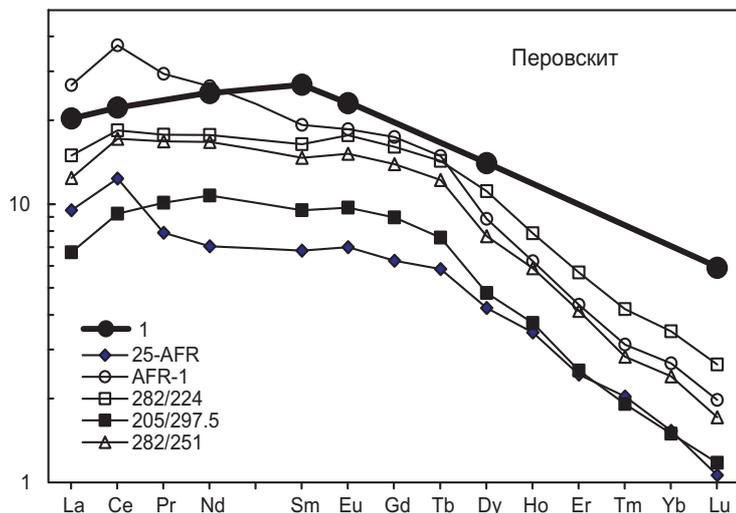


Рис. 9. Коэффициенты распределения минерал-порода для перовскита щелочно-ультраосновных пород, по данным таблицы 10. Коэффициенты для перовскита щелочных вулканитов других регионов (анализ 1, жирная линия) взяты из работы [Onuma et al., 1981].

Расчет D_{REE} для минералов из более эволюционированных членов щелочно-ультраосновной серии (ийолитов) был произведен исходя из того, что содержащиеся в них фазы - клинопироксен, мелилит, апатит и титанит находились в равновесии с вмещающей их породой. Полученные $D_{\text{Cpx/rock}}$ и $D_{\text{Ap/rock}}$ приведенные в таблице 11, в целом соответствуют таковым для минералов в щелочных вулканитах других регионов [Larsen, 1979; Irving and Price, 1981; Onuma et al., 1981; Caroff et al., 1993; Foley et al., 1996]. Вместе с тем, коэффициенты распределения для титанита из ийолитов Хибин и Озерной Варакы имеют более низкие значения по сравнению с теми, которые получены для титанита из феолитов [Worner et al., 1983].

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Петрологические исследования, подкрепленные экспериментальными данными [Onuma and Yamamoto, 1976; Wilkinson and Stolz, 1983; Edgar, 1987; Le Bas, 1987; Pan and Longhi, 1989, 1990; Veksler et al., 1998a] свидетельствуют о том, что главным процессом, ответственным за образование щелочно-ультраосновных серий разных провинций мира, являлась фракционная кристаллизация первичной оливин-меланефелинитовой магмы.

Единая последовательность формирования пород - от ранних оливиновых и клинопироксеновых кумулатов к мелилитолам, фойдолитам и нефелиновым сиенитам - подтверждается геологическими и петрографическими наблюдениями. Оценки состава магм, проведенные для Кольской щелочной провинции [Арзамасцев и др., 2001], позволяют полагать, что первичная магма щелочных ультрамафитов ковдорского и хибинского типов была единой. Эти данные подтверждают и изотопные исследования, показывающие единый мантийный источник для щелочных пород Хибин и Ковдора [Kramm and Kogarko, 1994].

Таблица 10.

Коэффициенты распределения минерал-порода в пироксеновых и оливиновых кумулатах щелочно-ультраосновной серии.

Порода	Перовскит					Апатит	
	PRX	PRD	PRX	PRX	PRX	PRX	PRX
Образец	25-AFR	AFR-1	282/224	205/297.5	282/251	25-AFR	AFR-5
La	9.5	26.7	14.9	6.7	12.4	12.0	2.4
Ce	12.4	37.1	18.4	9.2	17.1	8.1	2.0
Pr	7.9	29.3	17.7	10.1	16.8	6.4	1.8
Nd	7.0	26.5	17.7	10.7	16.7	5.7	1.7
Sm	6.8	19.3	16.4	9.5	14.7	5.9	1.8
Eu	7.0	18.6	17.6	9.7	15.1	7.2	2.2
Gd	6.3	17.4	16.0	9.0	13.9	6.2	2.4
Tb	5.8	14.9	14.3	7.6	12.2	6.3	2.3
Dy	4.2	8.8	11.1	4.8	7.7	5.5	2.0
Ho	3.5	6.2	7.9	3.7	5.9	4.9	1.9
Er	2.4	4.3	5.7	2.5	4.1	3.9	1.7
Tm	2.0	3.1	4.2	1.9	2.8	3.1	1.5
Yb	1.5	2.7	3.5	1.5	2.4	2.6	1.0
Lu	1.1	2.0	2.7	1.2	1.7	2.3	0.9

Примечание. $D_{Prv/Rock}$ и $D_{Ap/Rock}$ рассчитаны по отношению к средневзвешенному составу щелочно-ультраосновной серии (см. табл. 4, анализ AVER*).

Тренды, образуемые на диаграммах распределения петрогенных элементов для обеих серий, отвечают последовательным стадиям фракционирования оливина, клинопироксена и мелилита. Образование фойдолитов контролируется реакцией, связанной с резорбцией мелилита и образованием диопсида и нефелина:



Имеющиеся в литературе данные по распределению микроэлементов в перечисленных выше главных минеральных фазах щелочно-ультраосновной серии позволяют предполагать накопление REE, Sr, Y, Zr, Hf, Nb, Ta в конечных дериватах. Действительно, учитывая то, что коэффициенты распределения для указанных элементов в первых кристаллизующихся фазах - оливине и диопсиде значительно меньше единицы, должно происходить концентрирование некогерентных элементов в поздних ийолитовых и нефелин-сиенитовых магмах. Примером такого распределения являются щелочные ультрамафиты хибинского типа, в которых, как следует из диаграммы на рис. 5, поздние ийолиты харак

Таблица 11.

Коэффициенты распределения минерал-порода в меллиговых породах и ийолитах щелочно-уль граосновной серии.

Массив	Апатит			Титанит			Клинопироксен			Меллит				
	SLN	SLN	SLN	KVD	KHI	OZV	KHI	KHI	OZV	KVD	KVD	KHI	KVD	KVD
Порода	IJL	IJL	IJL	IJL	IJL	MLG	IJL	IJL	MLG	IJL	MELT	IJL	MELT	MELT
Образец	25/110	31/200	7/30	8-OV	1636/721	8-OV	301/500	1636/721	8-OV	7/30	252/100	301/500	252/100	227/43
La	4.56	5.72	25.57	15.54	8.81	7.46	8.83	1.87	0.14	0.17	0.35	0.34	0.90	1.37
Ce	4.55	5.27	25.96	14.04	8.26	10.55	10.70	2.98	0.17	0.19	0.43	0.37	0.87	1.33
Pr	4.55	5.06	26.64	12.45	7.90	11.94	12.32	4.06	0.18	0.24	0.48	0.40	0.87	1.31
Nd	4.39	4.81	27.11	11.34	7.86	12.27	12.85	4.60	0.19	0.26	0.56	0.43	0.92	1.26
Sm	4.08	3.99	26.51	9.97	7.13	13.83	13.64	5.82	0.23	0.33	0.73	0.45	0.91	1.29
Eu	3.94	3.86	26.39	11.18	7.16	16.56	14.83	6.39	0.26	0.24	0.82	0.49	0.93	1.28
Gd	3.94	3.94	25.81	8.64	7.62	12.21	12.70	5.84	0.23	0.40	0.88	0.43	0.88	1.12
Tb	3.52	3.24	25.27	8.47	6.85	13.22	12.80	6.08	0.26	0.38	1.06	0.45	0.91	1.15
Dy	3.28	2.48	26.89	8.64	6.69	14.94	13.82	6.59	0.34	0.50	1.27	0.56	1.03	1.34
Ho	3.04	2.61	23.32	8.82	5.82	15.61	12.96	6.20	0.36	0.53	1.39	0.63	0.97	1.21
Er	2.84	2.35	16.89	8.18	4.91	13.77	12.20	5.64	0.44	0.51	1.44	0.82	0.80	0.88
Tm	2.50	2.03	14.50	7.04	3.44	12.43	11.68	4.32	0.51	0.67	1.67	1.23	0.65	0.76
Yb	2.22	1.47	9.97	6.53	2.23	10.64	10.07	2.62	0.66	1.32	2.22	2.22	0.57	0.63
Lu	2.02	1.18	6.29	4.67	1.28	7.47	9.61	1.44	0.72	1.56	3.38	3.80	0.69	0.53

Примечание. $D_{\text{Апатит}}$, $D_{\text{Титанит}}$, $D_{\text{Клинопироксен}}$ и $D_{\text{Меллит}}$ рассчитаны по отношению концентраций REE в породах и содержащихся в них минеральных фазах.

теризуются аномально высокими содержаниями REE, Sr и Y. С другой стороны, в щелочно-ультраосновной серии ковдорского типа, как следует из диаграмм на рис. 5, поздние ийолиты и нефелиновые сиениты массивов Малый Ковдор, Вуориярви, Озерная Варака более обеднены REE по сравнению с ранними дифференциатами. Аналогичная картина наблюдается в щелочно-ультраосновных сериях Маймеча-Котуйской провинции (Сибирь) [Егоров, 1991], комплексе Гардинер (Вост. Гренландия [Nielsen et al., 1997], плутонических щелочных сериях Танзании [Dawson et al., 1995].

В числе главных факторов, обусловивших различие в накоплении редкоземельных элементов в щелочных ультраосновных породах ковдорского и хибинского типов, могут быть рассмотрены: (1) условия кристаллизации из первичной щелочно-ультраосновной магмы главных фаз-концентраторов REE - перовскита, апатита, титанита; (2) изменение состава первичной магмы и, соответственно, порядка кристаллизации главных и акцессорных минеральных фаз в результате смешения с порциями фонолитовых расплавов, поступивших из автономного источника.

Согласно экспериментальным данным [Veksler and Terpelev, 1990; Kogarko, 1990] и результатам изучения расплавных включений [Kogarko et al., 1991; Veksler et al., 1998b], перовскит и апатит являются фазами, кристаллизация которых происходила на ранних стадиях кристаллизации. Доказательством является обнаружение в эвгедральных кристаллах перовскита и апатита включений, гомогенизация которых происходит при температурах $>970^{\circ}\text{C}$ и $1000-700^{\circ}\text{C}$ соответственно [Nielsen et al., 1997; Когарко, 1977]. Исходя из этого, пути кристаллизации щелочно-ультраосновной серии необходимо рассматривать с учетом фаз - концентраторов REE в рамках шестикомпонентных систем $\text{SiO}_2\text{-TiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-CaO-MgO-Na}_2\text{O}$ и $\text{SiO}_2\text{-P}_2\text{O}_5\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-CaO-MgO-Na}_2\text{O}$.

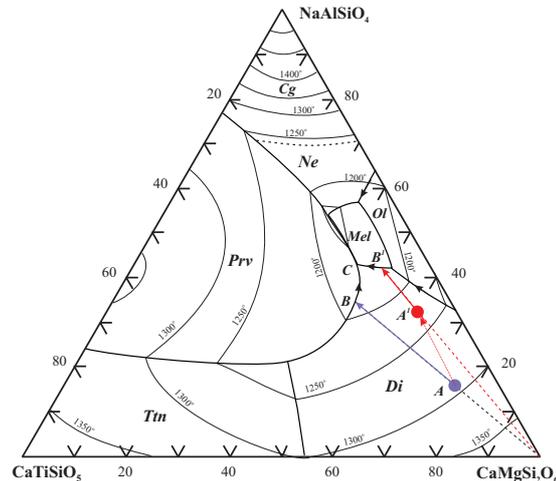


Рис. 10. Диаграмма плавления системы нефелин-диопсид-титанит по данным [Veksler and Terpelev, 1990]. Di - диопсид, Prv - перовскит, Ttn - титанит, Mel - мелилит, Cg - карнегиит, Ne - нефелин, Ol - оливин, L1+L2 - поле несмесимости. Точка A представляет средневзвешенный состав первичной щелочно-ультраосновной магмы ковдорского типа. Точкой A' обозначен гипотетический состав первичной магмы щелочно-ультраосновной серии хибинского типа, состав которой изменился в результате смешения с фонолитовым расплавом.

В псевдотройной диаграмме плавления нефелин - диопсид - титанит (Рис. 10), перовскит и остальные пять фаз отвечают минеральной ассоциации, формирующей породы щелочно-ультраосновной серии. Согласно данным И.Векслера и М.Тептелева [Veksler and Terpelev, 1990] перовскит образует широкое поле кристаллизации, смежное с полями всех

фаз за исключением оливина. Фигуративная точка состава (Точка *A*) первичной щелочно-ультраосновной магмы, содержащей 2-3 мас.% TiO_2 , располагается в поле кристаллизации диопсида и дочерние расплавы эволюционируют до котектических линий Di-Prv (Точки *B* и *C*), формируя оливиновые, пироксен-перовскитовые кумулаты и мелилитолиты. Одним из факторов, контролирующих стабильность перовскита в расплавах, является активность кремнезема, которая описывается реакциями $CaTiO_3 + SiO_2 = CaTiSiO_5$ и $2CaTiO_3 + NaAlSi_3O_8 = NaAlSiO_4 + 2CaTiSiO_5$ [Carmichael et al., 1970; Veksler, Tepteleev, 1990]. Следовательно, даже небольшие добавки в недосыщенный кремнеземом оливин-меланефелинитовый расплав более кислого материала (эволюция расплава $A' - B' - C'$) препятствует ранней кристаллизации перовскита. В результате, осаждение титаносиликатов будет происходить не в начальных дифференциатах серии в форме перовскита, а в более эволюционированных продуктах (ийолитах и нефелиновых сиенитах) в форме титани-та.

Поведение апатита в процессе эволюции ультраосновной щелочной серии может быть аппроксимировано с помощью сечения $NaAlSiO_4-CaMgSi_2O_6-Ca_5(PO_4)_3F$ (Рис. 11), изученного Л.Н.Когарко [Kogarko, 1990] на котором фигуративная точка состава первичной оливин-меланефелинитовой магмы располагается в поле кристаллизации диопсида. Поскольку содержание P_2O_5 в исходном расплаве составляет 1.26 % мас. (Табл. 2), осаждение апатита на ранних стадиях кристаллизации пород серии маловероятно. Учитывая, что характер распределения P_2O_5 во всех членах серии показывает существование максимума содержания фосфора в меланократовых членах фойдолитового ряда (2.8 % мас.) [Арзамасцева, Арзамасцев, 1996], можно полагать, что достижение ликвидуса апатита происходит на этапе кристаллизации нефелин-пироксеновых парагенезисов. Исходя из приведенных экспериментальных моделей кристаллизации REE-содержащих титановых минералов и фосфатов, могут быть рассмотрены следующие пути эволюции щелочно-ультраосновных серий Кольской провинции.

ОСОБЕННОСТИ ЭВОЛЮЦИИ ЩЕЛОЧНО-УЛЬТРАОСНОВНОЙ СЕРИИ КОВДОРСКОГО ТИПА

Согласно первому сценарию, реализованному, по-видимому, в ряду пород ковдорского типа, расплав оливинового меланефелинита (Точка *A* на рисунке 10), после осаждения оливина будет эволюционировать в сторону котектической линии диопсид-перовскит, при достижении которой образуются перовскит-клинопироксеновые кумулаты. Ранняя кристаллизация фазы, имеющей $D_{REE} \gg 1$, приведет к резкому обеднению остаточного расплава и кристаллизации из него последовательной серии REE-деплетированных дериватов - ийолитов и нефелиновых сиенитов. Главную роль в ранней экстракции REE из расплава играл, таким образом, перовскит, однако подчиненная роль на этом этапе апатита, учитывая принципиальную возможность достижения ликвидуса этой фазы, также допустима. В применении к щелочно-ультраосновной серии ковдорского типа предложенная модель находит следующие подтверждения:

(1) В составе массивов Африканда, Вуориярви, Салмагора, Турий Мыс присутствуют перовскит-клинопироксеновые кумулаты, сложенные первичным магматическим перовскитом. В отдельных интрузиях (Ковдор, Африканда, Озерная Варака, Вуориярви) встречены локальные зоны клинопироксенитов, содержащие до 3 об.% первичномагматического апатита.

(2) Наиболее поздние дериваты ковдорской серии резко обеднены REE, Nb, Ta и Sr как по сравнению со средним составом исходной магмы, так и по отношению к более ранним кумулатам.

(3) Первичные REE-содержащие акцессории в поздних дифференциатах ковдорской серии имеют относительно низкие концентрации редких земель и стронция, что связано с обедненностью расплавов этими элементами. Так, апатит из канкринитовых сиенитов Озерной варачи и нефелиновых сиенитов Малого Ковдора содержит лишь 0.67-0.71 LREE₂O₃, 0.60-0.68 SrO мас.% и 0.33-1.31 LREE₂O₃, 0.59-1.07 SrO мас.% соответственно [Арзамасцева, Арзамасцев, 1996].

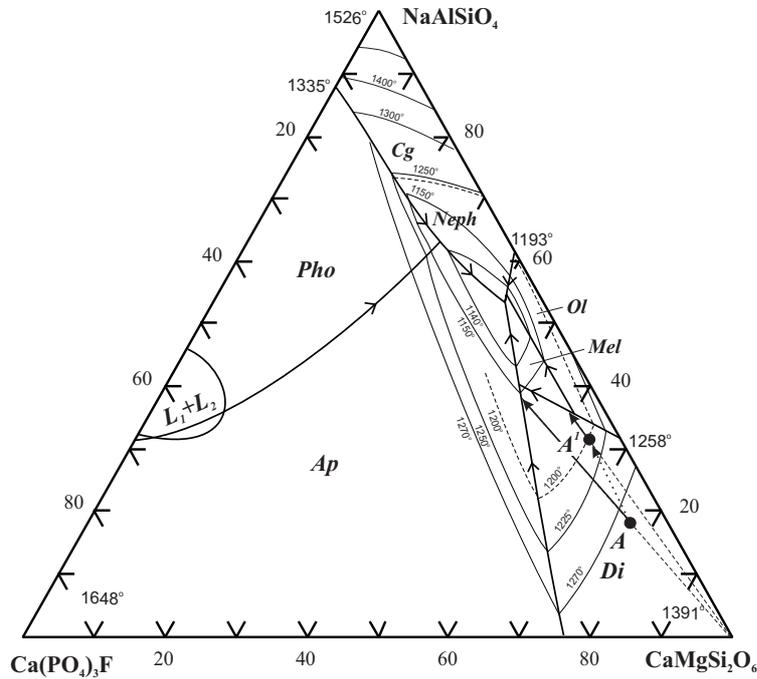


Рис. 11. Диаграмма плавления системы нефелин-диопсид-апатит по данным [Kogarko, 1990]. Di - диопсид, Ap - апатит, Pho - фосфат кальция, Mel - мелилит, Cg - карнегиит, Ne - нефелин, Ol - оливин, L1+L2 - поле несмесимости. Точка A представляет средневзвешенный состав первичной щелочно-ультраосновной магмы ковдорского типа. Точкой A' обозначен гипотетический состав первичной магмы щелочно-ультраосновной серии хибинского типа.

Данные по распределению редких земель в щелочных интрузиях разных провинций свидетельствуют о том, что раннее фракционирование REE-содержащих минеральных фаз является характерной особенностью щелочно-ультраосновных серий. Так, среди плутонических пород Олдоиньо Ленгаи описаны клинопироксенитовые (якупирангитовые) кумулаты, содержащие до 28 об.% перовскита [Dawson et al., 1995]. Характер распределения REE в породах Олдоиньо Ленгаи в точности отвечает распределению ковдорской серии: обогащение REE ранних кумулатов и резкое обеднение редкими землями конечных членов серии - ийолитов и эвколитовых нефелиновых сиенитов. Другим примером является Маймеча-Котуйская провинция, в пределах которой в массивах Кугда, Гули и Одихинча описаны оливиновые и клинопироксенитовые кумулаты с большим количеством первично магматического перовскита [Егоров, 1991]. В Нижнесаянском карбонатитовом массиве (Ю.Сибирь) также описана серия, состоящая из полного спектра щелочных ультрабазитов, включая и клинопироксенитовые кумулаты, содержащие до 15 об.% перовскита [Чернышева и др., 1990].

ОСОБЕННОСТИ ЭВОЛЮЦИИ ЩЕЛОЧНО-УЛЬТРАОСНОВНОЙ СЕРИИ ХИБИНСКОГО ТИПА

Набор породных вариететов, составляющих фрагменты щелочно-ультраосновной серии в Хибинском массиве, последовательность их образования, а также общие петрохимические характеристики позволяли предполагать сходные пути эволюции и распределения REE для хибинской и ковдорской серий. Однако, как показывают геологические наблюдения и геохимические данные, в хибинской щелочно-ультраосновной серии образование ранних оливиновых и клинопироксеновых кумулатов не сопровождалось массовым осаждением перовскита. Таким образом, REE сохранялись в остаточном расплаве вплоть до конечных стадий кристаллизации и их накопление произошло лишь в поздних ийолитовых дериватах. Могут быть рассмотрены две причины, блокировавшие раннюю кристаллизацию перовскита, и обе они, по-видимому, связаны с резким увеличением активности кремнезема в расплаве. Во-первых, изменение активности SiO_2 обусловлено взаимодействием первичной оливин-меланефелинитовой магмы с вмещающими докембрийскими породами основания. Этому, однако, противоречат данные по изотопии Sr и Nd, свидетельствующие об отсутствии материала коры в процессе образования щелочных магм провинции [Kramm and Kogarko, 1994]. Во-вторых, изменение активности SiO_2 вызвано смешением оливин-меланефелинитовой магмы с более кислым расплавом. В качестве такого расплава может быть рассмотрена фонолитовая магма агпайтовой плутонической серии Хибин. Эволюция этой серии, согласно изотопно-геохимическим и петрологическим данным [Kramm et al., 1993; Арзамасцев и др., 1998], происходила автономно и происхождение ее связано с мантийным источником, отличным от источника щелочно-ультраосновных магм. Главной особенностью агпайтовых расплавов является относительно более высокое содержание SiO_2 , (52-56 мас.%) и щелочей ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} > 16$ мас.%), а также фтора. Вместе с тем, содержания REE в агпайтовых сиенитах, как показали наши данные [Арзамасцев и др., 2001], лишь незначительно превышают содержания в щелочных ультрамафитах. Следовательно, добавление к первичной недосыщенной кремнеземом меланефелинитовой магме даже небольших порций фонолитового расплава приведет к увеличению содержания в нем кремнезема, щелочей и лишь незначительному изменению содержания REE. Действительно, сравнение ийолитов Вуориярви, Озерной Вараки, Салланлатвы и Ковдора с хибинскими аналогами показывает, что последние характеризуются более высокими содержаниями SiO_2 , Na_2O и K_2O (Табл. 2 и 3), среди ийолитов Хибин широкое распространение имеют полевошпатовые разновидности. На диаграмме плавкости нефелин-диопсид-титанит (Рис. 10) изменение в составе кристаллизующейся магмы выразится в смещении фигуративной точки А исходного расплава в сторону, противоположную котектической поверхности перовскита (A^1) и кристаллизации бесперовскитовых оливин-диопсидовых, диопсид-мелилитовых и диопсид-нефелиновых пород (Вариант $A^1 - B^1 - C^1$). Соответственно, REE будут последовательно накапливаться в этих дифференциатах и их экстракция из расплава произойдет только при достижении поверхности ликвидуса апатита и/или титанита на конечных стадиях эволюции щелочно-ультраосновной серии. Таким образом, эволюция щелочно-ультраосновной серии в Хибинах была нарушена подмешиванием к первичной оливин-меланефелинитовой магме небольших порций фонолитового расплава, что привело к изменению порядка кристаллизации REE-содержащих титанатов и титаносиликатов и накоплению большинства некогерентных элементов в поздних порциях расплава.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Исследование распределения редкоземельных элементов в породах и минералах палеозойских щелочно-ультраосновных пород Кольской провинции позволяет сделать следующие выводы:

(1) Распределение REE в породах Ковдорского, Африкандского, Вуориярвинского, Салмагорского массивов показывает, что в последовательном ряду дифференциатов щелочно-ультраосновной серии наблюдается последовательное обеднение редкоземельными элементами поздних ийолитовых и нефелин-сиенитовых дериватов. Анализ серий в щелочных интрузиях других провинций (интрузии Маймеча-Котуйской провинции, Ю.Сибири, Вост. Африки) показывают, что эта закономерность имеет общий характер, свойственный многим щелочно-ультраосновным сериям.

(2) Распределение REE в щелочно-ультраосновных сериях ковдорского типа контролируется кристаллизацией перовскита, и, в меньшей степени, апатита. Показано, что для первичных оливин-меланефелинитовых расплавов серии характерна ранняя кристаллизация перовскита, являющегося главным концентратором REE. Осаждение перовскита совместно с первыми кристаллизующимися из расплава фазами - оливином и клинопироксеном - приводит к резкому обеднению редкими землями остаточной магмы и образованию деплетированных в отношении REE ийолитовых и нефелин-сиенитовых дериватов.

(3) Формирование пород щелочно-ультраосновной серии в Хибинах было осложнено подмешиванием к первичной оливин-меланефелинитовой магме небольших порций фонолитового расплава, что привело к изменению порядка кристаллизации REE-содержащих титанатов и титаносиликатов и накоплению большинства некогерентных элементов в поздних порциях расплава. В результате хибинские ийолиты, являющиеся поздними, наиболее эволюционированными дериватами щелочно-ультраосновной магмы, имеют наиболее высокие концентрации REE, содержащиеся в высокоредкоземельном апатите и титаните.

Благодарности. Настоящая работа не могла быть выполнена без трудоемкой и ответственной процедуры выделения минеральных фракций, выполненных Людой Коваль, а также микронзондового исследования зерен акцессориев, сделанных Яковом Пахомовским. Работа поддержана Российским фондом фундаментальных исследований (грант 00-05-64229)

ЛИТЕРАТУРА

Арзамасцев А.А., Арзамасцева Л.В., Эволюция фойдолитовых серий в щелочных массивах Кольской провинции: минералого-геохимические признаки, Петрология, Том. 1, №5, 1993, сс. 524-535..

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, Том.6, №5, 1998, сс. 478-496.

Арзамасцев А.А., Беа Ф., Глазнев В.Н., Арзамасцева Л.В., Монтеро П., Кольская щелочная провинция в палеозое: оценка состава первичных мантийных расплавов и условий магмогенерации, Российский журнал наук о Земле, Том.3, №1, 2001, сс. 3-24.

Арзамасцева Л.В., Арзамасцев А.А., Фосфор и стронций как геохимические индикаторы эволюции палеозойской нефелинитовой серии Кольской провинции, Геохимия, №5, 1996, сс. 405-414.

Балаганский В.В., Глазнев В.Н., Осипенко Л.Г., Раннепротерозойская эволюция северо-востока Балтийского щита: террейновый анализ, Геотектоника, №2, 1998, сс. 16-28.

- Галахов А.В., Петрология Хибинского щелочного массива. Л.: Наука, 1975, 256с.
- Дудкин О.Б., Минаков Ф.В., Кравченко М. П. и др., Карбонатиты Хибин. Изд. Кольского филиала АН СССР, Апатиты, 1984, 98с.
- Егоров Л.С., Ийолит-карбонатитовый плутонизм. Л.: Недра, 1991, 260 с.
- Козарко Л.Н., Проблемы генезиса агпаитовых магм. М.: Наука, 1977, 294 с.
- Козарко Л.Н., Проблемы генезиса гигантских апатитовых и редкометалльных месторождений Кольского полуострова (Россия), Геология рудных месторождений, Том 41, № 5, 1999, сс. 387-403.
- Кравченко С.М., Беляков А.Ю., Бабушкин П.Н., Калужный В.А., Натриевые нефелиновые сиениты Хибинского массива - вероятные производные высококальциевой щелочно-ультраосновной магмы, Геохимия, №5, 1992, сс.685-697.
- Нильсен Т., Рои щелочных даек комплекса Гардинер и образование ультраосновных-щелочных комплексов, Геохимия, №8, 1993, сс.1112-1132.
- Расс И. Т., Парагенетический анализ зональных минералов. М.: Наука, 1986, 144с.
- Терновой В. И., Карбонатитовые массивы и их полезные ископаемые. Л., Изд.-во ЛГУ, 1977, 168 с.
- Чернышева Е.А., Нечелюстов Г.Н., Квитко Т.Д., Вейс Б.Т., Вещественный состав перовскита в щелочных породах Нижнесаянского карбонатитового комплекса, Геохимия, №8, 1991, сс.102-108.
- Шахмурадян А.Р., Митчелл Р.Х., Эволюция химического состава перовскита щелочно-ультраосновных пород при метасоматических процессах, Записки ВМО, №1, 1998, сс.57-69.
- Anders E., Grevesse N., Abundances of the elements: meteoritic and solar., Geochim. Cosmochim. Acta, Vol. 53., 1989, pp. 197-214.
- Arzamastsev A.A., Travin A.V., Arzamastseva L.V., Final episode of Palaeozoic magmatism in the NE Fennoscandian Shield: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ isotope dating of diamond bearing kimberlites and picrites from the southern Kola., SVEKALAPKO. An EUROPROBE project. Abstr. 6th Workshop Lammi, Finland, 2001, pp.6.
- Bell K., Dunworth L. A., Bulakh A.G., Ivanikov V.V., Alkaline rocks of the Turiy Peninsula, Russia, including type locality turjaite and turjite: a review, Canadian Mineralogist, Vol.34, 1996, pp.265-280.
- Carmichael J.S.A., Nicholls J., Smith A.L., Silica activity in igneous rocks, American Mineralogist, Vol. 55, 1970, pp.242-264.
- Caroff M., Maury R.C., Leterrier J., Joron J.L., Cotten J., Guille G., Trace element behavior in the alkali basalt - comenditic trachyte series from Mururoa Atoll, French Polynesia, Lihos, Vol.30, 1993, pp.1-22.
- Dawson J.B., Smith J.V., Steele I.M., Trace element distribution between coexisting perovskite, apatite and titanite from Oldoinyo Lengai, Tanzania, Chem. Geol., Vol.117, No.1-4, 1994, pp.285-290.
- Dawson J.B., Smith J.V., Steele I.M., Petrology and mineral chemistry of plutonic igneous xenoliths from the carbonatite volcano, Oldoinyo Lengai, Tanzania, Journal of Petrology, Vol.36, No.3, 1995, pp.797-826.
- Edgar M.J., The genesis of alkaline magmas with emphasis on their source regions: inferences from experimental studies. In: Fitton J.G. and Upton B.G.J. (eds.), Alkaline Igneous Rocks., Geol. Soc. Spec. Publ., No.30, 1987, pp.29-52.
- Foley S.F., Jackson S.E., Fryer B.J., Greenough J.D., Jenner G.A., Trace element partition coefficients for clinopyroxene and phlogopite in an alkaline lamprophyre from Newfoundland by LAM-ICP-MS., Geochimica et Cosmochimica Acta, Vol.60, No.4, 1996, pp.629-638.
- Hornig-Kjarsgaard I., Rare Earth Elements in Sovietic Carbonatites and their Mineral Phases., Journal of Petrology, Vol.39, Issue 11/12, 1998, pp. 2105-2121.

Irving A.J., Price R.C., Geochemistry and evolution of lherzolite-bearing phonolitic lavas from Nigeria, Australia, East Germany and New Zealand., *Geochim. Cosmochim. Acta*, Vol.45, No.8, 1981, pp.1309-1320.

Ivanikov V.V., Rukhlov A.S., Bell K., Magmatic Evolution of the Melilitite-Carbonatite-Nephelinite Dyke Series of the Turiy Peninsula (Kandalaksha Bay, White Sea, Russia). *Journal of Petrology*, Vol. 39, Issue 11/12, 1998, pp. 2043-2059.

Kogarko L.N., Ore-forming potential of alkaline magmas., *Lithos*, Vol.26, No.1/2, 1990, pp.167-175.

Kogarko L.N., Plant D.A., Henderson C.M., Kjarsgaard B.A., Na-rich carbonate inclusions in perovskite and calzirtite from the Guli intrusive Ca-carbonatite, Polar Siberia., *Contrib. Mineral. Petrol.*, Vol.109, No.1, 1991, pp.124-129.

Kogarko L.N., Kononova V.A., Orlova M.P. Woolley A., Alkaline Rocks and Carbonatites of the World. Part 2. Former USSR. Chapman & Hall, London, 1995, 226p.

Korobeinikov A.N., Mitrofanov F.P., Gehor S., Laajoki K., Pavlov V.P., Mamontov V.P., Geology and Copper Sulfide Mineralization of the Salmagorskii Ring Igneous Complex, Kola Peninsula, NW Russia. *Journal of Petrology*, Vol.39, No.11/12, 1998, pp.2033-2041.

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*, 30, 1993, pp.33-44.

Kramm U., Kogarko L.N., Nd and Sr isotope signatures of the Khibina and Lovozero apatitic centres, Kola Alkaline Province, Russia., *Lithos*, 32, 1994, pp.225-242.

Le Bas M.J. Nephelinites and carbonatites. In: Fitton J.G. and Upton B.G.J. (eds.), 1987, Alkaline Igneous Rocks. *Geol. Soc. Spec. Publ.*, No.30, 1987, pp.53-83.

Lloyd F.E., Edgar A.D., Ragnarsdottir K.V. LREE distribution in perovskite, apatite and titanite from South West Ugandan xenoliths and kamafugite lavas., *Mineralogy & Petrology*, Vol.57, No.3-4, 1996, pp.205-228.

Mitchell R.H., (a). The Melilitite clan. In: Mitchell, R.H. Ed. Undersaturated Alkaline Rocks: Mineralogy, Petrogenesis and Economic Potential. Mineral. Assoc. Canada, Short Course 24, 1996, pp.123-152.

Mitchell, R.H. (b). Perovskites: a revised classification scheme for an important rare earth element host in alkaline rocks. In *Rare Earth Minerals: Chemistry, Origin and Ore Deposits* (A.P. Jones, F. Wall & C.T. Williams, eds.). Mineral. Soc. (UK), 1996, Ser. 6, 41-76. Chapman & Hall, London, U.K.

Mitchell R.H., The classification of melilite clan. In: Alkaline magmatism and the problems of mantle sources. Irkutsk, 2001, pp.117-150.

Mitchell R.H., Reed, S.J.B., Ion microprobe determination of rare earth elements in perovskite from kimberlites and alnoites., *Mineral. Mag.*, Vol.52, 1988, pp.331-339.

Nielsen T.F.D., Tertiary alkaline magmatism in East Greenland: a review. In: Alkaline Igneous Rocks. (J.G.Fitton & B.G.J.Upton, eds.), *Geol. Soc. Spec. Publ.*, No.30. 1987, pp.489-515.

Nielsen T.F.D., Solovova I.P., Veksler I.V., Parental melts of melilitolite and origin of alkaline carbonatite: evidence from crystallized melt inclusions, Gardiner complex. *Contrib., Mineral. Petrol.*, 1997, Vol.126, pp.331-344.

Onuma K., Yamamoto M., Crystallization in the silica-undersaturated portion of the system diopside-nepheline-akermanite-silica and its bearing on the formation of melilitites and nephelinites. *Journal Fac. Sci. Hokkaido University*, 4(17), 1976, pp. 347-355.

Onuma N., Ninomiya S., Nagasawa H., Mineral groundmass partition coefficients for nepheline, melilite, clinopyroxene and perovskite in melilite nepheline basalt, Nyiragongo, Zaire., *Geochem. J.*, 1981, 15, N4, p.221-228.

Pan V., Longhi J., Low pressure liquidus relations in the system $Mg_2SiO_4 - Ca_2SiO_4 - NaAlSiO_4 - SiO_2$., *Amer.J.Sci.*, Vol.289, No.1, 1989, pp.1-16.

Pan V., Longhi, J., The system Mg_2SiO_4 - Ca_2SiO_4 - $CaAl_2O_4$ - $NaAlSiO_4$ - SiO_2 . One atmosphere liquidus equilibria of analogs of alkaline mafic lavas. *Contrib. Mineral. Petrol.*, Vol.105, No.5, 1990, pp.569-584.

Veksler I.V., Tepteleev M.P., Conditions for crystallization and concentration of perovskite-type minerals in alkaline magmas. *Lithos*, Vol.26, No.1/2, 1990, pp.177-189.

Veksler I.V., Fedorchuk Y.M., Nielsen T.F.D., (a) Phase equilibria in the silica-undersaturated part of the $KAlSiO_4$ - Mg_2SiO_4 - Ca_2SiO_4 - SiO_2 - F system at 1 atm and the larnite-normative trend of melt evolution. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 131(4), 1998, pp.347-363.

Veksler, I.V., Nielsen T.F.D., Sokolov S.V. (b) Mineralogy of Crystallized Melt Inclusions from Gardiner and Kovdor Ultramafic Alkaline Complexes: Implications for Carbonatite Genesis. *Journal of Petrology*, Vol. 39, No.11/12, 1998, pp. 2015-2031.

Verhulst, A., Balaganskaya, E., Kirmarsky, Y., Demaiffe D. Petrological and geochemical trace elements and Sr-Nd isotopes characteristics of the Paleozoic Kovdor ultramafic, alkaline and carbonatite intrusion Kola Peninsula, NW Russia. *Lithos*, 51 (1-2), 2000, pp.1-25.

Wilkinson, J.F.G., Stolz, A.J., Low-pressure fractionation of strongly undersaturated alkaline ultrabasic magma: the olivine-melilite-nepheline at Moiliili, Oahu, Hawaii. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 38, 1983, pp.363-374.

Woolley A.R., *Alkaline Rocks and Carbonatites of the World. Part 1. North and South America*. London: British Museum (Natural History). 1987. 216 p.

Worner G., Beusen J.-M., Duchateau N., Gijbels R., Schminke H.-U., Trace element abundances and mineral/melt distribution coefficients in phonolites from the Laacher Sea Volcano (Germany). *Contrib. Mineral. Petrol.*, Vol.84, No.2/3, 1983, pp.152-173.

ЛАМПРОИТЫ АНОМАЛИЙ ВОСТ.ПРИАНАБАРЬЯ И ТОМТОРСКОГО МАССИВА

ВЛАДЫКИН Н.В.¹, ЛЕЛЮХ М.И.², ТОЛСТОВ А.В.², СЕРОВ В.П.²

1-Институт Геохимии СО РАН, г.Иркутск, E-mail:vlad@igc.irk.ru

2- АК «АЛРОСА», г.Мирный.

В диатремах Вост. Прианабарья и Томторском массиве обнаружены породы, которые по химическому и минеральному составу относятся к лампроитовому семейству [15]. Выделены оливиновые, лейцитовые и санидиновые разновидности лампроитов. Все породы диатрем подвержены интенсивной карбонатизации, притом наблюдаются полные псевдоморфозы карбоната по кристаллам оливина и лейцита, в связи с чем затруднена их диагностика. Предложена методика восстановления первичного химического состава породы, путем удаления карбоната соляной кислотой. В породах ассоциации при увеличении количества слюды в основной массе породы (до 80 %) кимберлиты постепенно переходят в лампроиты. По петрохимическим и геохимическим параметрам лампроиты Прианабарья близки к лампроитам других регионов. По соотношению изотопов Sr и Nd пикриты Вост. Прианабарья и карбонатиты Томтора попадают в переходную область обогащенной мантии между EM - 1 и EM - 2. Предполагается, что алмазоносные лампроитовые туфы Томторского массива могли быть источниками Эбеляхской россыпи.

ВВЕДЕНИЕ

Лампроиты- глубинные экзотические породы, вызывающие большой научный [6, 7, 12, 14] и практический интерес. С ними связано крупное месторождение алмазов [11]. В Вост. Прианабарье мы обнаружили два района развития пород лампроитовой группы- Восточно-Анабарский и Томторский [3, 15]. Первый район расположен по всему контакту восточной части Анабарского щита с Сибирской платформой. Здесь развита пикрит-(кимберлит)- альнеит-лампроитовая ассоциация пород с незначительными проявлениями карбонатитов. Томторский массив приурочен к Уджинскому поднятию и расположен на 200 км восточнее первого района [8, 5]. Тут преобладает пикрит-лампроит-сиенит-карбонатитовая ассоциация пород [3]. С карбонатитами массива связано крупное месторождение редких элементов. На площади Прианабарья имеется Эбеляхская алмазоносная россыпь, коренные источники которой неизвестны. Один район находится к западу от Эбеляхской алмазоносной россыпи, другой к востоку. Учитывая различные ассоциации пород, с которыми встречаются лампроиты в этих районах, мы рассмотрим их раздельно.

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ И ИЗОТОПНЫЕ ИСТОЧНИКИ ПРОЯВЛЕНИЙ ЛАМПРОИТОВОГО МАГМАТИЗМА.

В обобщающей работе по кимберлитам Д.Б.Даусон[10] пришел к выводу о пространственной приуроченности крупных алмазоносных кимберлитовых проявлений к центральным частям платформ и о менее значительной алмазоносности кимберлитовых

пород периферийной части платформ, где кимберлитовый магматизм сочетается со щелочным магматизмом. Эта закономерность справедлива и для Сибирской платформы. Проведенный нами анализ тектонического положения лампроитовых проявлений [2] выявил две разные области геодинамических обстановок, свойственных проявлениям лампроитового магматизма.

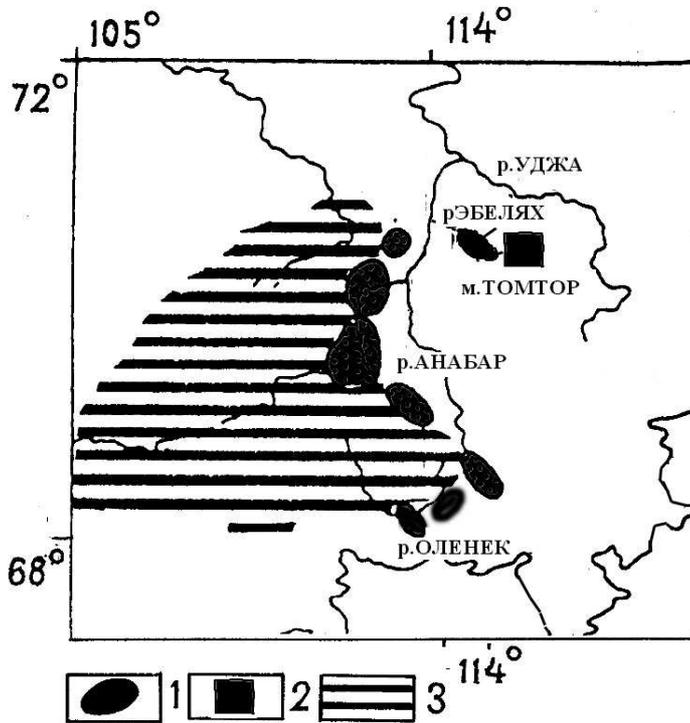


Рис.1. Географическое положение Прианабарской лампроитовой провинции. 1-диатремы Вост. Прианабарья и Эбеляхская россыпь, 2-Томгорский массив, 3- Анабарский щит.

1. Области завер-шенной складчатости в обрамлениях платформ - испанская, итальянская, Ю-3 австралийская – (район Эллендейл и др.), уральская провинция.

2. Краины платформ и области сочленения щитов и платформ -австралийская (район Аргайл), Алданская, Сев. Американская, а так же участки Китайской, Парагвайской и Индийской провинций лампроитов.

Во второй геодинамической обстановке лампроитовый магматизм пространственно и генетически связан с проявлениями глубинного К-щелочного магматизма, как это имеет место в Алданской и Северо-Американской (Лейцит-Хиллс) провинциях. Нами детально изучался лампроитовый магматизм этих двух провинций [7, 14, 16]. В результате петролого- геохимических исследований [2] было показано, что лампроиты Алданской и Сев. Американской провинций тождественны по геохимическим параметрам и по изотопным соотношениям(Pb, Sr, Nd) попадают в одну область[2, 13] с наиболее глубинным обогащенным источником EM-1 (рис. 1). Проявления лампроитов этих провинций приурочены к молодым рифтовым зонам между северной частью Алданского щита и Сибирской платформой, а так же южной частью Канадского щита и Северо-Американской платформой. Несмотря на разницу в возрасте (алданские лампроиты - юра-мел, а американские - третичные и четвертичные), по многим параметрам они схожи между собой [2].

Геодинамические обстановки развития лампроитового магматизма 1 типа (области завершённой складчатости, приращенные к платформам) по соотношению изотопов Sr и Nd характеризуется обогащенным изотопным источником EM-2 [12]. Для лампроитов Аргайла и Гренландской провинции [12] характерны изотопные отношения Sr и Nd, которые попадают в область сочленения EM-1, EM-2 .

ЛАМПРОИТОВЫЕ ПОРОДЫ ВОСТОЧНОГО АНАБАРСКОГО РАЙОНА

Если кимберлиты встречаются в Центральной части Сибирской платформы, то проявления лампроитов должны располагаться в ее периферической части. В Южном обрамлении Сибирской платформы (Алданский щит) лампроиты представлены широко и изучены детально [14]. Ранее в северном обрамлении Сибирской платформы (Прианабарье) было описано одно проявление [1], которое представлено полевошпатовым типом лампроитов.

Анабарская алмазонасная провинция приурочена к восточной и юго-восточной части Анабарского щита и протягивается в виде дугообразной зоны шириной 50км и длиной 300 км. В пределах провинции известны кимберлитовые и кимберлитоподобные породы (пикриты, альнеиты, меймечиты). В речках провинции обнаружено 300 россыпей алмазов, коренные проявления которых неизвестны, т.к. большинство кимберлитовых пород не содержат алмазов. Детальное изучение вещества керна скважин, пробуренных на магнитных аномалиях Прианабарья привели к обнаружению пород лампроитовой серии [15].

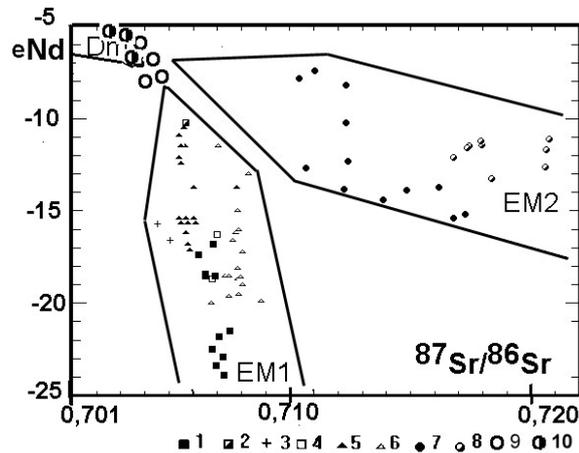


Рис. 2. Соотношение изотопов $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и эpsilon Nd в лампроитах мира. Условные обозначения. Алдан: 1-Мурун, 2-Якокут, 3- Билибинский, 4-Хани, ; США: 5-ЛейцитХиллс, 6- Монтана [6]; 7-Австралия [2], 8- Испания [6]; 9-Томтор, 10-Вост. Прианабарье .1-4 и 9-10- данные авторов , остальные- данные [12,11].

Лампроитовые породы образуют трубки взрыва диатремы, штоки, силлы, дайки и прорывают метаморфические и осадочные породы докембрия и кембрия. Они встречаются в ассоциации с кимберлитовыми и щелочными породами провинции, которые имеют нижнемезозойский и мезозойский возраст. Породы лампроитовой группы встречены в различных полях Восточно-Анабарской провинции – Лучиканском, Биригиндинском, Дюкенском, Ары-Мастахском. В настоящее время наиболее детально они изучены в Дюкенском поле.

Лампроитовые породы Дюкенского поля по внешнему виду, текстурам и структурам отличаются от лампроитов Томторского массива. По этим параметрам они близки к пикритам и альнеитам, с которыми вероятно образуют непрерывные ряды. В Восточно-Анабарском районе встречены оливиновые лампроиты и санидиновые лампроиты. Оливиновые лампроиты Дюкенского поля – это серо-зеленые породы порфирированного облика, массивные с мелкозернистой, реже стекловатой основной массой. Вкрапленники представлены округлыми выделениями раннего оливина. Содержания вкрапленников оливина до 10%, а слюды 20-30% и более. Афирированная основная масса сложена мелкой слюдой, измененным оливином, реже пироксеном и амфиболом, а также апатитом, карбонатом и иногда гранатом. В большом количестве присутствуют шпинелиды – титаномагнетит, хромит, перовскит и сульфиды. В генетическом отношении эти лампроиты менее дифференцированы. Кроме вторичного карбоната в них встречается магматический карбонат, который еще не успел отделиться от силикатной магмы.

Особой разновидностью лампроитов является дайка в аномалии 97/63. Это мелкозернистая порода светло-коричневого цвета, состоящая на первый взгляд из одной слюды. На самом деле она состоит из мелких вкрапленников оливина (20%), которые окружены агрегатом проросших очень мелких зерен светло-зеленого амфибола и коричневого тетраферрифлогопита и рудного минерала.

Таблица 1

Химический состав лампроитов из аномалий Восточного Прианабарья (в вес. %).

Скв.	38/89		90/63		17/63	17/63	17/63	36/63	36/63	36/63	36/89	41/63	41/63	97/63	109/63
Метр.	63		36,4		37	38	39	50	51	52	26	102	110	27	40,5
	а	б	а	б											
SiO ₂	25,65	41,62	24,63	42,34	33,02	32,89	32,84	30,49	27,55	30,70	28,83	30,29	31,59	32,42	34,63
TiO ₂	1,98	3,35	3,26	6,08	4,76	4,41	4,92	3,66	3,15	3,98	0,50	4,89	3,84	4,74	5,50
Al ₂ O ₃	3,67	4,87	3,20	5,42	3,63	3,72	4,07	4,58	4,27	5,14	6,54	3,98	5,23	2,88	4,02
Fe ₂ O ₃	7,09	9,65	8,51	12,15	7,22	6,60	8,20	8,15	6,22	8,23	4,21	9,27	9,27	10,37	8,26
FeO	3,78	4,85	2,78	4,49	7,09	6,74	5,39	3,68	3,86	4,94	0,99	3,32	3,5	3,68	6,73
MnO	0,21	0,21	0,25	0,23	0,22	0,19	0,23	0,21	0,17	0,20	0,15	0,16	0,19	0,20	0,22
MgO	21,18	23,73	22,02	16,53	26,89	26,50	26,99	22,08	20,49	22,71	22,21	28,13	27,00	24,01	23,41
CaO	16,15	1,47	15,33	2,49	5,13	5,27	4,11	10,69	16,22	9,84	16,65	5,33	4,84	7,13	4,13
BaO	0,22	0,30	0,26	0,41	0,20	0,23	0,29	0,21	0,20	0,24	0,19	0,23	0,47	0,23	0,23
SrO	0,17	0,02	0,16	0,02	0,12	0,09	0,14	0,09	0,14	0,08	0,09	0,08	0,05	0,05	0,05
K ₂ O	1,92	2,45	1,81	2,94	2,15	3,00	1,57	3,45	3,11	4,06	3,53	3,38	4,41	6,03	2,51
Na ₂ O	0,13	0,11	0,07	0,07	0,10	0,10	0,12	0,02	0,10	0,10	н.обн.	0,10	0,10	0,25	0,10
P ₂ O ₅	1,28	0,06	1,23	0,02	0,70	0,73	0,84	0,77	1,66	0,72	1,06	0,46	0,38	0,17	0,32
CO ₂	11,88	0,03	9,81	0,03	0,45	1,65	0,93	4,92	6,99	0,31	9,55	1,38	2,05	3,20	0,82
H ₂ O	4,62	6,93	6,60	6,32	8,15	7,76	9,07	6,64	5,75	8,52	5,00	9,15	6,77	4,36	8,96
F	0,32	0,33	0,25	0,25	0,25	0,30	0,29	0,41	0,24	0,38	0,37	0,22	0,34	0,36	0,33
S	н.обн.	н.обн.	н.обн.	н.обн.	0,09	0,12	н.обн.	н.обн.	0,20	0,10	0,05	0,02	0,04	0,11	0,07
сумма	100,12	99,84	100,06	99,68	100,06	100,17	99,88	99,88	100,22	100,09	99,76	100,30	99,93	100,04	100,15

Примечание: а-исходная порода, б- порода после обработки HCl. Данные квантометрического рентгено-флуоресцентного анализа, аналитик Финкельштейн А.Л., содержания CO₂, F, S – определялись химическим методом, аналитик Матвеева Л.Н., Институт геохимии СО РАН, 1999 г.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ И ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ
ЛАМПРОИТОВ ВОСТ. ПРИАНАБАРЬЯ

Химический состав изученных лампроитов приведен в табл. 1. В связи с интенсивно проявленными процессами карбонатизации лампроитов и серпентинизации оливина химический состав породы не отвечает их первичному составу. Из-за высокой концентрации карбонатной и водной составляющей содержание многих элементов занижено. Нами проведен химический эксперимент восстановления первичного состава путем растворения карбоната и анализа нерастворимого остатка. Подробно эту методику мы рассмотрим при описании Томторских лампроитов. Обработанные пробы, по составу, отвечают оливиновым лампроитам. Из-за растворения некоторого количества разрушенных слюд содержания K_2O в обработанных породах восстанавливаются не полностью. Для лампроитов Дюкена характерны высокие концентрации Ti, Ba, Sr, Cr, Ni. Графики корреляционных зависимостей петрогенных элементов для Анабарских лампроитов, пикрит-

Таблица 2.

Содержание редких элементов в лампроитах из аномалий Восточного Прианабарья (в г/т).

Скв.	38/89		90/63		17/63	17/63	36/63	36/63	36/63	36/89	41/63	41/63	97/63	109/63
Г.л.м	63		36,4		37	39	50	51	52	26	102	110	27	40,5
	а	б	а	б										
Ba	1964	2679	2321	3661	1820	2589	1875	1790	2170	1720	2050	4240	2030	2040
Sr	144	169	136	169	996	118	762	1210	703	730	659	464	398	385
Cr	530	1000	510	-	650	740	790	900	800	81	750	340	910	710
Ni	1100	1300	710	-	1200	1800	1100	1100	1200	160	1000	660	1400	1100
Co	60	80	51	-	71	84	65	60	70	45	84	45	60	85
V	250	300	180	-	250	170	230	250	220	370	120	170	170	180
Sc	14	28	13	-	18	12	15	15	16	21	5,2	24	11	26
Zr	280	320	230	280	221	220	250	242	277	91	93	209	259	143
Sn	3,1	3,5	4,1	-	4,1	3,6	3,4	3,2	3	1,4	2,4	3,9	2,6	3,5
Pb	17	10	25	-	11	11	2,2	8,0	6	9,8	1,7	6,6	20	5,6
Zn	87	95	100	-	120	130	82	100	90	72	67	150	100	110
Cu	63	70	94	-	120	130	120	100	110	20	59	410	23	91
Mo	0,6	1	1,5	-	0,7	1,1	0,8	1	1	0,06	1,7	1,6	0,4	0,4
B	36	30	15	-	34	63	18	15	8	6,7	48	64	43	56
Ag	0,1	0,2	0,21	-	0,09	0,12	0,11	0,10	0,10	0,03	1,5	1,6	0,05	0,06
Be	3,4	3,8	2,2	-	4	3,7	2,8	2,5	2,0	1,5	0,5	0,7	15	1,35

Примечание: а-исходная порода, б- порода после обработки HCl. Пробы анализировались: Ba, Sr- рентгенофлюоресцентным методом, аналитик Финкельштейн А.Л., остальные элементы- количественным эмиссионным спектральным методом, аналитики Кузнецова А.И., Воробьева С.С., Чернышева О.М..

кимберлитов и алданских лампроитов представлены на рис. 2. Для всех лампроитов наблюдаются сходные тренды изменения концентраций элементов. Для лампроитов Алдана отмечается более низкая титанистость пород. Составы пород пикрит-кимберлитовой серии Прианабарья занимают компактную область в угловой части диаграммы. Этим они значительно отличаются от пород лампроитовой серии того же района (рис. 2). Подобная закономерность наблюдается и на диаграмме парных корреляций MgO , K_2O с Al_2O_3 . Лампроитовые породы образуют протяженный тренд составов, а породы кимберлит-

пикритовой группы компактное поле небольшого размера (рис. 2). Такое поведение петрогенных элементов объясняется большей дифференцированностью пород лампроитовой группы, по сравнению с пикрит- кимберлитовыми. В пикритах наблюдается четкая корреляция MgO и CaO на диаграмме и отсутствие корреляции этих элементов для лампроитов. Эта закономерность объясняется большой ролью карбонатов в образовании

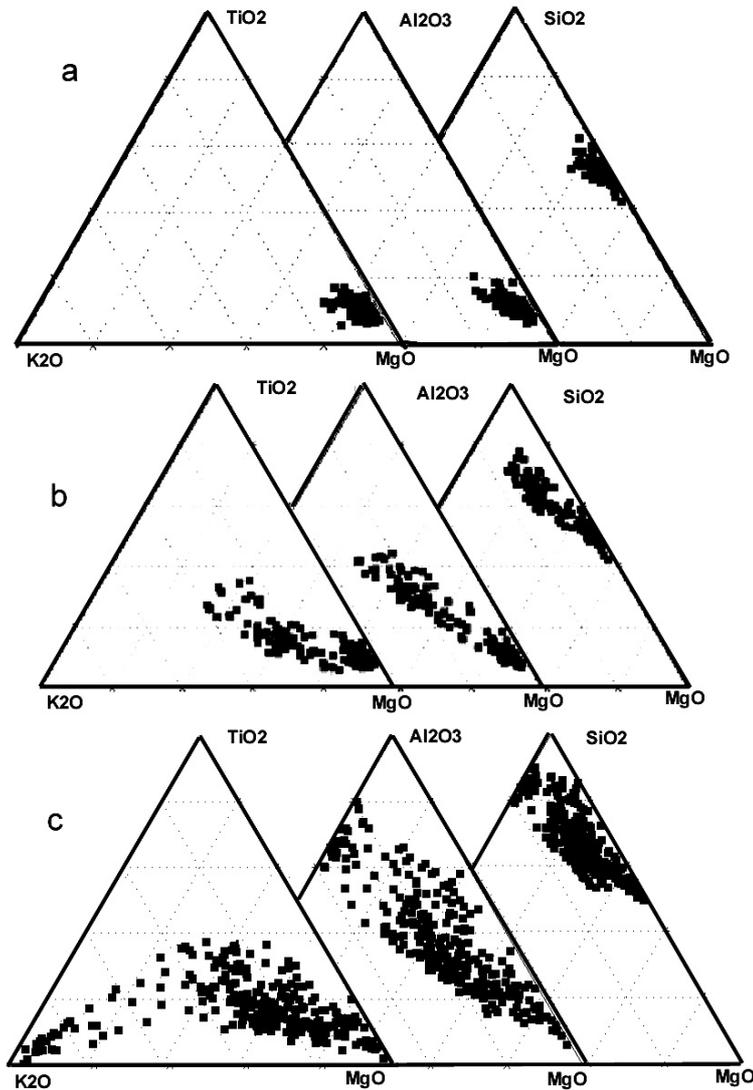


Рис. 3. Диаграммы тройных корреляций петрогенных элементов: а-пикритов, б- лампроитов, с-пород Томтора

кимберлитов, а в лампроитах CaO входит в состав 2 минералов- карбоната и пироксена. В Восточно-Анабарском районе лампроиты не образуют генетически - обособленную группу пород, а имеют постепенные переходы с кимберлит - пикритовыми породами. У нас имеется целая серия образцов, в которых наблюдается постепенное увеличение содержания

слюды в основной массе, вплоть до почти 80% ее содержаний. Вероятно, границу между щелочными кимберлитами и лампроитами рационально провести при содержаниях $K_2O=3-4\%$ в свежих, неизмененных породах.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЛАМПРОИТОВ ВОСТОЧНО-АНАБАРСКОГО РАЙОНА

Редкие элементы лампроитов представлены в табл. 2 и 3. Содержания Ba, Sr, Cr, Ni в изученных породах находятся в пределах типичных уровней их концентраций, характерных для лампроитов. Большие вариации концентраций редких элементов в лампроитах обусловлены широким спектром их составов. Изменения соотношений Ba к Sr и Cr к Ni свидетельствует о значительном участии в их образовании процессов магматической дифференциации. Графики спектров TR для лампроитов Прианабарья и Австралии аналогичны (рис. 3). Концентрации других редких элементов находятся в пределах вариаций их уровней содержаний в лампроитах. Уровни концентраций TR элементов в изученных породах подтверждают правильность отнесения их к семейству лампроитов. Данная провинция является хорошим полигоном для классификации лампроитов, где имеются переходы между пикритами и лампроитами, кимберлитами и лампроитами, чего нет нигде в мире.

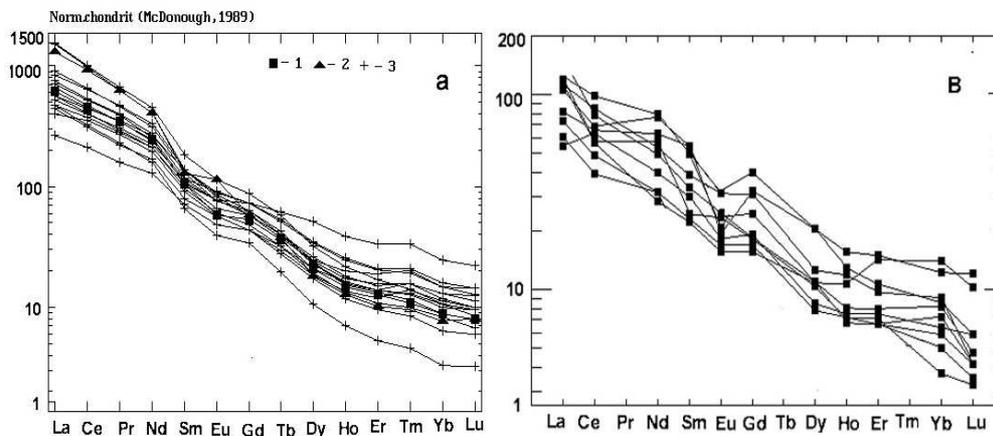


Рис. 4. Спектры редкоземельных элементов в лампроитах Алдана (б), Прианабарья (а) и Австралии (а): 1-Аргайл, 2-Эллендейл-11 -оливиновые лампроиты, 3-кресты – Прианабарье

ЛАМПРОИТЫ ТОМТОРСКОГО МАССИВА

К западу от Эбеяхской россыпи расположен крупный Томторский массив К-щелочных пород, лампроитов и карбонатитов, который заслуживает особого рассмотрения. Особое внимание в 80-тые годы он привлек из-за открытия там крупного месторождения Nb-TR карбонатитов. Проводившиеся в те годы интенсивные исследования Nb-TR-карбонатитового месторождения в основном касались рудной толщи, а силикатным породам массива уделялось мало внимания. В основном исследовались ийолит-сиенитовые породы, а остальные относились к фойдит-тингвайтовой серии, хотя Г.И.Поршневым [8] указывалось, что почти в каждой скважине верхние горизонты сложены разрушенными К-эффузивами пикритового типа.

На массиве были обнаружены многочисленные проявления и «диатремы» К-ультраосновных пород [8]. Главная роль в исследовании алмазности пород Томторского массива принадлежит Григорию Ивановичу Поршневу, нашедшему в одной из диатрем алмаз. Именуемые в его распоряжении породы он классифицировал как пикриты и кимберлиты. Некоторые породы диатремовых брекчий [9] были отнесены к лампроитам, однако позже в этих породах было обнаружено значительное количество мелилита, что исключает их лампроитовое происхождение. В южном обрамлении Томторского массива описаны диатремы с породами пикрит-альнеитового ряда.

Детальные исследования пород Томторского массива привели к обнаружению в них пород лампроитовой серии [4,15] и иной интерпретации магматизма Томторского массива [3].

ПОРОДЫ ЛАМПРОИТОВОЙ СЕРИИ ТОМТОРСКОГО МАССИВА

Пикрит-лампроит-карбонатитовая серия пород Томторского массива, относится к вулканической стадии развития Томторского вулканоплутона. Эти породы встречаются в керне верхних горизонтов многих скважин, пробуренных в массиве. По внешнему виду это сильно разрушенные породы зеленого цвета, содержащие большое количество разрушенной слюды. Больше всего эти породы похожи на пикриты [8]. Однако трудно восстановить первичный состав этой породы. Далее скважинами вскрыты довольно мощные

Таблица 3.

Химический состав лампроитов Томторского массива (в вес %)

Скважина	0865		0873		1625		1625		1625		2417		2425		2446	
Глубина (м)	50-115		50		95		150		188		48-55		140-150		68	
Компонент	а	б	а	б	А	б	а	б	а	б	а	б	А	Б	А	б
№№ п. п.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO ₂	24,31	42,34	25,53	43,05	32,02	42,19	35,34	45,98	34,58	41,60	31,83	41,98	28,74	47,04	29,02	47,75
TiO ₂	2,29	4,29	3,08	5,30	3,83	5,44	3,52	5,03	4,36	5,22	3,35	4,40	3,34	5,54	3,12	5,39
Al ₂ O ₃	6,54	9,72	6,02	9,43	7,62	7,74	10,54	11,08	8,72	9,15	6,94	8,44	7,31	10,30	6,59	10,57
Fe ₂ O ₃	5,22	9,28	5,45	6,84	7,04	7,95	3,71	3,63	3,68	2,68	5,68	5,85	4,44	7,42	4,73	6,84
FeO	3,68	4,04	5,12	5,66	5,84	4,94	7,27	8,53	9,25	9,79	6,91	6,74	5,66	5,30	6,20	5,30
MnO	0,26	0,19	0,28	0,14	0,19	0,12	0,24	0,27	0,42	0,37	0,43	0,30	0,24	0,05	0,24	0,03
MgO	9,48	12,89	11,29	13,21	12,59	13,25	6,63	8,37	13,82	14,08	13,80	15,35	10,48	9,76	9,75	8,74
CaO	21,76	2,50	17,57	1,29	11,34	2,36	12,87	1,73	7,76	1,36	12,06	4,53	14,19	0,33	13,69	0,30
BaO	0,31	0,45	0,17	0,25	0,15	0,12	0,63	0,70	0,36	0,41	0,30	0,33	0,13	0,17	0,11	0,14
SrO	0,58	0,49	0,41	0,37	0,11	0,11	0,50	0,52	0,53	0,49	0,24	0,26	0,32	0,33	0,20	0,20
ZrO ₂	0,04	0,07	0,05	0,07	0,05	0,08	0,06	0,07	0,05	0,05	0,03	0,04	0,04	0,06	0,03	0,05
K ₂ O	3,78	6,34	4,67	7,28	4,44	5,83	4,19	6,18	7,94	7,93	4,96	6,10	5,40	8,14	5,51	8,74
Na ₂ O	1,57	2,15	1,55	2,08	2,40	2,52	3,44	3,60	0,57	0,63	1,31	1,61	1,60	2,63	1,80	2,91
P ₂ O ₅	2,72	2,76	1,73	1,73	0,73	0,75	1,00	1,04	1,96	1,95	0,56	0,52	0,51	0,42	0,61	0,66
CO ₂	13,58	-	16,92	-	9,35	-	8,26	-	4,64	-	9,41	-	15,94	-	17,20	-
F	0,43	0,52	0,68	0,88	0,35	0,36	0,25	0,51	1,05	1,26	0,70	0,84	0,49	0,69	0,63	0,97
S	0,11	0,38	0,12	0,07	0,02	0,04	0,08	0,24	0,03	0,02	0,02	0,01	0,18	0,44	0,01	0,02
H ₂ O	2,67	1,29	0,50	1,80	1,36	5,50	0,96	2,21	0,20	2,62	1,09	2,31	0,50	0,97	0,20	0,76
сумма	99,33	99,70	99,74	99,45	99,43	99,30	99,49	99,69	99,92	99,61	99,52	99,61	99,51	99,59	99,64	99,37

Продолжение таблицы 3.

Скважина	3225		3233		7265		117		117		118		14/81		48/8		2447	
Глубина (м)	210-260		140-170		26		147		174		56		117		164		20-30	
Компонент			а б				а б		а б		а Б				а Б		А Б	
№№ п.п.	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34
SiO ₂	23,80	41,13	20,62	36,14	32,06	43,06	26,42	38,78	29,23	40,11	30,28	40,93	26,33	42,07	23,83	40,41	25,96	36,41
TiO ₂	2,84	4,95	1,88	3,37	2,61	3,54	1,64	2,48	3,74	5,17	3,37	4,67	2,63	4,28	2,60	4,17	2,75	4,22
Al ₂ O ₃	5,66	9,40	6,06	10,47	6,69	8,38	4,65	6,69	8,52	10,51	7,03	8,90	4,30	7,25	4,83	7,41	6,91	8,66
Fe ₂ O ₃	4,66	6,19	5,60	10,70	7,03	8,60	6,67	6,69	7,61	9,52	7,06	10,36	5,78	9,53	5,31	8,19	8,73	11,36
FeO	5,12	7,45	3,32	3,86	5,03	3,68	4,04	4,13	6,02	5,84	4,76	5,39	4,76	3,32	5,30	5,30	3,32	4,04
MnO	0,36	0,14	0,70	0,53	0,56	0,12	0,24	0,12	0,33	0,25	0,27	0,29	0,25	0,15	0,21	0,12	0,33	0,37
MgO	10,64	15,02	10,35	17,34	16,65	17,10	19,04	19,22	11,94	15,35	11,91	15,70	20,58	20,14	15,36	13,56	10,55	13,64
CaO	20,40	0,29	24,55	2,51	8,23	0,89	12,41	4,04	12,83	1,23	14,84	2,48	11,32	0,66	13,42	3,19	21,58	9,65
BaO	0,22	0,14	0,40	0,61	0,11	0,12	0,11	0,16	0,03	0,41	0,31	0,37	0,27	0,30	0,13	0,18	0,40	0,54
SrO	0,90	0,60	0,80	0,76	0,09	0,09	0,14	0,17	0,27	0,25	0,42	0,02	0,10	0,02	0,12	0,15	0,43	0,39
ZrO ₂	0,45	0,54	0,06	0,09	0,40	0,54	0,02	0,03	0,04	0,05	0,06	0,07	0,33	н.обн.	0,04	0,06	0,05	0,07
K ₂ O	5,07	8,25	4,56	7,81	4,33	5,26	4,04	5,63	5,01	6,14	4,86	5,81	4,32	5,71	3,87	5,88	3,37	3,54
Na ₂ O	1,08	1,53	0,20	0,20	2,27	3,02	1,99	2,73	1,12	1,21	2,19	2,60	0,61	0,83	1,67	2,62	0,81	0,87
P ₂ O ₅	1,22	1,23	2,68	2,85	1,06	1,07	0,23	0,27	0,49	0,45	0,94	0,04	0,58	0,02	0,19	0,19	1,93	1,91
CO ₂	16,60	н.обн.	16,58	-	9,75	н.обн.	17,37	-	9,92	-	9,94	-	13,00	0,29	20,91	-	10,25	-
F	1,24	0,96	0,36	0,26	0,81	0,79	0,67	1,15	0,51	0,48	0,60	0,83	0,85	1,00	0,85	1,09	0,24	0,12
S	0,29	0,63	0,09	0,13	0,04	0,08	0,44	0,44	0,07	0,08	0,04	0,04	0,80	н.обн.	0,28	0,16	0,11	0,17
H ₂ O	0,20	1,00	0,59	1,85	2,50	4,00	0,36	6,66	1,66	2,39	0,54	0,89	3,60	4,92	0,56	6,81	1,78	3,63
сумма	100,22	99,05	99,40	99,48	99,88	100,01	100,48	99,39	99,34	99,44	99,42	99,39	100,06	100,07	99,58	99,49	99,50	99,59

Продолжение таблицы 3.

Скважина	6189		50	59	59	101	118	0841	0865	0865	1625	2441	3125	14/81	14/81	4060
Глубина (м)	65-75		50	90	137	24		38	114	128	81	66,5	121	10	30	17,4
Компонент	А б															
№№ п.п.	35	36	39	40	41	42	43	44	37	45	46	47	48	49	50	51
SiO ₂	30,12	36,50	32,47	30,47	32,28	36,89	31,38	23,22	30,86	27,97	34,99	30,65	23,9	23,06	35,04	29,71
TiO ₂	2,57	3,80	2,65	3,22	2,80	3,61	2,38	2,09	7,04	2,76	3,24	3,43	1,63	2,25	2,50	5,85
Al ₂ O ₃	10,23	9,02	5,77	5,78	5,71	3,07	6,66	5,27	7,53	7,41	7,84	7,02	6,48	7,42	9,89	9,53
Fe ₂ O ₃	7,36	10,58	9,46	9,14	7,68	5,47	7,39	6,38	6,39	5,72	4,62	6,45	4,14	4,12	5,35	10,12
FeO	4,76	6,20	3,14	4,76	4,94	7,27	3,14	3,32	8,35	5,84	7,63	5,21	4,58	4,76	4,94	6,11
MnO	0,47	0,60	0,21	0,24	0,19	0,13	0,19	0,26	0,23	0,27	0,23	0,21	0,41	0,50	0,17	0,21
MgO	7,89	11,21	17,96	17,55	19,45	16,17	15,00	15,30	8,65	11,76	14,74	10,02	15,74	13,06	14,01	17,92
CaO	18,97	11,59	14,71	10,58	13,88	11,19	18,05	15,39	11,12	13,55	11,21	12,96	16,00	20,93	10,75	5,07
BaO	1,11	1,16	0,12	0,32	0,34	0,14	0,23	0,14	0,22	0,16	0,10	0,02	0,27	0,15	0,20	0,25
SrO	0,43	0,43	0,09	0,13	0,11	0,06	0,16	0,17	0,13	0,12	0,10	0,19	0,21	0,12	0,14	0,04
ZrO ₂	0,06	0,08	0,33	0,38	0,27	0,15	0,32	н.обн.	0,08	0,55	0,54	н.обн.	0,41	0,69	0,68	н.обн.
K ₂ O	2,17	3,42	3,22	2,84	3,11	2,14	3,17	4,00	4,80	5,82	5,58	5,67	5,07	3,07	5,87	5,77
Na ₂ O	2,64	0,75	0,33	0,10	0,87	0,30	0,65	1,51	2,73	0,38	0,99	2,02	0,99	0,10	1,98	0,32
P ₂ O ₅	2,18	0,60	0,49	0,83	0,89	0,54	1,15	0,97	1,30	1,13	0,96	0,82	0,26	1,28	1,45	0,85
CO ₂	7,01	-	4,48	7,44	3,42	8,33	7,73	20,17	7,75	10,25	5,53	14,33	17,77	9,68	6,10	2,96
F	0,21	0,18	0,24	0,23	0,26	0,28	0,35	0,26	0,46	0,60	0,49	0,62	0,57	0,26	0,46	0,35
S	0,16	0,24	0,04	0,13	0,07	1,87	0,19	н.обн.	0,31	0,02	0,27	н.обн.	0,04	0,03	0,15	н.обн.
H ₂ O	1,08	3,04	4,68	6,14	4,08	2,92	2,39	1,18	1,53	5,91	1,77	0,83	2,15	9,13	0,67	4,42
сумма	99,42	99,40	100,28	100,18	100,24	100,41	100,39	99,52	99,48	99,97	100,62	100,19	100,38	100,50	100,15	99,33

Примечание: а-исходная порода, б- порода после обработки HCl. 27-28 Вт – пироксенит, 29- 30 мелилитсодержащая порода, остальные лампроиты. Данные квантометрического рентгено-флюоресцентного анализа, аналитик Финкельштейн А.Л., содержания CO₂, F, S – определялись химическим методом, аналитик Мат-

веева Л.Н., Институт геохимии СО РАН, 1999 г.

(до 50 м) горизонтальные силлы, реже наклонные дайки, сложенные оливинowymi лампроитами. В двух скважинах (0865 и 0855) обнаружены лейцитовые лампроиты.

Оливиновые лампроиты – мелкозернистые породы серого цвета, сложенные порфировидными выделениями ограненных кристаллов оливина, которые обтекаются более мелкозернистой слюдисто-пироксеновой массой. Кристаллы вкрапленников слюды образуют текстуры течения, очень характерные для пород лампроитовой группы [13]. После кристаллизации лампроитов происходило внедрение насыщенной флюидами карбонатной магмы и они подвергались интенсивной карбонатизации. Оливин полностью замещен карбонатами различного состава, и от него осталась только форма кристаллов. Часто разрушается при карбонатизации и пироксен.

Лейцитовые лампроиты состоят из вкрапленников лейцита ограненного и округлого габитуса, которые обтекаются слюдисто-пироксеновым агрегатом. Выделения слюды часто приурочены к граням кристаллов лейцита. Выделения лейцита, так же как и оливина, полностью замещены карбонатами. Процесс карбонатизации лампроитов распространен в уральских и индийских лампроитах.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ЛАМПРОИТОВ ТОМТОРА

Сложности определения истинного состава лампроитов Томтора связаны с наложенным процессом карбонатизации. Для выявления первичного состава лампроитов мы в 30-ти пробах провели растворение карбоната. Методика растворения: 30 граммов истертого лампроита растворялось в течение 5 минут в 300 мл холодной HCl (1:1). Раствор сливался, фильтровался и анализировался. Нерастворимый остаток осторожно промывался водой, высушивался и также анализировался. Химические составы пород лампроитовой группы до кислотной обработки (а) и после (б) представлены в таблице 3.

Для первичных составов карбонатизированных пород были характерны низкие содержания SiO₂ и высокие CaO и CO₂, поэтому их относили к породам пикрит-кимберлитовой группы. После удаления карбоната в породах увеличились содержания SiO₂, MgO, K₂O, TiO₂ и они стали соответствовать составам лампроитов. В некоторых разновидностях пород карбонатные составляющие были представлены минералами доломит-анкеритового состава. Их удаление не привело к значительному повышению MgO и железа, однако их концентрации остались в пределах составов пород лампроитовой серии. Кислотная обработка не привела к растворению силикатных минералов, иначе в них наблюдалось бы резкое окисление FeO. В некоторых пробах наблюдался вынос разрушенных пироксенов, что привело к резкому снижению содержания CaO в породе. Также произошло некоторое растворение апатита, поэтому концентрации фосфора не повысились. Конечно, нельзя говорить, что после удаления карбоната породы полностью восстановили свой состав. Однако этого восстановления достаточно для достоверной диагностики пород лампроитовой серии.

Чтобы доказать, что после кислотной обработки породы других серий не приобрели лампроитового состава, в таб. 3 приведены составы так же обработанных биотитового пироксенита (ан. 29-30) и мелилитсодержащей породы (ан. 27-28). Они не отвечают лампроитам, несмотря на то, что в мелилитовой породе был частично растворен и обычно разрушенный мелилит. Подтверждение селективного растворения в основном карбоната и резком повышении из-за этого концентрации некоторых петрогенных элементов мы видим на графике парных корреляций некоторых петрогенных элементов (рис. 5).

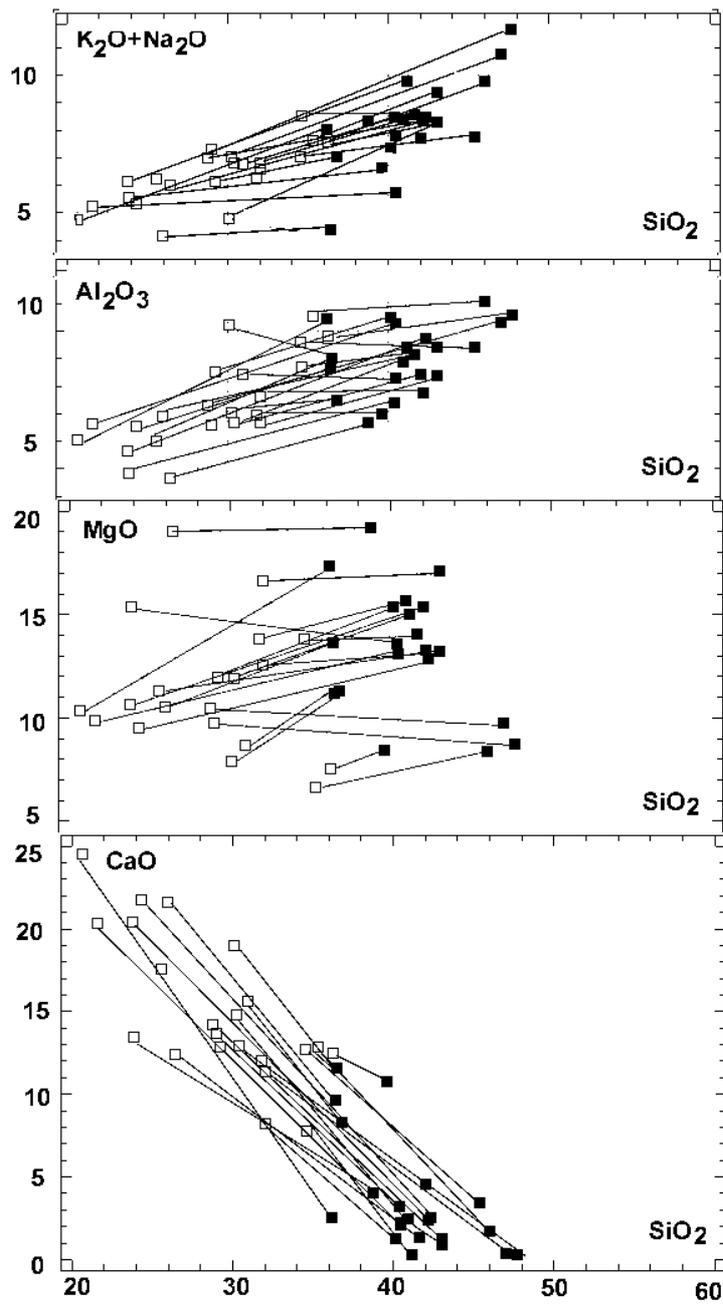


Рис. 5. Парные корреляции петрогенных элементов в лампроитах Томторского массива. Условные обозначения: пустые квадраты - исходные породы, черные - после обработки HCl

Таблица 4.

Содержания редких элементов (в г/т) в лампроитах Томторского массива.

Скважина	2417		2446		2447		48/8		0865	0873	1625			2425	3225
Глубина (м)	48-55		68		20-30		164		50-115	50	95	150	188	140-150	210-260
№№ п.п.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
Ba	2710	2960	960	1220	3540	4820	1140	1590	4000	2190	1111	6290	3650	1470	1210
Sr	2063	2194	1720	1710	3658	3285	1049	1254	4129	3096	912	4393	4126	2756	5056
Zr	235	274	244	396	357	487	300	470	483	541	581	544	404	427	403
Cr	800	840	530	800	260	350	800	1500	830	940	580	270	410	740	620
Ni	570	800	530	920	90	130	700	800	500	780	560	140	220	500	500
Co	41	62	42	56	24	35	47	78	90	61	58	39	37	44	31
V	250	300	360	440	230	310	290	610	550	440	420	280	240	400	370
Sc	22	25	22	40	30	33	30	17	21	46	23	25	5,1	43	40
Sn	3,2	3,4	3,3	4,8	3,3	4,6	2,4	3,7	6,3	5,5	5,6	5	3,3	4,7	6,8
Pb	53	5,2	15	10	22	6,7	15	15	2,4	16	6,5	4,4	1,5	4,2	7,4
Zn	230	210	100	110	140	170	96	140	180	150	160	140	270	83	160
Cu	66	84	49	78	52	97	87	170	150	110	54	100	37	84	60
Mo	11	15	9,7	25	2,1	3,2	0,8	1,6	33	32	1	21	3,2	32	15
B	2,5	3,2	2	3,1	8	11	5,8	12	17	3,4	10	12	2,1	2,7	4,4
Ag	0,06	0,07	0,06	0,06	0,11	0,14	0,07	0,09	0,25	0,09	0,09	0,07	0,04	0,05	0,06
Be	6,3	14	15	18	4,3	5,7	24	56	30	45	14	8	12	35	15

Скважина	7265		3233		117		118	50	59		71	101	118	0865	1625	7932	14/81
Глубина (м)	27	70	140-170		147	174	56	58	90	137	100	170		128	81	38	117
№№ п.п.	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	
Ba	1100	2300	5480	1430	3620	3320	1090	2820	3010	2300	1260	2060	1440	900	2150	2110	
Sr	771	1591	6453	1396	2110	203	801	1083	970	1444	536	1342	1058	849	1007	879	
Zr	401	376	677	240	334	546	241	279	198	327	109	240	410	397	207	248	
Cr	1600	510	350	1600	610	670	1300	1600	1100	850	1200	780	610	810	1000	900	
Ni	900	670	170	1200	250	280	930	1000	1100	400	2000	310	250	810	650	880	
Co	71	40	47	92	57	47	160	180	160	180	250	150	120	140	110	46	
V	350	290	300	240	400	310	430	560	530	550	400	630	360	330	200	200	
Sc	28	35	36	43	35	22	25	22	20	40	15	46	17	24	19	9	
Sn	5,3	4,2	5,3	2,7	3,1	4,6	2,9	3,1	2,4	2,9	3,4	3	3	5	1,8	2,6	
Pb	12	56	44	32	13	8,9	3,2	8,3	4	22	6,7	9	48	7	6,3	15	
Zn	400	430	330	240	180	210	120	130	110	110	150	130	130	170	140	97	
Cu	46	150	140	120	80	70	110	120	65	68	76	140	9,6	96	33	15	
Mo	1	2,8	1,1	2,8	3,2	12	0,04	0,5	0,6	4,2	10	2,3	1,8	1,5	4,6	0,4	
B	5,5	6,3	4,7	30	9,8	11	36	55	21	26	12	22	5,7	4,2	4,6	23	
Ag	0,01	0,2	0,27	0,09	0,08	0,04	0,09	0,12	0,06	0,18	0,12	0,17	0,04	0,09	0,08	0,06	
Be	17	12	16	85	13	10	0,70	6	2	2,6	1,8	9,9	20	6,5	6,7	2,7	

Примечание: номера 1,3,5,7,22-31 исходные пробы лампроитов, номера 2,4,6,8-21 пробы лампроитов после обработки HCl, пробы 1-8-пары обработанных и необработанных проб. Пробы лампроитов анализировались: Ba,Sr- рентгено-флюоресцентным методом, аналитик Финкельштейн А.Л., остальные элементы- количественным эмиссионным спектральным методом, аналитики Кузнецова А.И., Воробьева С.С., Чернышева О.М. Институт геохимии СО РАН, 1999-2000г

Проведенное растворение не нарушает трендов дифференциации элементов и по общему направлению этих трендов, лампроиты Томторского массива не отличаются от лампроитов Алданского щита и классических лампроитов мира. Как видно из диаграммы тройных корреляций главных петрогенных элементов тренды составов лампроитов. Прианабарья и Алдана близки (рис. 2), хотя концентрации TiO_2 в лампроитах Томтора значительно выше алданских и соизмеримы с австралийскими.

По минеральному составу среди лампроитов Томторского массива можно выделить оливиновые и лейцитовые разновидности. После процесса карбонатизации пород от оливина и лейцита остались в основном формы кристаллов. В менее измененных оливиновых лампроитах наблюдается обычное замещение оливина серпентином.

Оливиновые лампроиты состоят из вкрапленников оливина и трахитоидной слюди-сто-пироксеновой массы, обтекающей ранние вкрапленники. Иногда основная масса породы состоит на 80% из слюды. Из второстепенных минералов отмечается апатит, перовскит и рудный минерал. Иногда встречаются повышенные концентрации граната, который обычно не характерен для лампроитов. Не исключено, что гранат образовался в процессе карбонатизации лампроитов, особенно при замещении пироксена.

Лейцитовые разновидности встречены в керне только двух скважин. Они отличаются от оливиновых лампроитов очень вязкими механическими свойствами. Для лейцитовых лампроитов характерна решетчатая текстура расположения кристаллов слюды. В основной массе лейцитовых лампроитов отмечены выделения калиевого полевого шпата. Несмотря на некоторые повышенные содержания натрия в отдельных пробах, в породах не обнаружено плагиоклазов.

Таблица 5.

Содержания редкоземельных и иттрия (в г/т) в лампроитах Томторского массива.

Скважина	59	71	101	0841	0865	1625	2441	3125	7932	14/81	14/81	av-1/3	Av-1/4
Глубина(м)	137	100	24	38	114	86	66,5	121	38	117	20		
La	105	135	215	160	113	125	63	360	150	200	170	145	315
Ce	190	270	400	290	230	245	130	600	270	390	320	280	570
Pr	21	34	44	33	27	29	15	60	24	45	37	33	60
Nd	79	125	145	113	100	106	61	190	105	155	120	115	190
Sm	12	21	20	16	16	18	11	21	19	21	17	16	20
Eu	3,3	5,2	4,4	3,8	4,5	5,3	2,8	4,8	5	5	4,5	3,4	6,7
Gd	9	15	13	12	12	15	9	12	12	13	15	11	12
Tb	1,03	2	1,5	1,4	1,5	1,9	1,2	1,5	1,6	1,6	2,3	1,35	1,4
Dy	4,4	8,9	6,3	6,1	6,6	8,7	5,3	5,8	7,10	6	13	5,3	4,6
Ho	0,67	1,46	1,14	0,99	1,03	1,4	0,93	0,93	0,95	0,89	2,2	0,84	0,73
Er	1,6	3,5	3,1	2,6	2,5	3,4	2,3	2,3	2,5	2,3	5,5	2,1	1,7
Tm	0,22	0,54	0,52	0,41	0,41	0,5	0,34	0,41	0,31	0,33	0,87	0,28	0,25
Yb	1,07	2,7	2,5	2	2,2	2,5	1,8	2,2	2,1	1,7	4,2	1,5	1,3
Lu	0,15	0,36	0,36	0,25	0,28	0,32	0,24	0,31	0,32	0,24	0,55	0,2	0,2
Y	19	44	33	30	31	42	29	31	23	27	74	25	21

Примечание: два последних анализа - лампроиты Австралии: 1/3–оливиновые массивные лампроиты, Ар-гайл; 1/4–оливиновые лампроиты Эллендейл-11.

Данные анализа АСР MASS, аналитики Е.В.Смирнова, А.Ю.Митрофанова. Институт геохимии СО РАН 2000г

РЕДКИЕ ЭЛЕМЕНТЫ В ЛАМПРОИТАХ ТОМТОРСКОГО МАССИВА

В таблицах 4 и 5 приведены концентрации редких и спектры редкоземельных элементов в карбонатизированных и обработанных кислотой породах. Для лампроитов Томторского массива характерны повышенные концентрации Ba, Sr, Cr, Ni, что обычно для лампроитов и отличает их от пород других серий. В обработанных кислотой пробах содержания этих элементов повышаются, притом концентрации Sr повышается менее значительно чем Ba, что связано с растворением стронция, содержащегося в карбонате. Так же резко падает содержания Pb, который концентрируется в основном в карбонате. В некоторых пробах отмечаются пониженные содержания Sr и Ni. Вероятно это связано с удалением этих элементов из разрушенных пироксенов. В Томторских лампроитах отмечаются повышенные для лампроитов концентрации скандия и иттрия, что характерно и для других пород массива и подтверждает их генетическую общность. Для Томторских лампроитов, как и для австралийских, характерны повышенные концентрации Zr и редкоземельных элементов. Для изученных лампроитов они приведены в табл. 5. Как видно из диаграммы (рис. 3) спектры TR лампроитов Прианабарья, нормированные по хондриту, идеально совпадают со спектрами алмазных оливиновых лампроитов Австралии, как по наклону спектра, так и по соотношению TR-элементов, что встречается в лампроитовой группе пород довольно редко. В отличие от алданских лампроитов линии спектров TR в них имеют более крутой наклон. Отсутствие фракционирования Eu говорит о малой степени дифференцированности в период от зарождения расплава до его кристаллизации, что является положительным признаком алмазности. Кроме того, это свидетельствует о лампроитовом тренде составов пород, а не базальтоидном. В последних, выделяющийся плагиоклаз избирательно концентрирует Eu, что приводит к его фракционированию и является Eu минимум. Так как в лампроитовых расплавах плагиоклаз не образуется совсем в них отсутствует Eu минимум, что так же является диагностическим признаком лампроитов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Как было показано выше, изученные породы отвечают породам лампроитовой серии и по некоторым параметрам близки к лампроитам Австралии. Кроме силлов и дайковых тел, они слагают разрушенные лавовые потоки и брекчии диатрем, среди которых встречаются и туфовые разновидности. Учитывая длительность и сложность становления и развития магматизма Томторского массива и его вулканоплутонический характер, наличие большого количества рудоносных карбонатитовых туфов и брекчий и сам объем лампроитовых образований, можно предположить, что извержение значительного количества лампроитовых туфов также имело место. Обычно туфовые «облака» разносятся в разные стороны от действующих вулканов на расстояние до 200 км. А очаг Томторского вулкана был площадью 250 км². Поэтому мы считаем правомерным предположить, что Эбеляхская алмазная россыпь, находящаяся в 50 км от Томторского массива, могла образоваться при размывании на месте лампроитовых туфов Томтора. Лампроитовые туфы легко разрушаются и не содержат минералов высоких давлений кимберлитовой ассоциации, что характерно для Эбеляхской россыпи. В пользу этого предположения говорит и находка алмаза Г.И.Поршневым в одной из «пикритовых» диатрем Томторского массива. Кроме того, алмазы Эбеляхской россыпи «грязные» и часто содержат большое количество мелких включений, что тоже можно объяснить их туфовым происхождением.

Первые данные изучения ксенолитов в породах кимберлит-лампроитовой ассоциации, проведенные И.В.Ащепковым говорят о их дунитовом и дунит-гарцбургитовом составе. По диаграммам состава минералов ксенолитов выявляются следующие параметры

мантии: $T=1000-1200^{\circ}\text{C}$, $P=45-60$ Кбар, что соответствует глубине порядка 200 км. Учитывая эти параметры можно говорить о потенциальной алмазности пикрит-лампроит-карбонатитовой ассоциации пород Прианабарья. Главной проблемой алмазности данных пород является сохранение алмазов при их транспортировке к поверхности и кристаллизации пород. В данной геологической ситуации наиболее перспективными должны быть туфовые разновидности пород. По соотношению изотопов Sr и Nd (рис. 1) пикриты Вост. Прианабарья и карбонатиты Томтора попадают в переходную область обогащенной мантии между EM - 1 и EM - 2.

ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ:

1. В Восточном Прианабарье и Томторском массиве К-щелочные базальтоиды относятся к группе лампроитов. Обнаружены оливиновые, лейцитовые и санидиновые их разновидности.

2. В совокупности породы диатрем и геофизических аномалий Восточного Прианабарья образуют кимберлит-пикрит-лампроит-карбонатитовую ассоциацию. Все эти породы генетически связаны и имеют единый мантийный источник. При увеличении количества слюды в основной массе породы (до 80 %) кимберлиты постепенно переходят в лампроиты.

3. Породы лампроитовой группы, как и все породы диатрем, подвержены интенсивной карбонатизации, притом наблюдаются полные псевдоморфозы карбоната по кристаллам оливина и лейцита, в связи с чем затруднена их диагностика. При растворении карбоната в значительной мере наблюдается восстановление первичного химического состава лампроитов.

4. По петрохимическим параметрам лампроиты Прианабарья близки к лампроитам Австралии и к другим лампроитам.

5. Лампроиты Томторского массива, по сравнению с лампроитами диатрем, имеют больший объем, образуя sill и потоки лав и туфов. Они более дифференцированы и раскристаллизованы. Учитывая большой объем щелочной и лампроитовой магм Томторского массива, интенсивность вулканических процессов, происходящих на массиве, и близость истоков р. Эбелях, нам представляется вероятным образование Эбеляхской россыпи в процессе размыва лампроитовых туфов Томторского массива.

6. Первые данные изучения ксенолитов в породах кимберлит-лампроитовой ассоциации говорят о их дунитовом и дунит-гарцбургитовом составе. По диаграммам состава минералов ксенолитов выявляются следующие параметры мантии: $T^{\circ}\text{C} = 1000-1200^{\circ}$, $P=45-60$ Кбар, что соответствует глубине порядка 200 км. По соотношению изотопов Sr и Nd пикриты Вост. Прианабарья и карбонатиты Томтора попадают в переходную область обогащенной мантии между EM - 1 и EM - 2. Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 00-05-65288)

литература

1. Вишневецкий С.А., Долгов Ю.А., Соболев Н.В. Лампроиты Талахтахской диатремы на Восточном склоне Анабарского щита // Геология и геофизика, 1986, № 8, с. 17-27.
2. Владыкин Н.В. Петрология и рудоносность К-щелочных пород Монголо-Охотского ареала магматизма // Диссертация в форме научного доклада, 1997, Иркутск, с.1-80.
3. Владыкин Н.В. К-щелочные породы и лампроиты Томторского массива // Труды научной школы «Щелочной магматизм», 2001, Москва, с.17-19.

4. Владыкин Н.В., Лелюх М.И., Торбеева Т.С., Толстов А.В., Серов В.П. Лампроиты Томторского массива // Вестник ИГУ, 2002, № 4, Иркутск, (в печати).
5. Егоров Л.С., Сурина Н.П., Поршнев Г.И.. Уджинский рудно-магматический комплекс ультраосновных щелочных пород и карбонатитов // Рудно-магматические комплексы северо-запада Сибирской платформы и Таймыра. Л.: Недра, 1985, с. 138-154.
6. Лампроиты (ред. О.А.Богатиков), М., Наука, 1991, с.300.
7. Панина Л.И., Владыкин Н.В. Лампроитовые породы Мурунского массива и их генезис // Геология и геофизика, 1994, т.35, №12, сс.100-113.
8. Поршнев Г.И., Степанов Л.Л. Геологическое строение и фосфатоносность массива Томтор // Щелочной магматизм и апатитоносность севера Сибири. Л., НИИГА, 1980, с. 84-100.
9. Шихорина К.М. Высококалийевые породы Чимаро-Уджинского района (северо-восток Сибирской платформы) // Известия АН СССР, Серия геологическая, 1991, № 3, с. 58-64.
10. Dawson J.B. Kimberlites and their xenoliths. Springer Verlag, New York, 1980, 300p.
11. Jagues A.L., Lewis J.D., Smith C.B. The kimberlites and lamproites of Western Australia Geol. Surv. W. Australia. Bull. 1986. Vol. 132. P. 268.
12. Mitchell R.H., Bergman S.C. Petrology of lamproites.// New York, Plenum Publishing Corporation, 1991, 447p.
13. Mitchell R.H., Smith C.B., Vladykin N.V. Isotopic composition of Sr and Nd in potassic rocks of the Little Murun complex, Aldan Shield, Siberia. // Lithos, 1994, 32, p.243-248.
14. Vladykin N.V. Geochemistry and genesis of lamproites of the Aldan shield // Russian Geology and Geophysics, v.38, N. 1, 1997, pp.128-141.
15. Vladykin N.V., Lelyukh M.I., Tolstov A.V. Lamproites of the Anabar region, Northern riming of the Siberian platform // 7 Kimberlite Conferens, Cape-Town, 1998, p. 946-948.
16. Vladykin N.V. The Malyi Murun Volcano-Plutonic Complex: An Example of Differentiated Mantle Magmas of Lamproitic Tupe.// Geochemistry International, Vol. 38, Suppl. 1, 2000, pp. S73-S83.

ЛАМПРОИТЫ АНТАРКТИКИ: ОБЗОР ДАННЫХ

МИХАЛЬСКИЙ Е.В.¹, ШЕРАТОН ДЖ.²

¹ ВНИИОкеангеология, Английский пр., 1, Санкт-Петербург 190121, Россия

² Stoneacre, Bream Road, St Briavels, Glos. GL15 6TL, UK

В работе приведены как опубликованные ранее, так и неопубликованные данные по минералогии (в том числе состав минералов) и геохимии лампроитовых пород из трёх регионов Антарктики. В двух регионах (Земля Эндерби и горы Принс-Чарльз) развиты ордовикские (480?460 млн. лет) лампроитовые дайки, а на берегу Вильгельма II (г. Гауссберг) находится субгляциальная вулканическая постройка оливиновых лейцититов плейстоценового возраста. Большинство пород содержит значительные концентрации флогопита, а также санидин или лейцит, или развитые по ним вторичные минералы. Имеющиеся изотопные данные (Sr,Nd,Pb) свидетельствуют о происхождении этих пород из резко обогащённых мантийных источников. Антарктические лампроиты обладают некоторыми чертами, типичными для лампроитов Западной Австралии и Испании. За исключением лав г. Гауссберг, они локализованы в районах, претерпевших поздненеопротерозойско–раннепалеозойскую тектоническую активизацию раннедокембрийских кратонов, что предположительно отражает влияние завершающих фаз орогении в соседних районах.

ВВЕДЕНИЕ

Лампроиты представляют незначительные по объёму, но важные в петрологическом смысле магматические комплексы на всех Восточно-Гондванских континентах, и преимущественно внедрялись во внутрикратонных тектонических условиях. В Антарктиде лампроиты встречаются весьма редко, но тем не менее именно они оказались среди первых изученных горных пород на ледовом материке: в 1902г. Германская Антарктическая экспедиция во главе с Э.фон Дригальски обнаружила эти породы на г. Гауссберг. В печати опубликованы несколько работ, посвящённых Антарктическим лампроитам, к настоящему времени известных в трёх регионах Антарктиды (Земля Эндерби, горы Принс-Чарльз, г.Гауссберг; рис. 1). В публикациях приведены разнообразные геологические, петрографические, геохимические и изотопно-геохимические данные по этим необычным породам. Главная цель данной работы– представить в виде компиляции все имеющиеся данные по Антарктическим лампроитам и суммировать существующие представления по их петрогенезису и тектоническим реконструкциям.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ЧЕРТЫ И МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ

ЗЕМЛЯ ЭНДЕРБИ

Дайки лампроитов и лампроитоподобных пород известны на нескольких участках, расположенных в пределах 70км друг от друга: пик Пристли (Priestley Peak), о.Тонаф (Tonagh Island) и о-ва Гидрографов (Hydrographer Islands). Лампроитами сложены дайки и маломощные жилы, интрузирующие метаморфические породы архейского Нейпирского комплекса гранулитовой фации метаморфизма. Лампроитовые дайки на пике Пристли рассе-

кают неметаморфизованные мезопротерозойские мафические дайки, а лампроиты на о-вах Гидрографов пересекают поздние зоны пластических деформаций и предположительно кембрийские пегматитовые тела.

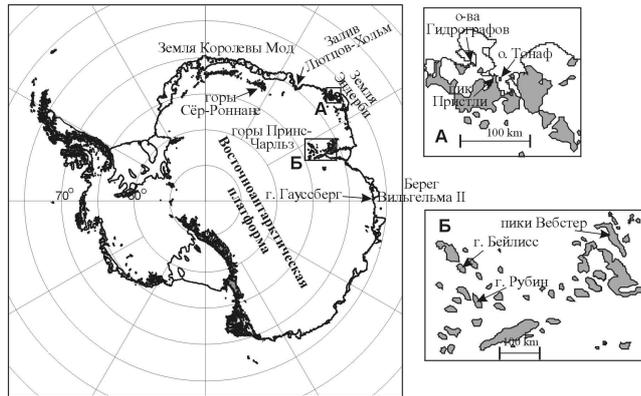


Рис. 1. Географическая схема.

Дайковые породы в районе пика Пристли состоят преимущественно из калиевого магнезио-арфведсонита (8–37%), флогопита (5–47%), железистого калиевого полевого шпата (микроклин, 26–48%), апатита (4–10%), кварца (до 5%), титанита (до 4%) и незначительного количества рутила (в виде сростков с рудными минералами), циркона и барита [21]. Породы существенно гетерогенны, главным образом вследствие вариаций содержания флогопита и амфибола в неправильных по форме, прерывистых зонах, но при этом содержания калиевого полевого шпата, кварца и титанистых минералов также заметно варьируют. Контакты между зонами различного состава (шириной до нескольких дециметров) чёткие, с резким изменением зернистости, что предполагает внедрение гетерогенной магмы или, возможно, полифациальное внедрение [21]. Слабо плеохроирующий калиевый арфведсонит и оранжево-коричневый флогопит являются преобладающими мафическими минералами. Округлые агрегаты вторичного, лучистого бледно-зелёного калиевого арфведсонита до 1 см в поперечнике, окаймлённого флогопитом, могут представлять изменённые фенокристаллы и ксенокристаллы пироксенов, хотя состав арфведсонита в этих агрегатах не отличается от кристаллов в основной массе. Барит встречается в зёрнах до 1 мм в поперечнике, обычно в ассоциации с кварцем в поздних фельзических сегрегациях. Рудные минералы включают пирротин и халькопирит. Закалённые зоны эндоконтактов даек содержат фенокристаллы флогопита и апатита.

По породам пика Пристли получена Rb–Sr изохронная датировка 482 ± 3 млн. лет (флогопит, калиевый полевой шпат, калиевый арфведсонит, апатит и валовый состав) с начальным отношением $Sr_1 = 0.70852 \pm 0.00007$ [2].

Дайки на о-вах Гидрографов состоят из полевого шпата (преимущественно микроклин), и биотита с примесью рихтерита, эгирин-авгита, оливина и барита [19]. Эти породы менее уверенно могут быть отнесены к группе лампроитов.

Лампроиты о. Тонаф [11] слагают субмеридиональные, субвертикальные тонкие жилы мощностью от нескольких сантиметров до 1 метра при незначительной протяжённости (несколько метров). Здесь лампроиты – голокристаллические породы от зелёного до тёмно-зелёного цвета. В некоторых образцах содержатся стяжения биотита до 2 см в поперечнике, другие обнаруживают сантиметровую расслоенность, определяемую вариациями в зернистости и модальном составе. Локально встречаются мегакристы и автолитоиды полевого шпата до 3 см в поперечнике. Лампроиты преимущественно состоят из микро-

клина, амфибола (калиевого рихтерита), биотита и апатита. В большинстве образцов присутствует кварц в незначительных количествах. Округлые зёрна титанита и мелкие зёрна рутила составляют значительный объём в некоторых образцах; карбонат, циркон, монацит являются дополнительными аксессуориями. Микроклиновые зёрна обычно обнаруживают типичное перекрёстное двойникование, как и мелкую зональность и аномальную интерференционную окраску (вероятно вследствие повышенного содержания Fe_2O_3). Гипидиоморфные зёрна биотита, калиевого рихтерита и апатита окружены мелкими зёрнами микроклина. Некоторые кристаллы биотита окаймлены коронами калиевого рихтерита. Калиевый рихтерит и микроклин становятся более мелкозернистыми в направлении к контактам даек, в то время как биотит и апатит сохраняют свою размерность. Автолиты в первом приближении состоят из тех же минералов, но являются более крупнозернистыми. В одном автолите отмечен барит. Составы минеральных фаз приведены в табл.1.

Таблица 1.

Химический состав породообразующих минералов.

Минерал	Bt (n=9)	Bt (n=3)	K-rcht (n=14)	K-rcht (n=16)	K-fsp (n=12)	K-fsp (n=20)	Phl	Phl	Phl	Phl
Образец	TM9901 13-01a	TM9901 13-01F	TM9901 13-01a	TM9901 13-01F	TM9901 13-01a	TM9901 13-01F	7728 3949b	7728 3951a	7328 1545	7328 1545
Местоположение	о.Тонаф	о. Тонаф	о.Тонаф	о. Тонаф	о. Тонаф	о. Тонаф	Пик Пристли	пик Пристли	г. Бейлисс	г. Бейлисс
SiO ₂	43,02	44,34	55,53	55,08	64,55	63,84				
TiO ₂	2,80	3,70	0,33	0,38						
Al ₂ O ₃	8,77	5,51	0,24	0,08	16,09	15,60				
Cr ₂ O ₃	0,22	0,54	0,16	0,01						
Fe ₂ O ₃					2,54	3,22				
FeO	14,58	16,28	12,18	12,56						
MnO	0,16	0,09	0,29	0,24						
MgO	16,09	15,35	15,73	15,29						
CaO			4,25	3,12	0,04	0,02				
Na ₂ O	0,65	0,62	5,08	5,47	0,80	0,46				
K ₂ O	10,31	10,18	3,97	5,04	16,43	16,46				
NiO										
Сумма	96,60	96,64	97,76	97,27	100,45	99,60				
O	22	22	23	23	8	8	22	22	22	22
Si	6,324	6,569	8,069	8,097	3,004	3,004	6,654	6,4	5,576	6,125
Ti	0,309	0,412	0,036	0,042			1,308	0,214	0,961	0,634
Al	1,519	0,967	0,041	0,015	0,882	0,865	1,19	1,698	2,002	1,294
Cr	0,0025	0,063	0,018	0,002						
Fe ³⁺					0,089	0,114				
Fe ²⁺	1,792	2,017	1,48	1,544			1,518	1,616	0,837	2,859
Mn	0,02	0,012	0,036	0,03			0,016	0,024		
Mg	3,525	3,391	3,408	3,35			3,76	3,98	3,992	2,713
Ca			0,662	0,491	0,002	0,001	0,028	0,006		
Na	0,184	0,178	0,736	0,946	0,975	0,988				
K	1,933	1,925	1,43	1,56	0,072	0,042	2,024	2,004	1,788	1,94
Ni										
Сумма	15,631	15,534	15,916	16,077	5,024	5,014				

Таблица 1 (продолжение)

Минерал	Phl	Phl	Am (ядро)	Am (край)	K-fsp (n=20)	Ol (n=12)	Срх (n=10)	Лс (n=11)	Вт (n=4)
Образец	35647-3	35647-3	35647-3	35647-3	35647-3				
Местоположение	г. Рубин	г. Рубин	г. Рубин	г. Рубин	г. Рубин	г. Гаусс-берг	г. Гаусс-берг	г. Гаусс-берг	г. Гаусс-берг
SiO ₂	40,48	41,41	55,29	51,50	63,84	40,30	53,60	55,00	40,60
TiO ₂	9,56	9,13	1,04	1,74	0,04		0,97	0,21	9,00
Al ₂ O ₃	9,14	7,03		0,03	18,43		0,44	21,40	6,90
Cr ₂ O ₃	0,17	0,09	0,11	0,21		0,03	0,82		
Fe ₂ O ₃							0,69	0,96	
FeO	11,81	12,26	19,93	27,55	0,44	10,50	2,60		11,90
MnO	0,19	0,10	0,86	0,65	0,22	0,19	0,10		0,05
MgO	17,81	18,92	11,24	5,85	0,55	48,20	17,20	0,28	17,60
CaO			0,64	2,91		0,33	22,80		
Na ₂ O			5,27	4,64			0,51	0,10	0,41
K ₂ O	10,58	10,75	5,50	5,06	17,40			21,80	9,30
NiO						0,38	0,08		0,04
Сумма	99,87	99,69	99,88	99,84	99,92	99,30	99,81	*99,85	**96,80
O	22	22	23	23	8	4	6	6	22
Si	5,767	5,895	8,407	7,908		0,995	1,961	2,016	5,958
Ti	1,024	0,953	0,119	0,202			0,027	0,006	0,993
Al	1,535	1,179	0,013	0,006			0,019	0,925	1,193
Cr		0,01		0,026		0,001	0,024		
Fe ³⁺		0,117		0,134			0,019	0,026	
Fe ²⁺	1,407	1,342	2,077	3,424		0,217	0,078		1,496
Mn	0,023	0,012	0,11	0,085		0,004	0,003		0,006
Mg	3,783	4,015	2,548	1,347		1,773	0,938	0,015	3,85
Ca			0,104	0,482		0,009	0,894		
Na			1,554	1,389			0,036	0,007	0,117
K	1,923	1,952	1,067	0,997				1,019	1,741
Ni						0,008	0,002		0,005
Сумма						3,007	4,001	4,015	15,417

Примечание: Вт - биотит, Phl - флогопит, K-fsp – щелочной полевой шпат, Am - амфибол, K-rcht – калиевый рихтерит, Ol - оливин, Срх - клинопироксен, Лс – лейцит. * включая 0,09% BaO; ** включая 1,0% BaO.

Породообразующие минералы содержат мало Al₂O₃, что отражает агапитовый валовый состав пород (см. ниже). Амфибол преимущественно представлен калиевым рихтеритом, но некоторые составы соответствуют калиевому магнезиоарф-вед-сониту. Микроклин обогащён Fe, а биотит – TiO₂ (2,5-3,7%), что характерно для лампроитов, хотя калиевые амфиболы не столь значительно обогащены TiO₂ в сравнении с амфиболами типичных лампроитов [9]. Miyamoto et al. [11] предполагают, что амфиболы были обеднены Ti в процессе остывания, с вхождением Ti в решётки рутила и титанита.

Rb-Sr внутренние изохроны (биотит, калиевый рихтерит, немагнитная фракция и валовый состав) определяют возраст 466±4 и 476±6 млн. лет, с начальными отношениями стронция 0.070949±0.00010 и 0.70966±0.00010, соответственно [11].

ЮЖНЫЕ ГОРЫ ПРИНС-ЧАРЛЬЗ

Дайка 5-метровой мощности на г. Бейлисс и образец, отобранный из морены в окрестностях этой вершины, детально описаны в работе [21]. Массивные среднезернистые

дайковые породы состоят из калиевого полевого шпата (52%), амфибола (39%), флогопита и биотита (3%) и апатита (3%). Рудные минералы, анатаз (вероятно, замещающий ильменит), циркон и кальцит являются второстепенными фазами. Калиевый полевой шпат (микроклин, практически максимальный) формирует не сдвойникованные зёрна размером до 2 мм. Амфиболы представлены калиевым рихтеритом и калиевым арфведсонитом. Зональный калиевый рихтерит формирует идиоморфные кристаллы длиной 1–2 мм, а калиевый арфведсонит встречается главным образом в виде каёмки и наростов вокруг калиевого рихтерита. Зёрна тёмной красновато-коричневой слюды достигают 1 мм в поперечнике, и иногда образуют сростки с амфиболом. Моренный образец имеет сходный петрографический состав, но гораздо более мелкозернистый. Он содержит больше флогопита (13%) и меньше амфибола (калиевый арфведсонит, 17%); анатаз, ильменит, циркон содержатся в резко подчинённом количестве. Основная масса сложена преимущественно калиевым полевым шпатом (микроклин), среди которого заключено до 4% кальцита. Округлые до субгексагональные агрегаты запылённого калиевого полевого шпата до 0.4 мм в поперечнике, по-видимому, представляют собой псевдоморфно замещённый лейцит, но они не состоят из псевдолейцита. Более крупные (до 6 мм) относительно лейкократовые оцеллы, состоящие из кварца, калиевого полевого шпата, кальцита, циркона, анатаза и, в подчинённом объёме, калиевого арфведсонита, вероятно представляют раскристаллизованные капли несмешивающейся жидкости.

Состав минеральных фаз приведён в табл.1. Амфибол обнаруживает отчётливую зональность с трендом увеличения содержания O и Fe. Калиевый рихтерит ранней кристаллизации является обогащённым магнием (коэффициент магнезиальности $mg = \text{атомные } Mg/(Mg+Fe) = 0.74$) и обеднённым Fe^{3+} (по вычислению). Калиевый арфведсонит, образующий каёмки на калиевом рихтерите, имеет меньший коэффициент магнезиальности $mg (< 0.52)$ и относительно обогащён Fe^{3+} и Na. Эти каёмки могли образоваться при реакции между ранним амфиболом и более поздней, обогащённой кислородом флюидной фазой. Все амфиболы обеднены Al и исключительно обогащены K. Слюды варьируют по составу от обогащённого Ti флогопита ранней фазы до обеднённого Al биотита поздней фазы.

K-Ar методом по калиевому рихтериту получены силурийские значения возраста 413 ± 10 млн. лет, а по K-арфведсониту 430 ± 12 млн. лет [21], но эти датировки вероятно отражают время охлаждения, скорее чем кристаллизации.

На г.Рубин вскрыта дайка лампроитов мощностью 3–4 м, субширотного простирания. Это массивные мелкозернистые тёмно-зеленоватосерые породы, содержащие многочисленные мелкие округлые зёрна калиевого полевого шпата и редкие крупные (0.3–1.0 см) фельдические оцеллы. Породы сложены калиевым полевым шпатом (40%), щелочным амфиболом (25–30%), флогопитом (20–25%) и рудными минералами (до 5%). Акцессорные минералы (апатит, циркон, титанит) составляют до 2–3% объёма пород. Фенокристаллы представлены оливином и щелочным амфиболом. Вторичные минералы (серицит, хлорит и карбонат) составляют до 5% объёма пород.

Калиевый полевой шпат образует округлые псевдогексагональные или, реже, удлинённые зёрна 0.1–0.8 мм в поперечнике. Он характеризуется не гомогенным, ситообразным строением, и был сформирован, по-видимому, при замещении первичного лейцита на позднемагматической стадии. Некоторые внутренние зоны калиевого полевого шпата содержат обильные включения рудного минерала. Параметры кристаллической решётки свидетельствуют о том, что калиевый полевой шпат принадлежит санидину [8]. Санидин имеет очень низкое значение $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0.702) и Rb/Sr (0.002), что предположительно свидетельствует о мантийном происхождении. Он частично замещён микроклином, который, по-видимому, был сформирован на субсо-лидусной стадии. Хаотически ориентированные мелкие чешуйки и агрегаты, в поперечнике 0.1–0.3 мм, высоко-титанистого флогопита

(TiO_2 9–10%, *mg* 73–75) частично заполняют интерстиции между санидиновыми зёрнами. Флогопит по составу сходен с флогопитами волжидитов провинции За-падная Кимберли [10]. Игольчатые агрегаты коричневатого-зелёного, с голубоватым оттенком, амфибола формируют остальную часть основной массы. Амфибол представлен низкотитанистой разновидностью калиевого феррорихтерита и магниального арфведсонита, сходной по составу с амфиболами типичных лампроитов [10], но отличающийся от них существенно более низкими содержаниями TiO_2 (1–2%) и более высокими содержаниями суммарного FeO (20–27%) и Na_2O (4.6–5.7%). Зёрна имеют зональное строение с ядрами, обогащёнными MgO (*mg* 52–55) и Na_2O и каёмками, обогащёнными FeO (*mg* 28–39) и TiO_2 , но обеднёнными Na_2O .

Оцелли выполнены крупнозернистыми агрегатами карбоната, рудных минералов, барита, хлорита, нефелина, щелочного полевого шпата и плагиоклаза в различных пропорциях. Внешние зоны оцеллей, шириной до 0.5 мм, выделяются коричневатой окраской, обусловленной развитием тонкозернистых агрегатов неразличимых вторичных минералов. Оцелли в целом имеют округлую форму со сложными петельчатыми контурами. Встречаются также мелкие угловатые фрагменты аналогичного состава, что может свидетельствовать о том, что оцелли представляют собой переработанные отторженцы вмещающих пород. Однако низкое значение начального отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в плагиоклазе их этих оцеллей (0.7048) не подтверждают это предположение.

Составы минералов лампроитов г. Рубин свидетельствуют о кристаллизации из относительно фракционированного расплава в условиях низких давлений и температур [10], но петрографические особенности предполагают, что кристаллизация происходила не исключительно после внедрения магматического тела. Сильная зональность амфибола свидетельствует о высокой степени фракционированности магмы.

Валовые составы и минеральные фазы (микроклин и флогопит) определяют Rb-Sr изохронный возраст пород в 461 ± 23 млн. лет ($\text{Sr}_i = 0.716$) [8]. Эта датировка может отражать время магматической кристаллизации или автотематоморфических изменений, которые сопровождалась формированием микроклина, но, как бы то ни было, в первом приближении соответствует времени внедрения.

Сходная по составу дайка обнаружена в северной части пиков Вебстер на севере гор Принс-Чарльз [12].

Берег Вильгельма II

Лампроиты (оливиновые лейцититы по Sheraton & Cundari [20]) позднекайнозойского возраста слагают потухший вулкан г. Гауссберг, расположенный на самом крае Антарктического ледяного щита. Гора Гауссберг представляет собой правильной формы вулканический конус высотой порядка 370 м, не имеющий кратера. Она построена из подушечных лавовых покровов, но значительная часть склонов закрыта делювием. Вулканические подушки преимущественно составляют 0.5–2 м в поперечнике. Они имеют чёткую стекловатую корку закаливания чёрного цвета толщиной порядка 3–5 см, а их поверхность имеет волнистый характер. Предположительно подводные условия излияния этих подушкообразных лав подвергаются сомнению в работе Tingey et al. [23]. Эти исследователи отождествляют текстуру лав г. Гауссберг со структурами типа пахоэхоэ, и предполагают субгляциальное извержение. Возможно, извержения происходили в несколько импульсов, что может объяснять террасовидное строение склонов горы [24], хотя оно может быть также обусловлено процессами эрозии и отражать колебания уровня стояния ледника.

Преимущественно лавы имеют пузырчатую текстуру; пузырьки во внутренних частях лавовых подушек в целом более крупные, чем в периферических частях. Большая

часть пузырьков оконтурена чёрным стеклом, которое также встречается в виде неправильной формы прожилков порядка 1мм мощностью. Местами отмечены тонкие слои плагонитового состава. Переплавленные ксенолиты коровых пород, до 15см в поперечнике, многочисленны и сложены кварц-полевошпатовыми породами и гранитами рапакиви. Мантийные нодулы встречаются реже; они представлены шпинелевыми лерцолитами. Лавы г.Гауссберг тёмные, массивные, практически афировые с редкими микрофенокристаллами лейцита, оливина и флогопита. Лавы сложены главным образом зёрнами оливина, клинопироксена, лейцита до 1мм в поперечнике, заключёнными в жёлто-коричневой стекловатой массе. Во внутренних частях вулканических подушек в стекле отмечаются скелетообразные зародыши кристаллов (0.01?0.1 мм) лейцита, диоксида, красновато-коричневой слюды и красновато-коричневого амфибола. В некоторых образцах отмечаются ильменит и хромит в основной массе. Модальный состав лав преимущественно включает оливин (7?10%), клинопироксен (6?10%), лейцит (22?29%) и стекло (53?67%). Составы минеральных фаз приведены в табл.1. Кристаллы лейцита обычно сдвойникованы, что свидетельствует о медленном остывании. Состав санидина варьирует очень незначительно, практически соответствуя идеальной лейцитовый стехиометрии. Каких-либо существенных различий в составе лейцита лав и комагматичных включений не выявлено. Отмечены значительные концентрации Ва (до 0.3 вес. % ВаО). Состав оливина варьирует в пределах $Fe_{0.8-9.0}$ с высоким NiO (0.3?0.6%) и CaO (0.2?1.0%). Клинопироксен отвечает составу диоксида с низким Al_2O_3 (0.3?0.7%) и высоким Cr_2O_3 (до 1.1%) и NiO (до 0.16%), отражая высокомагнезиальный (mg 0.69?0.71) характер лав. Слюда и амфибол встречаются как позднекристаллические фазы. Слюда представлена титанистым флогопитом, значительно обогащённым ВаО (1.0%).

К-Аг методом получена датировка пород 56000 ± 5000 лет [23], что вероятнее всего отражает возраст извержения.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ

Содержания главных компонентов и микрокомпонентов в Антарктических лампроитах приведены в табл.2. Эти породы имеют характерные специфические черты химического состава, такие как коэффициенты Ниггли mg и k , молярные отношения K_2O/Na_2O и K_2O/Al_2O_3 , удовлетворяющие критериям лампроитов, выделенным в работе Mitchell & Bergman[9]. Можно отметить некоторые существенные отклонения от средних содержаний, указанных в работе Rock[17], в частности, ещё большая обогащённость некоторых пород (в особенности лампроитов о.Тонаф) K_2O , Na_2O , P_2O_5 , F, Cl, Sr, Zr, LREE, Y, Pb и U. Многие образцы содержат относительно пониженные содержания TiO_2 , MgO, Cr и Ni.

Лампроиты г.Бейлисс и г.Рубин (южная часть гор Принс-Чарльз) являются агапитовыми породами с очень высоким отношением K_2O/Na_2O (4.5–5.1). Несмотря на это, они пересыщены кремнезёмом (Q и Ну-нормативные), хотя в нормативном составе также выделяются As, Ns и Ks. Дайка на г.Рубин сложена более магнезиальными породами ($mg=69$), чем на г.Бейлисс ($mg=54-58$). Все образцы обнаруживают резкую обогащённость крупноионными литофильными элементами (LILE)–K, Rb, Ba, Sr и Pb, LREE, высокозарядными литофильными элементами (HFSE)–Ti, Zr, Nb, P, но имеют сравнительно низкие содержания Al_2O_3 и CaO (табл.2). Эти особенности отчётливо проявляются на спайдердиаграммах (не приведены), которые демонстрируют сходные уровни обогащённости элементов от Pb до Zr (особенно Rb, K, Zr), умеренную обогащённость Ti и небольшую, или отсутствие обогащённости Y и Na. Оба образца г.Бейлисс по составу очень схожи, за исключением того, что более крупнозернистая дайковая порода содержит значительно меньше Ва; породы г. Рубин, в целом имеющие аналогичный состав, содержат промежуточные концентрации Ва.

Таблица 2.

Химический состав Антарктических лампроитов.

Образец	1202	1205	1206	1301	1302	1510	1605a	1605b	TM9901 13-01a	TM9901 13-01b	TM9901 13-01c	TM9901 13-01d
	о. Тонаф	о. Тонаф	о. Тонаф	о. Тонаф								
SiO ₂	53,64	51,09	54,43	54,66	52,79	53,15	47,66	47,74	57,53	57,36	55,83	57,40
TiO ₂	2,18	2,74	2,14	2,34	2,60	2,50	4,95	4,93	1,87	1,93	2,34	2,36
Al ₂ O ₃	8,29	8,41	9,26	8,19	7,66	8,88	8,41	8,52	9,05	9,15	10,15	9,21
Fe ₂ O ₃	3,42	2,83	3,18	3,42	3,63	3,24	3,14	3,16	*6.12	*5.86	*5.09	*5.61
FeO	2,69	2,79	2,08	2,69	3,02	2,60	1,77	1,79				
MnO	0,12	0,09	0,09	0,10	0,12	0,12	0,07	0,07	0,12	0,12	0,10	0,12
MgO	6,05	7,22	5,64	5,26	6,10	5,31	8,12	8,09	5,21	5,23	5,59	5,36
CaO	6,22	6,83	5,75	5,41	5,86	5,85	5,30	5,15	5,19	5,36	4,76	5,09
Na ₂ O	1,95	1,45	1,81	1,66	1,93	1,34	1,03	1,08	1,70	1,71	1,62	1,44
K ₂ O	9,47	9,52	10,30	9,56	9,33	9,40	10,45	10,46	10,43	10,49	11,66	10,80
P ₂ O ₅	2,90	4,21	3,08	2,66	2,83	2,68	3,30	3,29	2,87	2,99	2,84	2,82
CO ₂	0,37	0,11	0,26	1,55	1,44	2,21	0,89	0,74				
H ₂ O ⁻	0,13	0,17	0,19	0,24	0,23	0,31	0,23	0,22				
H ₂ O ⁺	0,33	0,44	0,32	0,43	0,47	0,62	0,68	0,67				
Остаток												
Сумма	97,76	97,90	98,53	98,17	98,01	98,21	96,00	95,91	100,09	100,20	99,96	100,20
Редкие элементы, ppm												
Li	105,5	187	54,1	26,4	35	61,8	24,3	23,1				
Be	11,9	12,4	6,6	15,2	18,5	11,4	9,4	10				
B	30	30	24	20	30	<20	28	26				
F	11900	12900	10600	9000	10500	7700	14400	13300				
Cl	264	220	215	117	200	225	319	314				
S	136	160	168	264	520	1260	3790	3560				
Sc	26	24	26	24	24	24	16	16				
V	116	114	68	92	126	76	98	94				
Cr	188	232	158	160	224	138	416	428	126	111	139	125
Ni	166,4	199,8	144,9	146,2	193,8	120,4	339,3	345,2				
Cu	39,6	115,7	49	92,1	92,2	78,1	69	67,3				
Zn	130,9	108,4	89	107,5	137	84,3	89,1	87,8				
Ga	4,5	14,8	15,6	16	11,3	16,8	16,8	15,4				
Ge	0,4	0,9	1,8	1,1	1,9	<.60	<.60	0,5				
As	4,5	2	4,2	1,4	2	1	<.90	<1				
Se	<.40	<.30	<.30	<.40	0,5	<.40	0,6	<.40				
Br	1,7	1,4	3,1	1,1	1,9	1,7	0,8	1,8				
Rb	282,5	320,1	297,7	263,5	252,5	280,4	478,7	458,6	321	313	353	363
Sr	2374	3306	2423	2506	2547	2976	2505	2469	2331	2399	2788	2643
Y	77,7	42,1	75	39,9	34,3	44,4	18,9	18	156	158	82	111
Zr	1690	1310	1570	1710	1860	2130	2400	2380			1175	
Nb	91,9	89	91,7	112,2	151,1	97,2	198,5	209,1	127	112	25	82
Mo	0,8	0,9	2,1	1,5	0,7	1,9	4	2,4				
Ag	0,3	0,3	0,2	<.10	<.20	<.20	<.30	<.30				
Cd	<.10	<.10	<.20	<.10	<.20	<.20	0,6	0,6				
Sn	5,8	4,4	3,4	5,5	5	8,7	10,6	10,5				
Sb	<.10	<.10	<.20	<.10	<.20	<.20	2,6	2,5				
Te	<.30	<.30	<.30	<.30	<.30	<.30	10,6	9,8				
Cs	<.60	<.60	<.70	<.70	<.80	<.90	15,6	13,5				
Ba	931	815	1191	1737	2901	3376	13359	12992				
La	274	298	510	272	242	286	272	282				
Ce	828,1	774,8	1146	625,2	538,9	701,2	599,5	624				
Pr	124,2	101,1	152	76,8	67,6	101,5	138,3	135,4				
Nd	380	325	405	245	225	300	195	195				
Hf	49,2	34	42,4	41,3	50,9	53,6	59,6	61,9				
Ta	4,5	6,1	5,2	5,3	<5	7	9,1	11,9				
Tl	1,3	2,3	2,3	1,5	2	2,5	1,8	2,7				
Pb	400	48	76	92	200	90	66	78				
Bi	2,9	1,5	1,4	2	2,1	2,3	2,7	2				
Th	13	13	33	52	26	145	28	69				
U	10	13	37	17	14	16	8	8				

Таблица 2 (продолжение)

Образец	TM9901 13-01f	447	450	479	7728 3949c	7728 3949d	7728 3950	7728 3951a	7328 1545	R11370	35647-3	NM11
Местоположение	о. То- наф	о-ва Гидро- графов	о-ва Гидро- графов	о-ва Гидро- графов	пик При- стли	пик При- стли	пик При- стли	пик При- стли	Г. Бей- лисс	г. Бей- лисс	г. Рубин	пики Вебстер
SiO ₂	54,44	48,58	59,07	68,31	52,6	49,6	50,4	52	52,90	50,30	50,40	51,87
TiO ₂	2,40	1,31	1,07	0,930	3,4	3,27	3,52	2,85	4,45	5,43	5,38	2,51
Al ₂ O ₃	8,21	12,23	9,55	10,24	8,67	9,1	8,95	8,74	8,92	8,90	7,35	12,16
Fe ₂ O ₃	*6,40	*9,75	*8,29	*7,10	2,03	2,45	1,97	3,19	2,64	2,72	*4,44	4,2
FeO					4,12	4,06	4,63	3,39	5,30	6,00		3,2
MnO	0,11	0,190	0,090	0,090	0,09	0,08	0,1	0,11	0,11	0,11	0,09	0,12
MgO	6,19	9,06	2,81	1,20	7,43	8,77	8,55	7,29	5,95	5,56	7,57	7,14
CaO	5,48	9,06	3,59	1,79	4,97	5,32	5,47	4,54	4,00	5,06	5,41	5,01
Na ₂ O	1,93	1,78	0,72	0,28	0,73	0,89	0,85	1,9	2,05	1,75	1,86	0,92
K ₂ O	10,18	4,42	9,62	8,34	8,32	9,83	8,49	8,34	9,35	8,90	8,44	9,99
P ₂ O ₅	3,12	1,40	1,81	0,684	3,05	3,28	3,32	2,76	1,75	1,85	1,36	0,68
CO ₂		0,21	0,21	0,10	0,16	0,02	0,02	0,06	0,25	1,45		0,44
H ₂ O ⁻		0,41	0,20	0,29	0,05	0,06	0,02	0,04			3,81	1,41
H ₂ O ⁺		1,30	0,52	0,44	0,77	0,84	0,86	0,88	0,89	1,06		0,16
Остаток									0,99	1,05	0,53	
Сумма	98,47	99,67	97,54	99,77	100,56	100,82	100,67	100,09	99,55	100,14	96,65	99,81
Редкие элементы, ppm												
Li		11,4	32,4	16,8								
Be		1,4	12,9	11,5								
B		<20	<20	<20								
F		840	4900	1280					2800	3300		
Cl		487,7	433,2	166,2								
S		0,063	0,198	0,045					360	400		
Sc												
V		161	72	40	168	143	152	170	94	133	97	119
Cr	207	360	56	10	274	348	362	249	215	180	339	234
Ni		164	35	7	243	298	300	220	131	128	153	153
Cu		28	45	9	7	80	27	94	43	34	34	30
Zn		112	133	120	82	86	85	78	140	116		81
Ga		16	17	17	13	15	15	12	20	22		22
Ge		1,7	<0,8	<0,9								
As		<0,5	<1,9	<0,6								
Se		0,4	0,4	<0,5								
Br		0,5	0,9	<0,4								
Rb		153	213	176	252	314	284	186	210	149	142	303
Sr	2642	470	1528	518	2910	2950	2950	2350	1779	1259	972	571
Y	58	36	88	93	32	36	39	29	32	37	36	16
Zr	1388	493	1099	1578	1770	1420	1780	1690	1582	1242	1185	515
Nb	150	54	16	27	59	43	63	49	145	102	138	101
Mo		0,5	<1,4	<1,3								
Ag		0,2	<0,3	<0,2								
Cd		0,3	0,7	0,5								
Sn		3,1	7,2	4,8								
Sb		0,2	5,3	2,0								
Te		<0,3	9,3	2,8								
Cs		<0,8	6	<1,1								
Ba		3085	11130	4863	15100	9700	10100	13600	412	1320	1043	4706
La		128	332	317	172	138	173	153	162	156		
Ce		270	750	630	294	268	335	273	276	270		
Pr		9	102	56								
Nd		80	260	180								
Hf		14	35	43								
Ta		5	<3,6	9								
Tl		0,9	2,1	2,2								
Pb		24	433	41	24	58	28	83	28	19	52	9
Bi		1,0	1,8	2,0								
Th		19	59	145	7	48	21	10	14	19	41	17
U		2	9	38	7	6	10	8	2,0	2,0		1

Таблица 2 (продолжение)

Образец	7728 4870А	7728 4870В	7728 4872	7728 4875	7728 4883	7728 4887	7728 4888	7728 4889	7728 4893А	7728 4893В	7728 4894	77284876 (glass)
Местоположение	г. Гаусс- берг											
SiO ₂	50,80	50,20	50,70	50,50	50,10	51,60	51,60	51,00	51,20	51,50	51,00	53,6
TiO ₂	3,43	3,36	3,34	3,28	3,34	3,47	3,50	3,50	3,44	3,54	3,42	6,2
Al ₂ O ₃	9,95	9,79	9,95	10,04	9,92	10,00	10,05	9,98	9,42	9,49	9,89	6,9
Fe ₂ O ₃	2,47	2,40	2,32	2,77	3,12	2,33	2,12	2,48	2,54	2,31	2,15	
FeO	3,76	3,85	3,84	3,39	3,14	3,84	4,00	3,83	3,86	4,12	3,94	9,5
MnO	0,09	0,09	0,09	0,09	0,09	0,08	0,08	0,09	0,09	0,09	0,08	0,11
MgO	8,09	7,92	8,34	8,19	8,21	7,53	7,50	7,81	8,19	7,95	7,76	5,4
CaO	4,78	4,72	4,76	4,84	4,91	4,48	4,50	4,81	4,35	4,38	4,37	3,3
Na ₂ O	1,78	1,64	1,70	1,53	1,17	2,19	1,85	1,55	1,53	1,65	1,53	2,6
K ₂ O	11,49	11,54	11,54	11,30	10,97	11,50	11,87	11,68	11,73	12,16	11,89	10,4
P ₂ O ₅	1,46	1,46	1,44	1,46	1,46	1,49	1,48	1,50	1,48	1,53	1,50	
CO ₂	0,09	0,07	0,03	0,02	<0,01	0,13	0,02	0,04	0,03	0,02	0,05	
H ₂ O ⁻	0,07	0,07	0,06	0,03	0,04	0,05	0,03	0,04	0,06	0,07	0,08	
H ₂ O ⁺	1,24	1,03	1,09	1,13	2,72	0,84	0,65	1,14	1,17	0,92	0,96	
Остаток												
Сумма	99,50	98,14	99,20	98,57	99,19	99,53	99,25	99,45	99,09	99,73	98,62	**98,96
Редкие элементы, ppm												
Li												
Be												
B												
F	3100	3200	3400	3400	3000	2800	3500	3400	3100	3400	3600	
Cl	600	530	870	300	275	720	770	700	570	630	580	
S	680	480	400	480	320	440	440	400	360	320	400	
Sc												
V	112	108	110	108	107	107	104	107	100	101	107	
Cr	308	333	311	324	338	303	272	315	287	284	288	
Ni	223	231	234	243	234	231	249	226	240	223	228	
Cu	29	31	27	28	26	32	29	28	31	31	30	
Zn	77	93	83	73	72	89	74	75	80	78	75	
Ga	18	17	18	18	18	18	17	17	18	18	17	
Ge												
As	4	3	3	3	2	3	3	3	4	5	3	
Se												
Br												
Rb	309	305	311	311	313	315	316	307	336	330	313	
Sr	1870	1890	1830	1860	1940	1740	1760	1840	1710	1720	1720	
Y	19	19	18	18	18	19	19	18	18	19	18	
Zr	903	915	901	890	893	957	972	943	1350	1360	955	
Nb	88	89	88	87	88	87	90	93	96	97	87	
Sn	2	4	2	2	1	<1	2	2	2	7	2	
Ba	5550	5440	5620	5850	5970	5640	5480	5380	5450	5340	5320	
La	214	207	211	213	215	212	206	204	211	211	204	
Ce	348	334	339	341	338	335	331	321	343	343	334	
Pb	36	37	36	35	36	37	38	35	42	66	37	
Bi												
Th	29	29	28	28	30	29	28	29	33	35	28	
U	3	3	2	2	3	3	2	3	3	4	3	

Источники данных: 1?13, Miyamoto et al. (2000); 14?16, неопубликованные данные M.Sandiford & E.Grew; 17?22, Sheraton & England 1980; 23, Михальский и др. (1994); 24, Munksgaard et al. (1992); 25-35, неопубликованные данные J.Sheraton; 36, Sheraton & Sundari (1980). Данные получены главным образом методом XRF в различных лабораториях мира; Fe³⁺ полным силикатным анализом (где определено); * суммарное Fe как Fe₂O₃; Li, Be методом ICP-MS, В методом ICP-AES, F методом чувствительного ионного зондирования (ion-sensitive electrode, Miyamoto et al. 2000).

Сильно обогащённый характер мантийного источника лампроитов г. Рубин отражён очень низким значением ϵ_{Nd} ($T=460$ млн.лет) ≈ 15 [8]. Получены модельные Sm-Nd возрасты T_{DM} двух образцов 1270 и 1330 млн.лет ($\epsilon_{Nd}(460) = 7.6$ и 8.7 , соответственно), что может быть интерпретировано как отражение возраста процессов мантийного метасоматоза, синхронных с процессами корообразования в более северных участках этого региона.

Породы г.Бейлисс и г.Рубин принадлежат сравнительно редкой группе ультракалиевых пород, которая включает лейцитовые лампроиты западной провинции Кимберли Западной Австралии [1,16] и вулканические породы района Лейцит Хиллз, Вайоминг [3], но существенно более низкие концентрации Ba и Rb более типичны для лампроитов юго-восточной Испании [15]. Экстремальные составы этих пород, по-видимому, отражают малую степень плавления сильно обогащённых (метасома-тизированных) флогопитсодержащих мантийных источников. Высокие концентрации большинства элементов группы LILE, а также некоторых элементов группы LREE обусловлены процессами дегидратации и/или частичным плавлением субдуцированных осадков [14,18]. Высокие концентрации Zr в породах г.Бейлисс и г.Рубин сопоставимы с содержаниями в типичных лампроитах [10], но некоторые другие некогерентные элементы (Ba, Sr, Sm) обнаруживают довольно низкие концентрации, что обуславливает повышенные значения отношений Rb/Sr и Rb/Ba. Эти дайковые породы имеют также низкие значения отношений K/Ti и только незначительные негативные аномалии Nb и P на спайдер-диаграммах. Негативные аномалии Sr и Ba, как и относительно низкие содержания Ni и Cr в Антарктических дайках, как и некоторые минералогические свойства позволяют предполагать существенную эволюцию магматического расплава при подъёме его к земной поверхности. Поскольку в петрогенезе пород, несомненно, участвовали разнообразные процессы, имевшие к тому же сложный характер, в том числе малые степени плавления субстрата и возможное разнообразие реститовых аксессуарных фаз, воздействие флюидов, метасоматоз мантийного источника и т.п., то наблюдаемые значительные вариации химического состава пород можно считать вполне предсказуемым свойством этой магматической формации. Пожалуй, между этими породами менее ожидаемы геохимические сходства.

Дайка в районе Пиков Вебстер выделяется недосыщенностью кремнезёмом (Ol, Lc, Ne в нормативном составе), и более высокими содержаниями Ba и Rb, и меньшими содержаниями Ti, Na, P, Sr и Zr по сравнению с дайками юга гор Принс-Чарльз [12].

Лампроиты г.Гауссберг отмечены очень высокими концентрациями Ti, K, P, F, Rb, Sr, Zr, Nb, Ba, La, Ce, Pb, Th и U. Al, Ca и Na относительно низки, а значения параметра mg высоки (0.69-0.71). Содержания Cr и Ni умеренно высоки и сопоставимы с концентрациями в примитивных, слабофракционированных базальтовых породах. По сравнению с другими Антарктическими лампроитами, эти (значительно более молодые) породы относительно ещё более обогащены K, но обеднены P, CO₂, Sr, Y, Nb и, в меньшей степени, Pb и U, но не Th. Лампроиты г.Гауссберг обнаруживают отчётливую обогащённость в координатах Rb-Sr и Sm-Nd изотопных систем: $\epsilon_{Nd}(0) = 13$ до 15 , $Sr_i = 0.7092-0.7109$ [4]. Модельные возрасты T_{DM} в пределах 1280-1220 млн.лет предположительно отражают минимальный возраст процессов обогащения мантийного резервуара; Williams et al. [25] представили модельные возрасты в интервале 1.4-1.8 млрд.лет, вычисленные по Pb изотопной систематике. По коровым ксенолитам получены значения T_{DM} в диапазоне 2.4-2.5 млрд.лет. Лампроиты г.Гауссберг выделяются своими свинцовыми изотопными характеристиками ($^{206}Pb/^{204}Pb = 17.5895$, $^{207}Pb/^{204}Pb = 15.662$, $^{208}Pb/^{204}Pb = 38.440$), сходными с характеристиками лампроитов Западной Австралии [13]. Nelson et al. [13] предполагают, что лампроиты этих регионов были выплавлены из очень древних слоёв мантии, которые обладали высоким значением U/Pb отношения уже на начальной стадии эволюции, и которые испытали впоследствии некие процессы, приведшие к уменьшению этого отношения

сравнительно с базальтами океанических островов и срединно-океанических хребтов.

В сравнении между собой Антарктические лампроиты различных районов демонстрируют некоторые специфические черты. Так, породы о.Тонаф преимущественно содержат больше Са, Сu, Рb и U; породы о-вов Гидрографов содержат больше Si, Al и Fe, но меньше Р, Ni, Rb и Sr (что может рассматриваться как свидетельство неполного соответствия составов этих пород типичным лампроитам); породы пика Пристли содержат больше V и Cr, но меньше La и Се; породы г.Принс-Чарльз содержат больше Ti, но меньше Sr.

Предложено значительное количество гипотез, объясняющих очень необычный химический состав калиевых мафических пород. Наиболее популярными представляются модели, основанные на малой степени частичного плавления обогащённого калием (содержащего флогопит) мантийного субстрата, а некоторые исследователи предполагают происхождение калия за счёт субдукции вещества океанической коры. Как бы то ни было, не представляется возможным моделирование процессов петрогенезиса лампроитов без аксиоматического допущения обогащённости мантийных источников калием и другими литофильными элементами. Присутствие в составе субстрата флогопита может объяснять исключительно высокие концентрации некоторых элементов в частичном расплаве (К, Ва, Rb), но высокие содержания других элементов могут быть обусловлены только присутствием в составе субстрата других акцессорных фаз, таких как апатит (Р, F, Sr, Th, U, LREE) и перовскит, ильменит или рутил (Ti, Nb, Та). Считается также, что состав частичного расплава также должен зависеть от состава и парциального давления флюидной фазы. Антарктические лампроиты, преимущественно содержащие карбонаты (за исключением г.Гауссберг), предположительно происходили при повышенном парциальном давлении СО₂. Наблюдаемые вариации геохимического состава Антарктических лампроитов могут отражать минералогические вариации состава мантийных источников при варьирующем составе флюидной фазы и варьирующих глубинах сегрегации и кристаллизации магматического расплава.

Никакие образцы Антарктических лампроитов не несут признаков существенно коровой контаминации, хотя кристаллизационное фракционирование, вероятно, в некоторой степени влияло на наблюдаемый состав пород. Только породы г.Гауссберг обладают близкими к первичным составами.

Лампроиты известны как в интракратонных областях (либо в древних стабильных кратонах, либо в молодых стабилизированных террейнах), так и в относительно мобильных (молодых складчатых террейнах) областях и тектонических условиях, в некоторых случаях допускающих участие субдукционных процессов. Необходимо отметить, что центральная часть Земли Эндерби, где развиты описанные выше лампроиты, испытала некоторую позднепротерозойскую–раннепалеозойскую термальную активизацию, свидетельства которой представлены пегматитами и повсеместным переуравновешиванием изотопных систем, а более западные регионы Восточной Антарктиды (залив Лютцов-Хольм, горы Сёр-Роннане, центральная часть Земли Королевы Мод) испытали значительно более интенсивные тектонотермальные процессы (пластические деформации, глубокий метаморфизм, внедрение гранитов) того же возраста [7, 22 и лит-ра в этой работе]. Эти территории интродуцированы раннепалеозойскими дайками высококалийных пород, обладающих лампроидными, но не лампроитовыми чертами [5,6]. Однако, можно предположить, что лампроиты Земли Эндерби также (парагенетически) связаны с раннепалеозойской (панафриканской) тектонотермальной деятельностью в пределах Антарктического продолжения Мозамбикского подвижного пояса. Лампроиты гор Принс-Чарльз ранее не могли быть даже предположительно скоррелированы с орогеническими процессами, хотя их состав в целом сопоставим с лампроитами Земли Эндерби. Однако, в последние годы появляются новые данные, позволяющие также предполагать некоторую тектоническую активность и в регионе гор Принс-Чарльз. Таким образом, только вулканиты

г.Гауссберг, похоже, сформировались в абсолютно стабильных внутриплитных тектонических условиях, не смотря на то, что вулкан расположен в краевой зоне Восточноантарктической платформы на продолжении “линии” хр. Кергелен.

Благодарности. Авторы признательны Э. Грю и М. Сандифорду за их неопубликованные геохимические данные по породам района о-вов Гидрографов, а также за полированные шлифы лампроитов для дальнейших исследований. Работа была выполнена при поддержке гранта РФФИ 00–05–64465 «Тектоно-магматическая эволюция литосферы Южного океана».

ЛИТЕРАТУРА

1. Bergman, S.C., 1987. Lamproites and other potassium-rich igneous rocks: a review of their occurrences, mineralogy and geochemistry. In: Fitton, J.G. & Upton, B.G.J. (editors), Alkaline igneous rocks. Geological Society of London Special Publication 30, 103–190.
2. Black, L.P. & James, P.R., 1983. Geological history of the Napier Complex of Enderby Land. In: Oliver, R.L., James, P.R. & Jago, J.B. (editors), Antarctic earth science. Australian Academy of Science, Canberra, 11–15.
3. Carmichael, I.S.E., 1967. The mineralogy and petrology of the volcanic rocks from the Leucite Hills, Wyoming. Contributions to Mineralogy and Petrology, 15, 24–66.
4. Collerson, K.D., & McCulloch, M.T., 1983. Nd and Sr isotope geochemistry of leucite-bearing lavas from Gaussberg, East Antarctica. In: Oliver, R.L., James, P.R. & Jago, J.B. (editors), Antarctic earth science. Australian Academy of Science, Canberra, 676–680.
5. Hoch, M. & Tobschall, H.J., 1998. Minettes from Schirmacher Oasis, East Antarctica—indicators of an enriched mantle source. Antarctic Science, 10, 476–486.
6. Ikeda, Y., Shiraishi, K. & Kagami, H., 1995. Geochemical characteristics of mafic dike rocks from the Sor-Rondane Mountains, East Antarctica. Proc. NIPR Symp. Antarct. Geosci., 8, 49–64.
7. Jacobs, J., Fanning, C.M., Henjes-Kunst, F., Olesch, M. & Paech, H.J., 1998. Continuation of the Mozambique Belt into East Antarctica: Grenville-age metamorphism and polyphase Pan-African high-grade events in central Dronning Maud Land. Journal of Geology, 106, 385–406.
8. Михальский Е.В., Лайба А.А., Беляцкий Б.В., Соседко Т.А., Андроников А.В. 1994. Лампроиты массива Рубин, горы Принс-Чарльз, Восточная Антарктика. Петрология, 2, 258–264.
9. Mitchell, R.H. & Bergman, S.C., 1991. Petrology of lamproites. New York, Plenum Press, 447 pp.
10. Mitchell, R.H., 1985. A review of the mineralogy of lamproites. Transactions of the Geological Society of South Africa, 88, 411–437.
11. Miyamoto, T., Grew, E.S., Sheraton, J.W. et al., 2000. Lamproite dykes in the Napier Complex at Tonagh Island, Enderby Land, East Antarctica. Polar Geoscience, 13, 41–59.
12. Munksgaard, N.C., Thost, D.E. & Hensen, B.J., 1992. Geochemistry of Proterozoic granulites from northern Prince Charles Mountains, East Antarctica. Antarctic Science, 4, 59–69.
13. Nelson, D.R., McCulloch, M.T. & Sun, S-S. 1986. The origins of ultrapotassic rocks as inferred from Sr, Nd and Pb isotopes. Geochimica et Cosmochimica Acta, 50, 231–245.
14. Nelson, D.R. & McCulloch, M.T., 1989. Enriched mantle components and mantle recycling of sediments. In: Ross, J. (editor), Kimberlites and related rocks, Volume 1: Their composition, occurrence, origin and emplacement. Geological Society of Australia Special Publication 14, 560–570.
15. Nixon, P.H., Thirlwall, M.F., Buckley, F. & Davies, C.J., 1984. Spanish and Western Australian lamproites: aspects of whole rock geochemistry. In: Kornprobst, J. (editor), Kimberlites and related rocks. Elsevier, Amsterdam, 285–296.
16. Prider, R.T., 1960. The leucite lamproites of the Fitzroy Basin, Western Australia. Journal of the Geological Society of Australia, 6, 71–118.
17. Rock, N.M.S., 1991. Lamprophyres. Glasgow, Blackie and Son, 285 pp.
18. Rogers, N.W., Hawkesworth, C.J., Mathey, D.P. & Harmon, R.S., 1987. Sediment subduction and the source of potassium in orogenic leucitites. Geology, 15, 451–453.
19. Sandiford M. & Wilson C.J.L., 1983. The geology of the Fyfe Hills-Khmara Bay region, Enderby Land. In: Oliver, R.L., James, P.R. & Jago, J.B. (editors), Antarctic earth science. Australian Academy of Science, Canberra, 16–19.
20. Sheraton, J.W. & Cundari, A., 1980. Leucitites from Gaussberg, Antarctica. Contributions to Mineralogy and Petrology, 71, 417–427.

21. Sheraton, J.W. & England, R.N., 1980. Highly potassic mafic dykes from Antarctica. *Journal of the Geological Society of Australia*, 27, 129-135.
22. Shiraishi, K., Ellis, D.J., Hiroi, Y. et al., 1994. Cambrian orogenic belt in East Antarctica and Sri Lanka: implications for Gondwana assembly. *Journal of Geology*, 102, 47-65.
23. Tingey, R.J., McDougall, I. & Gleadow, J.W., 1983. The age and mode of formation of Gausberg, Antarctica. *Journal of the Geological Society of Australia*, 30, 241-246.
24. Vyalov, O.S. & Sobolev, V.S., 1959. Gausberg, Antarctica. *International Geology Review*, 1 (7), 30-40.
25. Williams, R.W., Collerson, K.D., Gill, J.B. & Deniel C., 1992. High Th/U ratios in subcontinental lithospheric mantle: mass spectrometric measurements of Th isotopes in Gausberg lamproites. *Earth and Planetary Science Letters*, 111, 257-268.

МИНЕРАЛЫ ИЗ КОНЦЕНТРАТА КИМБЕРЛИТОВОЙ ТРУБКИ KL-1, КОЛОРАДО: ГЕОХИМИЯ И ТЕРМОБАРОМЕТРИЯ.

АЩЕПКОВ И. В.¹, ВЛАДЫКИН Н.В.², МИТЧЕЛЛ Р.Г.³, КУПЕРСМИТ Г.⁴,
ГАРАНИН В.Г.¹, САПРЫКИН А.И.¹, АНОШИН Г.Н.¹, ХМЕЛЬНИКОВА О.С.¹

¹Объединенный институт Геологии Геофизики и Минералогии, Новосибирск, СО РАН garnet@uiggm.nsc.ru

²Институт Геохимии СО РАН, Иркутск, vlad@igc.irk.ru

³Lakehead University, 955 Oliver Rd., Thunder Bay, Ontario, Canada P7B 5E1 rmitchel@gale.lakeheadu.ca

⁴Great Western Diamond Company, Colorado, Fort Collins, USA, diamonds@verinet.com

Концентрат кимберлитовой трубки KL-1 (Kelsey lake) поля State Line, Front Range group, были проанализированы EPMA и LAM ICP методами. Данные использованы для реконструкций разреза и процессов, протекавших в мантии кратона Колорадо. Дискретные группы гранатов составляют длинный тренд до 12% Cr_2O_3 уменьшением частоты встречаемости для более глубоких Cr разновидностей. Отмечено несколько терндов Cr-Ti. Некоторые шпинели обнаруживают рост Ti и Al. Среди клинопироксенов отмечено несколько групп, те, что в сростках с гранатом обогащены Na, Al, Fe, но беднее Ti. На TP диаграмме им соответствует отклонение до геотермы 45 мв/м². Пики U на спайдердиаграмме для расплавов, равновесных с клинопироксенами и гранатами, предполагают участие субдукционного материала в процессе плавления перидотитовой колонны. Ильмениты также обнаруживают тренд (полибарического) фракционирования. Предполагается, что обогащение Ti-Fe имело место вблизи эволюционирующей жильной системы поднимающегося протокимберлитового расплава, кристаллизовавшего ассоциацию мегакристаллов.

ВВЕДЕНИЕ.

На территории Южной части кратона Колорадо глубинный кимберлитовый, лампроитовый и другого типа магматизм развивался, начиная с Венда до Эоцена (Leucite Hills) [11, 13]. Он представлен разнообразными породами K и Na серий. Это дайки силы, диатремы и лишь кимберлиты трубки KL-1 содержат типичные туфы и туффзиты с большим количеством ксено- и мегакристов и перидотитовых мантийных включений [7]. Большинство кимберлитовых трубок нижедевонского времени содержат алмазы, иногда в промышленных концентрациях. Кимберлиты Kelsey Lake менее продуктивны по сравнению с кимберлитами группы Iron Mountain, расположенными к северу [6].

Кимберлитовые включения кратона Вайоминг сравнительно хорошо изучены [6,7,9,11,13]. Д. Эгглер [11] сформулировал основные выводы по строению и эволюции кратона Вайоминг, отметив, что литосферный киль был относительно холодным и стабильным до Эоцена включительно, хотя процессы деструкции и разогрева начались в раннем мелу с началом активной субдукции плиты Фараллон. Вместе с тем, гранатовая геотерма для KL-1 обнаруживает значительный разогрев 2-3 этапов [6]. Изученные с помощью микронализатора (Camebax Micro) и LAM ICP метода ксенокристы и мегакристы – гранаты Cr-шпинели, ильмениты, клинопироксены и их сростки (фракции +1) дают дополнительную информацию о многоэтапной эволюции мантийной под трубкой KL-1.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Гранаты. По сравнению с хорошо изученными гранатами кимберлитов группы Iron Mountains концентрат из KL-1 не содержит разновидностей Gr (9-10). Пиропы данной трубки образуют несколько дискретных групп (8), образуя почти плоский тренд на диаграмме Н.В.Соболева [19] Cr_2O_3 -CaO до 4% Cr_2O_3 и затем пологий тренд, секущий лерцо

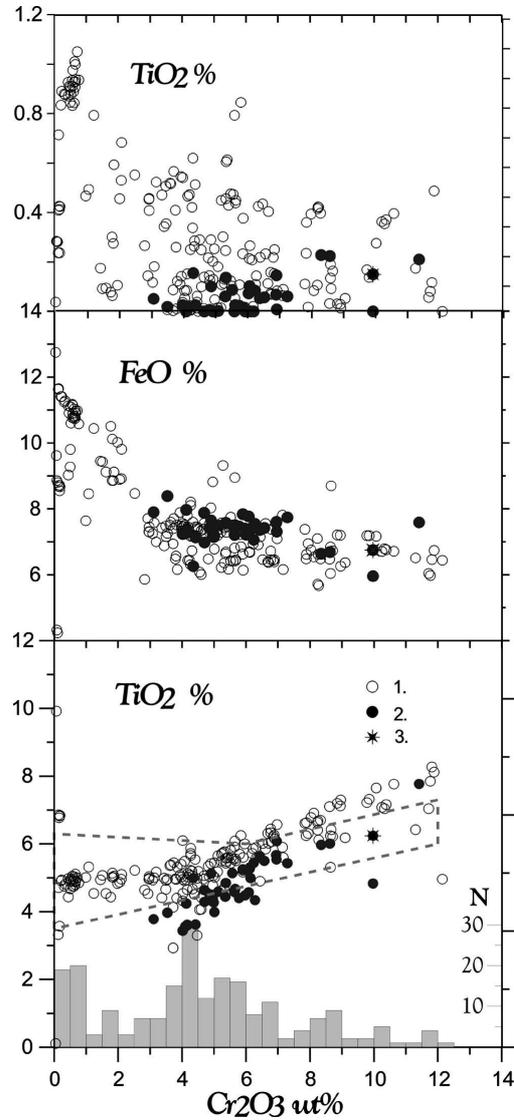


Рис. 1. Диаграмма Cr_2O_3 -CaO –FeO- TiO₂ (wt%) для гранатов кимберлитовой трубки KL-1 . 1- отдельные зерна; 2. – сростки клинопироксена и граната; 3.гранаты из серпентинизированных дунитов и гарцбургитов.

литовое поле [19], несмотря на то, что глубинные включения относятся в основном к гарцбургитам [7]. Данный излом тренда отражает, скорее всего, литологическую границу

в мантии, а наклон тренда может быть обусловлен также и ТР градиентом и составом просачивающихся сквозь мантию расплавов [12]. Обычно излом тренда соответствует границе ~40 кбар, судя по гранатовой барометрии [3,4,12,19]. Для одной трубки могут присутствовать несколько трендов иногда с разным наклоном [5, 7], которые соответствуют иногда разным фракциям по размеру зерен. Заметны 3 тренда по содержанию TiO_2 .

В каждой группе по хромистости заметны отклонения с уменьшением содержаний CaO наиболее проявленные в средней части. Они соответствуют деформированным зернам гранатов, которые находятся в сростках с клинопироксеном и или шпинелями, которые почти не содержат TiO_2 . Среди гранатов KL-2 пропорция гранатов эклогитового и мегакристового типа не очень высокая. Статистически высокая доля эклогитовых гранатов может отвечать и сравнительно высокой доле субкальциевых гранатов. Отметим, что гранат (11% Cr_2O_3) из ильменитовых перидотитов попадает в лерцолитовое поле.

Ильмениты и рутилы

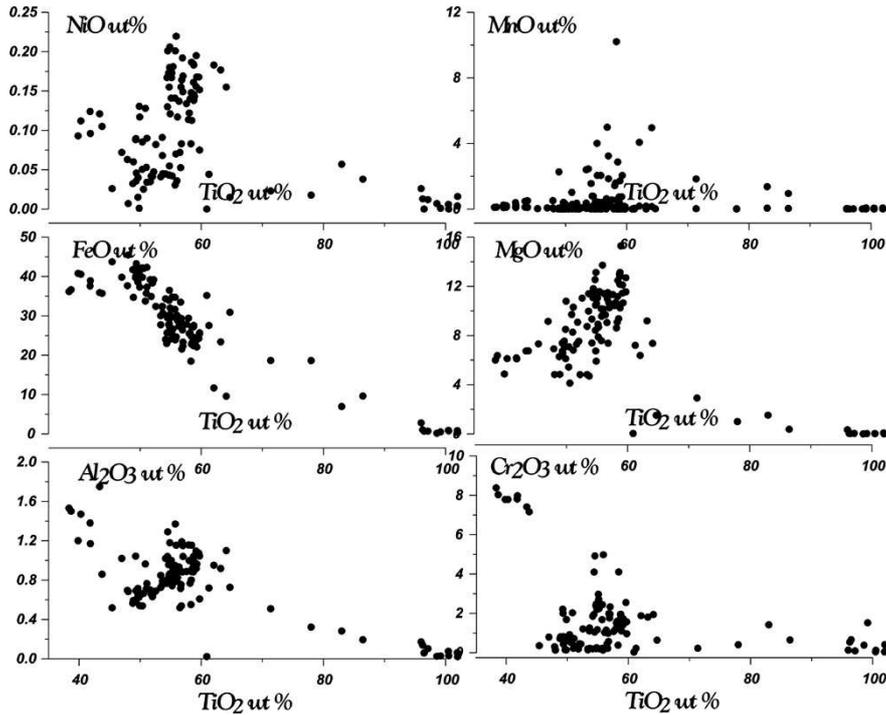


Рис. 2. Составы ильменитов из трубки KL-1.

Клинопироксены образуют две разновидности по морфологии хотя на вариационной диаграмме можно выделить 4 группы. Те, что находятся в сростках статистически содержат больше FeO , Al_2O_3 , Na_2O и Cr_2O_3 .

Шпинели разделяются на две разновидности. Обычно они образуют октаэдры с закругленными гранями или сростки с пирропами. Одни лежат в пределах мантийного луча, образуя 4-5 кластеров по хромистости. Те, что находятся в сростках с гранатом - наиболее хромисты (55-60% Cr_2O_3). Разновидности, обогащенные Ti и глиноземом, образуют совместный тренд роста, достигая 8% Cr_2O_3 .

Таблица 1.

Представительные анализы минералов кимберлитовой тубки K1-1 pipe, Colorado

Отдельные зерна

Оксиды	5-11	3-47	3-47	3-47	3-39	3-60	3-92	2-27	4-16	2-32	2-44	3-53	3-37
Пиропы													
SiO ₂	40.88	40.04	40.92	40.51	41.03	41.29	41.23	41.37	41.63	41.60	42.01	41.3	41.49
TiO ₂	0.00	0.49	0.40	0.14	0.42	0.09	0.25	0.85	0.51	0.52	0.27	0.793	0.85
Al ₂ O ₃	14.85	13.31	14.79	15.59	16.50	17.66	17.67	17.88	19.11	19.47	21.16	21.13	21.15
Cr ₂ O ₃	12.14	11.88	10.62	9.85	8.25	7.16	6.89	5.84	4.41	3.65	2.83	1.24	0.51
FeO	6.44	6.74	6.71	7.19	6.62	6.16	6.46	6.85	7.45	7.60	5.86	10.44	9.80
MnO	0.32		0.00										0.00
MgO	20.76	18.20	18.35	17.97	19.72	20.57	20.82	20.28	20.80	20.72	22.43	19.72	19.24
CaO	4.96	8.12	7.77	7.32	6.68	5.60	6.15	6.25	5.54	5.38	4.64	4.54	4.68
Na ₂ O	0.02	0.06	0.04	0.05	0.05	0.02	0.04	0.07	0.06	0.05	0.06	0.064	0.09
K ₂ O	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.01	0.01	0.00	0.07	0.007	0.00
NiO		0.02	0.00	0.02	0.014	0.017	0.018	0.03	0.02	0.00	0.01	0.006	0.00
Сумма	100.37	98.87	99.59	98.62	99.27	98.56	99.51	99.39	99.52	98.99	99.33	99.23	97.82
Fe/(Fe+Mg)%	14.83	17.21	17.04	18.34	15.85	14.39	14.83	15.93	16.74	17.07	12.79	22.90	22.24

Оксиды	1KL1	2KL1	5KL1	10KL1	12KL1	7KL1	8KL1	9KL1	22KL1	13KL1	19KL1	20KL1	21KL1	22KL1
	Ст- дигенды													
SiO ₂	54.74	54.02	54.82	53.95	54.98	54.55	54.40	55.13	55.49	54.73	55.11	55.06	55.07	55.49
TiO ₂	0.16	0.09	0.21	0.17	0.08	0.18	0.16	0.14	0.09	0.12	0.17	0.15	0.20	0.09
Al ₂ O ₃	2.61	2.27	2.78	1.21	3.76	1.91	1.97	0.48	0.45	2.15	1.95	0.57	2.36	0.45
Cr ₂ O ₃	3.26	2.58	3.14	1.77	3.94	2.50	2.86	1.31	1.63	2.77	3.28	3.08	1.35	1.63
FeO	2.39	2.34	2.62	3.46	2.52	2.50	2.52	2.28	2.14	2.15	2.48	2.26	2.28	2.14
MnO	0.10	0.08	0.10	0.10	0.11	0.10	0.10	0.09	0.08	0.09	0.11	0.06	0.09	0.08
MgO	15.12	15.41	14.48	15.74	13.61	16.24	15.10	16.90	17.02	15.25	15.42	16.17	15.85	17.02
CaO	18.88	19.18	18.00	21.29	16.61	19.07	19.72	23.06	22.37	19.42	18.68	20.64	20.48	22.37
Na ₂ O	2.96	2.32	3.49	1.54	4.49	2.15	2.52	1.09	1.32	2.52	3.08	2.14	2.20	1.32
K ₂ O	0.00	0.04	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00					
сумма	100.22	98.33	99.64	99.24	100.10	99.20	99.35	100.47	100.59	99.19	100.27	100.13	99.88	100.59
Fe/(Fe+Mg)%	8.15	7.85	9.22	10.98	9.41	7.95	8.56	7.04	6.59	7.33	8.28	7.27	7.47	6.59

Оксиды	K11-1-16	K11-21	K11-1-22	K11-1-3	K11-1-26	K11-1-28	K11 1-29	K11-1-30	K11-131	K11 1-32
Ст-шпинели										
TiO ₂	0.24	5.27	1.67	0.47	0.28	0.29	1.63	1.64	2.60	0.78
Al ₂ O ₃	18.79	6.58	6.65	2.11	19.05	26.01	7.00	9.14	6.54	7.22
Cr ₂ O ₃	39.20	44.12	57.22	62.32	42.69	37.11	58.57	53.85	59.20	60.05
FeO	27.76	36.87	22.22	25.11	24.79	22.10	21.24	26.35	20.34	19.68
MgO	13.62	6.91	11.26	10.06	13.43	15.65	12.15	9.80	9.61	12.25
Сумма	99.61	99.76	99.02	100.08	100.25	101.17	100.59	100.78	98.28	99.97
Fe/(Fe+Mg)%	53.36	74.96	52.54	58.34	50.88	44.21	49.51	60.13	54.30	47.42

Оксиды	K11-5-76	K11-5-79	K11-5-88	K11-5-89	K11-5-90	K11-5-91	K11-5-93	K11-5-39	K11-5-40	K11-5-78
Ильмениты										
TiO ₂	58.76	59.59	55.90	58.73	52.22	49.67	50.36	52.01	96.46	95.98
Al ₂ O ₃	0.96	1.07	1.15	0.96	0.67	0.65	0.66	0.63	0.06	0.17
Cr ₂ O ₃	1.56	2.55	4.98	1.20	0.44	0.80	0.67	0.46	0.66	0.13
FeO	27.56	24.25	24.64	27.21	39.18	42.25	42.21	38.34	0.69	2.80
MgO	12.93	11.54	13.72	12.16	4.82	7.06	5.43	7.54	0.03	0.34
Сумма	101.78	99.01	100.39	100.26	97.33	100.44	99.33	98.98	97.91	99.42
Fe/(Fe+Mg)%	54.47	54.11	50.19	55.65	82.02	77.05	81.35	74.06	91.94	82.37

Ильмениты из данной трубки обычно представлены поликристаллическими разностями с полигональными очертаниями индивидов. Ульвошпинели обнаружены часто в интерстициальном пространстве таких агрегатов. Реже можно обнаружить перовскиты и апатиты. В более крупных зернах постоянно встречаются ламели рутила, чаще неправильной формы. Реже рутил встречается в интерстициях. В одном случае обнаружен сросток с коэситом (кварцем). Довольно часто существенно ильменитовые породы представлены серпентинизированными гарцбургитами и дунитами. В первых встречаются высокохромистые гранаты.

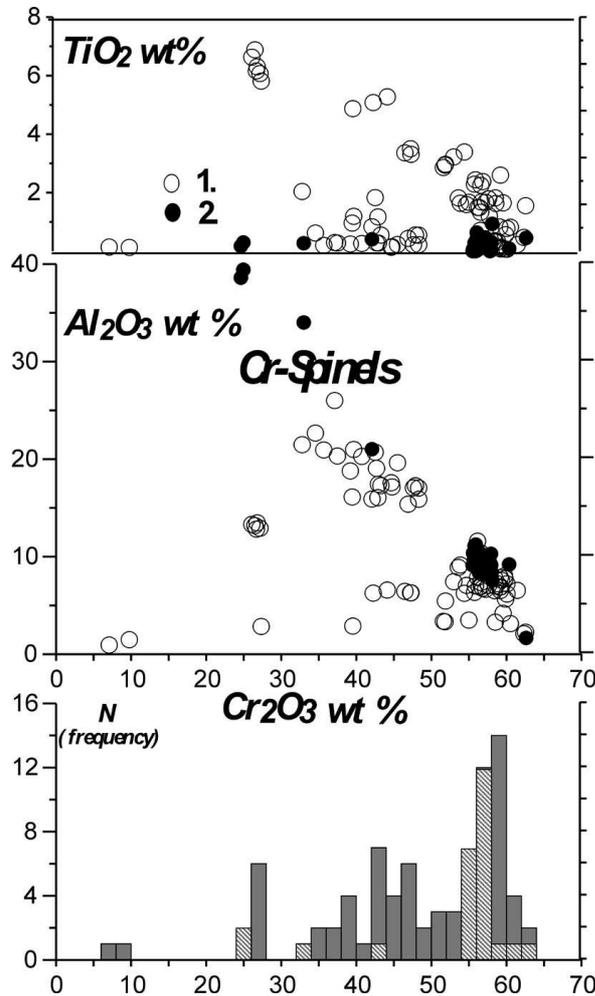


Рис 3. Составы Cr-шпинелей из трубки KL-1 1. отдельные зерна; 2. сростки граната и клинопироксена.

Химизм ильменитовых трендов для данной трубки существенно отличается от многих других трубок, и представлен несколькими ветвями совместного роста FeO, TiO₂, падения MgO, Al₂O₃, NiO. Как было неоднократно показано [8,14], ильменитовые тренды отвечают процессам фракционной кристаллизации, хотя для многих трубок и для KL-1 также можно предполагать и механизм AFC, поскольку Cr₂O₃ обнаруживает сложное поведение – наблюдаются три уровня концентраций Cr₂O₃ для средней части тренда и суще-

ственное обогащение для наиболее дифференцированных разновидностей. Заметно также и накопления NiO вероятно при ассимиляции перидотитов. Отмечаются высокие концентрации MnO (до 12%) и две ветви снижения с ростом железистости, что также позволяет

Таблица 2.
Составы микро (в ppm) и макрокомпонентов (в мас.%) из минералов кимберлитовой трубки KL-1, Colorado

Компонент	12KL1	14KL1	20KL1	48KL1	48KL1	72KL1
	Срх	Срх	Срх	Срх	Garnet(kel)	Garnet
SiO2	54.98	54.72	55.06	54.25	40.78	40.2
TiO2	0.08	0.22	0.15	0.14	0.08	0.21
Al2O3	3.76	1.78	0.57	4.39	18.46	14.25
Cr2O3	3.94	3.20	3.08	3.80	6.28	11.41
FeO	2.52	2.48	2.26	2.65	7.55	7.59
MnO	0.11	0.11	0.06	0.10	0.55	0.475
MgO	13.61	16.48	16.17	13.45	20.32	17.42
CaO	16.61	18.79	20.64	15.11	4.34	7.77
Na2O	4.49	2.37	2.14	4.29	0.09	0.055
Сумма	100.10	100.15	100.13	98.17	98.46	99.38
Ba	0.55	0.22	2.29	0.61	0.33	0.07
La	1.00	1.30	0.27	0.06	1.20	0.16
Ce	2.10	3.10	0.86	0.23	3.60	0.32
Pr	0.33	0.39	0.18	0.03	0.53	0.06
Nd	1.20	1.70	0.76	0.19	2.10	0.66
Eu	0.04	0.05	0.08	0.05	0.11	0.59
Sm	0.21	0.24	0.24	0.11	0.38	0.26
Gd	0.19	0.10	0.26	0.17	0.27	1.61
Tb	0.01	0.01	0.04	0.03	0.03	0.38
Dy	0.07	0.03	0.21	0.14	0.13	3.90
Ho	0.01	0.00	0.04	0.02	0.02	0.88
Er	0.01	0.01	0.10	0.06	0.04	2.50
Tm	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.51
Yb	0.01	0.00	0.08	0.04	0.02	2.87
Lu	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.52
Hf	0.08	0.09	0.08	0.02	0.16	0.60
Ta	0.00	0.01	0.02	0.01	0.01	0.07
Pb	1.68	1.48	1.26	0.22	1.05	10.85
Th	1.20	0.90	0.51	0.09	0.16	0.46
U	1.50	0.09	0.70	0.13	0.04	0.92
Sr	202.04	278.50	60.90	2.70	438.00	0.00
Y	0.77	1.13	14.50	7.00	5.89	23.57
Zr	22.65	30.97	85.95	27.95	71.16	21.88
Nb	0.05	1.62	2.82	0.74	0.86	0.91

Примечание. Главные компоненты определены на микроанализаторе CamebaxMicro оператор О.С.Хмельникова Микрокомпоненты методом LAM ICP MS, аналитик Гаранин В.Г., Аналитический Центр ОИГГиМ СО РАН

предполагать контаминацию исходной магмы MnO и падение в результате кристаллизационной дифференциации. Несомненно, что кристаллизация ильменита должна была

сопровождаться отделением силикатной фазы, в основном граната, возможно на нескольких уровнях или можно предполагать несколько импульсов магматической дифференциации.

ТР условия для зерен Cr- диопсида и сростков были определены с помощью клинопироксеновых термобарометров [2,15]. По давлению нижние значения в основном лежат вблизи области перехода графит – алмаз, что почти совпадает с определениями по гранатовому термобарометру [19]. Метод [15] для индивидуальных зерен дает определения в интервале 40-45 кбар между геотерм 35 -40 мвт/м², сростки соответствуют меньшим давлениям 35-40 кбар и более высоким температурам, попадая между геотерм 40-45 мвт/м². Метод [2] дает несколько меньшую разницу в давлении. Оба метода предполагают подъем и разогрев, более наглядный по барометру П.Нимиса и У.Тейлора [15]. Сравнительно крупные зерна клинопироксенов скорее предполагают происхождение из крупнозернистых пироксенитов, чем перидотитов. Такие пироксены обычны для многих других местонахождений – к примеру, включений кимберлитоподобных пород Чомполинского поля [3].

Редкие элементы, определены методом лазерной абляции индуктивно- связанной масс- спектрометрии, для пироксенов гранатов и шпинелей и ильменитов. У пироксенов достаточно типичные спектры для кимберлитовых перидотитовых минералов с высокими (La/Yb)_n, веером расходящиеся в области тяжелых REE с максимумом смещенным в

ДИСКУССИЯ

По гистограмме Cr₂O₃ для гранатов можно приблизительно оценить количество перидотитового материала, которое выносилось кимберлитами, хотя вполне вероятно, что количество граната уменьшается вместе со степенью истощения с глубиной. Вероятнее всего, что существовало несколько интервалов опробования, от 3-х по [7] до 8-ми судя по дискретности тренда. Для кимберлитовых магм, также как для базальтовых [1] вполне вероятно полибарическое строение магматической системы [10] с несколькими

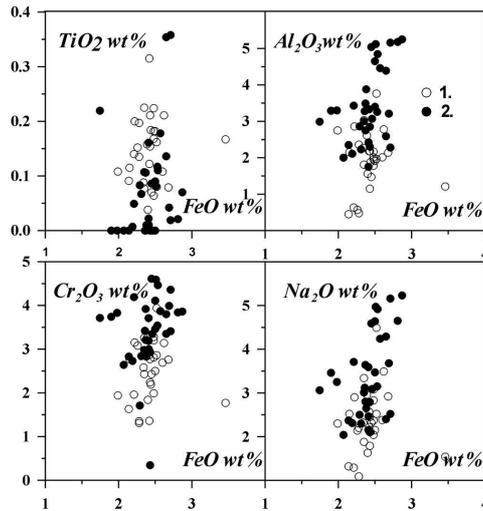


Рис. 4. Вариации клинопироксенов из трубки Kl-1 pipe. 1-2 то же что на рис .3.

сторону LREE. На спайдердиаграмме заметны серьезные максимумы U,Ва, что типично для субдукционных расплавов, однако среди высокозарядных элементов серьезный минимум заметен лишь для Та. Клинопироксены в сростках с гранатом не имеют максимумов для U и обнаруживают гораздо менее “дифференцированные спектры. Даже для проана-

лизированного граната заметен высокий максимум для U и меньший для Pb. Ильменитовые желваки имеют высокие для этого минерала содержания редких элементов с высокими промежуточными магматическими камерами. Возможно, что мегакристовая ассоциация как раз сформированы в промежуточных магматических камерах, хотя более вероятно, что они отражают этап формирования подводящих каналов [1]. Подъем данной высокодифференцированной богатой TREE и титаном, по-видимому, существенно карбонатитовой магмы, скорее всего и ответственен за образование Cr- Ti трендов и рост ульвошпинелевого компонента в хромитах. Несколько трендов для гранатов вполне согласуется с таким же количеством ветвей фракционирования для ильменитов. Вариации наклона тренда Cr₂O₃- CaO скорее всего также соответствуют разным стадиям просачивания расплава сквозь перидотитовый субстрат. Наличие высоконагрева глиноземистых и хромистых клинопироксенов, которые судя по деформациям и разогреву, вероятнее всего, связано с переплавлением эколгитового материала. Такие пироксены характерны для многих кимберлитовых трубок, в основном они отвечают глубинам 140-170 км 35-50 кбар. Присутствием субдукционного материала можно объяснить также и появление Mn-ильменитов, а также небольшие Eu минимумы для пироксенов и, конечно, U, Ba максимумы. Последние вообще характерны для периферийных частей кратонов, судя по ксенолитам Somerset Island [17]. Отметим, что в формировании протокимберлитовой расплава, ответственного за кристаллизацию ильменитов, возможно, принимало участие также субдукционный компонент. Крайне высокая степень обогащения редкими элементами ильменитов

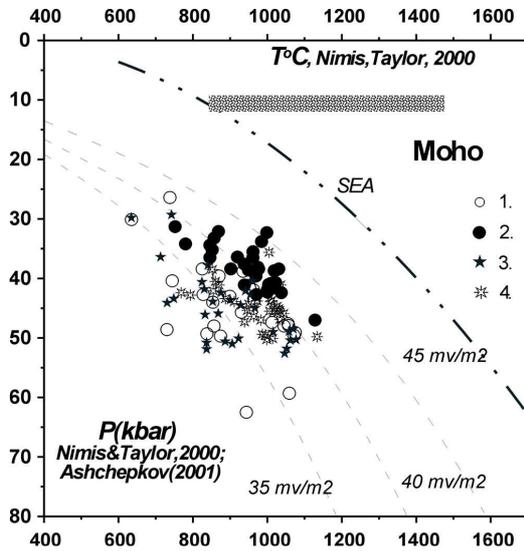


Рис. 5. TP условия для клинопироксенов из трубки KL-1 определенных с помощью метода [15] Nimis and Taylor, 2001 : 1. отдельные зерна, 2 сростки; определенные по Jd-Di барометру Ащепков, 2001. 3- отдельные зерна; 4- сростки

является как следствием высокой степени дифференциации, так и возможно карбонатитовой расплава, который при ликвации часто обогащается TRE и другими некогерентными элементами. Возможно, что при анализе попали участки, содержащие небольшие зерна перовскита и апатита, в которых уровень концентраций REE на 1-2 порядка выше, чем в пироксенах и 3-4 чем в ильменитах.

Несколько этапов разогрева и просачивания мантийных расплавов свидетельствуют о сложной многоэтапной истории мантийной колонны окраины кратона Вайоминг, в кото-

ром несомненно принимали участие субдукционные и плюмовые расплавы, что возможно и было причиной относительно низкой алмазонасности трубок Kelsey Lake, по сравнению с кимберлитами Iron Mountains которые выносили материал из более холодной мощной и истощенной мантийной колонны.

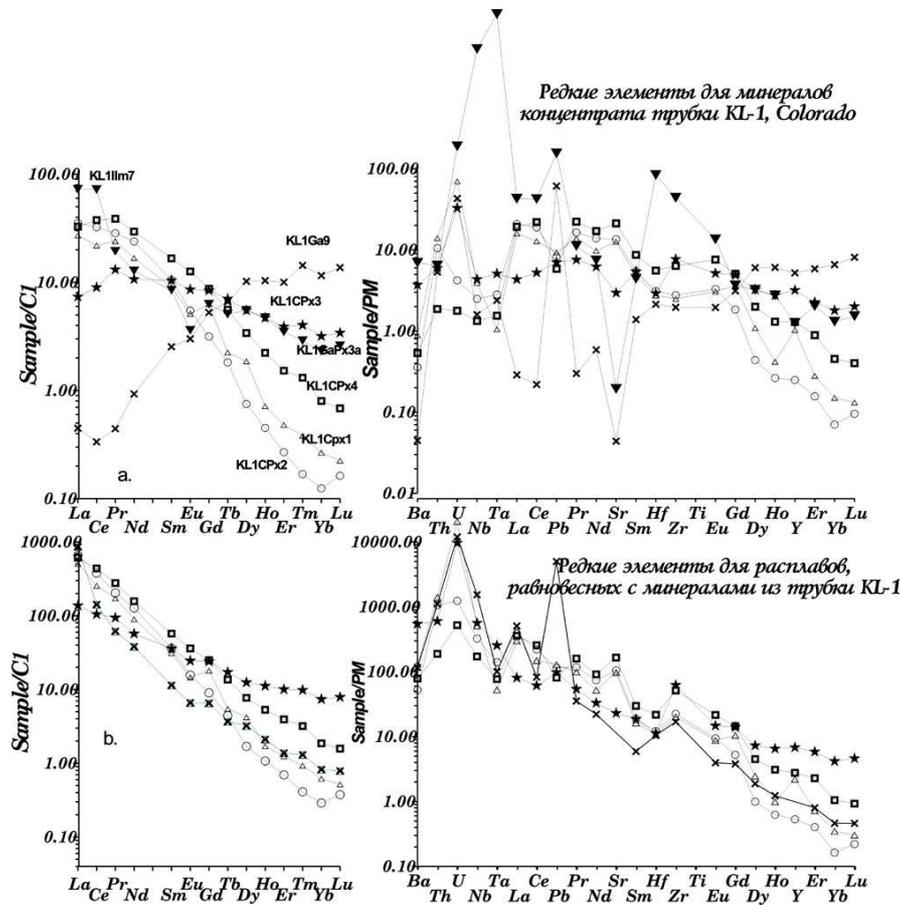


Рис.6 TRE диаграммы для минералов из концентрата кимберлитовой трубки KL-1. и расплавов равновесных с ними.

ВЫВОДЫ.

Минералы перидотовой мантии и мегакристаллы из трубки KL-1 свидетельствуют о многоэтапной истории миграции расплавов через мантийный киль частично редуцированный за счет разогрева. Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ 99-05-65688 и 00-05-65288.

ЛИТЕРАТУРА.

1. Ащепков И.В., Андре Л. Дифференциация мантийных расплавов на примере пироксенитовых ксенолитов пикробазальтов Витимского плато. Геол. и геофиз., 2002, 43, N 4, 343-363

2. *Ащепков И.В.* Эмпирический клинопироксеновый термобарометр для мантийных пород на основе обмена жадит-диопсид. Доклады Академии Наук, 2002., т.382. с. 366-370.
3. *Ashchepkov I., Vladykin N., Ovchinnikov Yu., Anoshin G., Gerasimov P., Saprykin A.* Thermal Gradient, Mantle Layering and Geochemistry beneath Aldan Shield According to the Kimberlitic Deep Seated Disintegrated Inclusions. J.Confer. Abstr., 2000, v.5/2:162-163
4. *Boyd F.R., Pokhilenko N.P., Pearson D.G., Mertzma S.A., Sobole N.V., Finger L.W.*, 1997. Composition of the Siberian cratonic mantle: evidence from Udachnaya peridotites xenoliths. Contrib. Mineral. Petrol. 128: 228–246.
5. *Burgess R., Harte B.* 2000. Tracing Lithosphere Evolution through the Analysis of Heterogeneous G9/G10 Garnets in Peridotite xenoliths. I Major Element Chemistry. Proceedings of the VII international Kimberlite Conference. The P.H. Nixon volume. Pp.61-80.
6. *Coopersmith H.G., Griffin W.L., Ryan C.G., Win T.T., McCallum M.E.* 1995. Trace elements in garnets and chromites from Colorado –Wyoming kimberlites as a guide to exploration. Sixth International Kimberlite Conference. Extended Abstracts. Novosibirsk. Pp.118-120.
7. *Coopersmith H.G.* Geology an exploration of Kelsey Lake dimondiferous kimberlites , Colorado, USA. Kimberlite Conference. Extended Abstracts. Arasha. Brazil. Pp.52-54.
8. *Griffin W.L., Moore R.O., Ryan C.G., Gurney J.J., and Win T.T.* 1997. Geochemistry of magnesian ilmenite megacrysts from Southern African kimberlites. Russian Geol. Geophys. 38/2: 398-419.
9. *Hausel, W.D.*, 1998. Diamonds and mantle source rocks in the Wyoming Craton, with a discussion of other US occurrences: Wyoming State Geological Survey Report of Investigations 53, 93 p.
10. *Hearn B., Carter Jr.* 1991. Composite megacrysts and megacrysts aggregates from the Williams kimberlites Montana, USA: multiple products of mantle melts. Fifth International Kimberlite Conference. Extended Abstracts. Arasha. Brazil. Pp.170-173.
11. *Egger D.H., Furlong K.P.* 1991. Destruction of subcratonic mantle keel: the Wyoming province. Fifth International Kimberlite Conference. Extended Abstracts. Arasha. Brazil. Pp.85-87.
12. *Kopylova M.G., Russell J.K., Cookenboo H.* 1999. Petrology of peridotite and pyroxenite xenoliths from the Jericho kimberlite: Implications for the thermal state of the mantle beneath the Slave craton, northern Canada. J. Petrol. 40/1: 79-104.
13. *Lester A., Larson E.* New geochronological evidence for the Late proterozoic emplacement of Colorado-Wyoming kimberlites belt. EOS Trans Am. Geoph. Union. v.77, N41, pp. 821.
14. *Moor R.O., Griffin W.L., Gurney et al.* 1992. Trace element geochemistry of ilmenites megacrysts from the Monastery kimberlite, South Africa, Lithos 29:1-18.
15. *Nimis P., Taylor W.* 2000. 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 139/5:541-554.
16. *Nixon, P.H., Boyd, F.R.* 1973. Petrogenesis of the granular and sheared ultrabasic nodule suite in kimberlite. In: Nixon, P.H. Ed. Lesotho Kimberlites. Cape and Transvaal. Cape Town, pp. 48–56.
17. *Schmidberger S. S., Francis D.* 2001. Constraints on the Trace Element Composition of the Archean Mantle Root beneath Somerset Island, Arctic Canada. J. Petrology., v. 42, pp.1095-1117.
18. *Sobolev, N.V.* 1974. Deep-Seated Inclusions in Kimberlites and the Problem of the Composition of the Upper Mantle (in Russian). Nauka Press, Novosibirsk, 264 pp. [English Translation (1977), ed. by F.R. Boyd, American Geophysical Union, Washington, DC, 279 pp.]
19. *Ryan, C.G., Griffin, W.L., Pearson, N.*, 1996. Garnet Geotherms: a technique for derivation of P–T data from Cr-pyroxene garnets. J. Geophys. Res. 101: 5611–5625.

ПЕТРОХИМИЯ МАНТИЙНЫХ КСЕНОЛИТОВ СОВГАНСКОГО ПЛАТО, ПРИМОРЬЕ, РОССИЯ

АЩЕПКОВ И.В.¹, САПРЫКИН А.И.¹, ГЕРАСИМОВ П.А.¹, ХМЕЛЬНИКОВА О.С.¹,
ЧЕРЕМНЫХ Л.В.¹, САФОНОВА И.Ю.¹, РАССКАЗОВ С.В.², КУТОЛИН В.А.¹,
ВЛАДЫКИН Н.В.³

¹ОИГТМ СО РАН garnet@uiggm.nsc.ru

²Институт Земной Коры, СО РАН, rassk@crust.irk.ru

³Институт Геохимии СО РАН, vlad@igc.irk.ru

Составы сравнительно крупных ксенолитов (TRE и микрозондовые данные) из щелочных базальтов Совганского плато ксенолитов сравнены с данными для ксенолитов из других местонахождений. Эти ксенолиты сравнительно низкотемпературны (700-900°C) по сравнению с лерцолитами примитивного типа (700-1100°C) и амфибол-содержащими вебстеритами (900-1000°C). Окислительные условия для базальтовых ксенолитов Совганского плато возрастают с температурой от -4 до +4 ($-\Delta(QFM)\log F_{O_2}$). В мантийной брекчии представленной фрагментами лерцолитов, окруженными ортопироксеновой оторочкой и цементированными клинопироксенитовым агрегатом проявлены диффузионные каймы. Составы пироксенов отвечают 1000-1040 °C и 6-12 кбар. Геохимические особенности клинопироксенов предполагают, что ксенолиты были равновесны с реликтами граната. Спектры расплавов, равновесных с амфиболовыми вебстеритами, очень близки к спектрам вмещающих базальтов, отличаюсь более низкими концентрациями Sr, HFSE. Ксенолиты из ранних базальтов Шкотовского плато (13 млн. лет)[6] представлены, главным образом, железистыми Ферцолитами истощенного типа. Клинопироксены ксенолитов из мезозойских Анюйских пикрит- базальтов представлены истощенного типа и сравнительно малоглубинны.

ВВЕДЕНИЕ.

Мантийные включения Тихоокеанской окраины Евразии достаточно детально изучены, в основном на примере Восточного Китая [11] и Японии [9]. Сведения о ксенолитах Русского Приморья, в частности о геохимии, более ограничены [3-8]. Опубликованные данные о ксенолитах и базальтах свидетельствуют о гетерогенном мантийном субстрате Приморья [6-8]. Различия составов редких элементов для Восточной и Западной ветви базальтоидных плато [6] до настоящего времени не были подкреплены данными о мантийных перидотитах. В данной статье мы приводим дополнительные петрохимические данные для ксенолитов из базальтов Совганского плато и некоторых других местонахождений (Шкотовского плато). Коллекция Совганского плато была собрана С.В.Есиным, Л.В.Черемных и И.Ю.Сафоновой, Шкотовского плато – С.В. Рассказовым.

БАЗАЛЬТЫ

Совганского плато также как и близлежащих Нельминского и Бикинского плато [3] (Рис.1) относительно малоглубинны, как показывает термобарометрия Ф.Альбарде [10] (Рис.2). Как и для многих других базальтовых плато уровень образования и фракционирования базальтов углублялся вместе с уменьшением интенсивности магматизма во

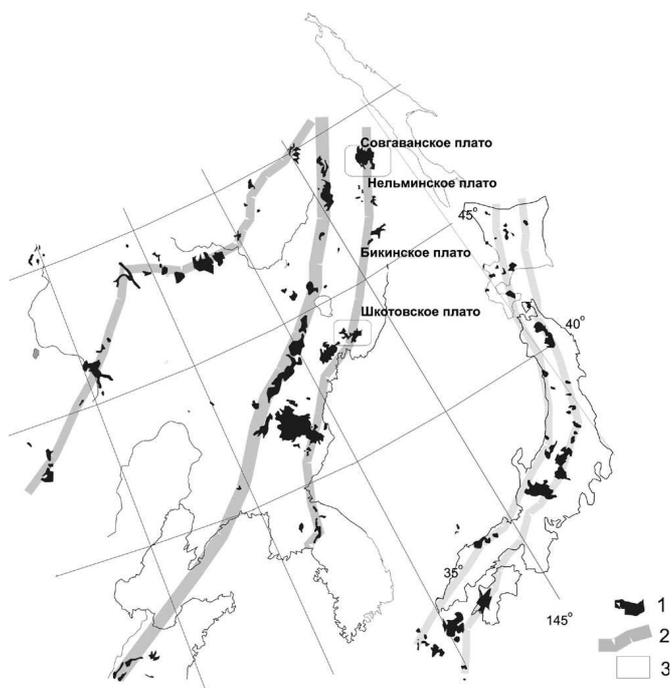


Рис.1. Базальтовые плато и метонахождения ксенолитов в Приморье
1-Поля базальтов; 2-Вулканические пояса; 3-Плато из которых изучены ксенолиты

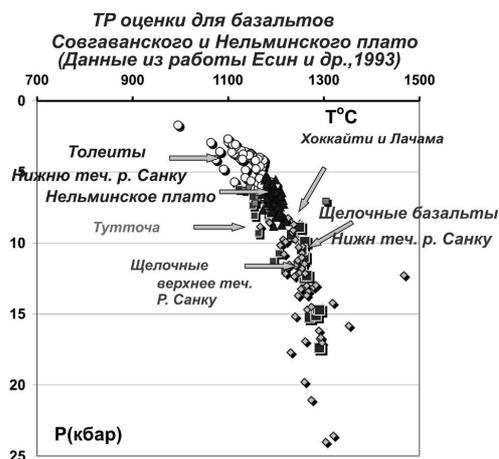


Рис.2. ТР оценки (Albarede, 1992) для базальтов Совгаванского плато и близлежащих районов.

времени достигая верхов гранатовой фации для заключительных верхнемиоценовых ОI щелочных базальтов и гавайитов (Рис.2), субщелочные разности тогда толеитовые разности вероятно дифференцированы в нижней коре, обнаруживая рост железистости за счет осаждения оливина.

КСЕНОЛИТЫ ПЕРИДОТИТОВ

Мантийные включения лерцолитов и хромдиопсидовых вебстеритов были собраны в основном из базальтов заключительных фаз – потоков по рекам Санку и Копи, а также из туфов горы Курган. Лерцолиты обычно мелко и среднезернисты со следами пластического течения. Обычно более мелкозернистые включения слегка истощены и содержат более яркие изумрудно-зеленые клинопироксены. Многие содержат интерстициальные стекла и розовато-белесые агрегаты, которые по составу близки к гранату, очень похожие на келифитовые агрегаты по гранату из хамардабанских ксенолитов. Амфиболы обычно реликтовые подплавленные и резорбированные встречаются в 15% лерцолитах, но более обычны в крупнозернистых Сг-диопсидовых вебстеритах.

Клинопироксены перидотитов из всех местонахождений позднее - миоценовых базальтов достаточно близки по составу как на Витимском плато [1], демонстрируя обычные тенденции роста базальтоидных компонентов с железистостью и снижения Cr_2O_3 . Они близки к составам, приведенным в работе С.В.Есина [3] имея меньшие вариации (Рис.3). Клинопироксены из мантийных ксенолитов Шкотовского плато значительно более железисты и обогащены TiO_2 , особенно разновидности находящиеся в контакте с пироксенистыми жилами. Анойские клинопироксены [4] сравнительно малонатровые истощенного типа. Железистость 7-9%.

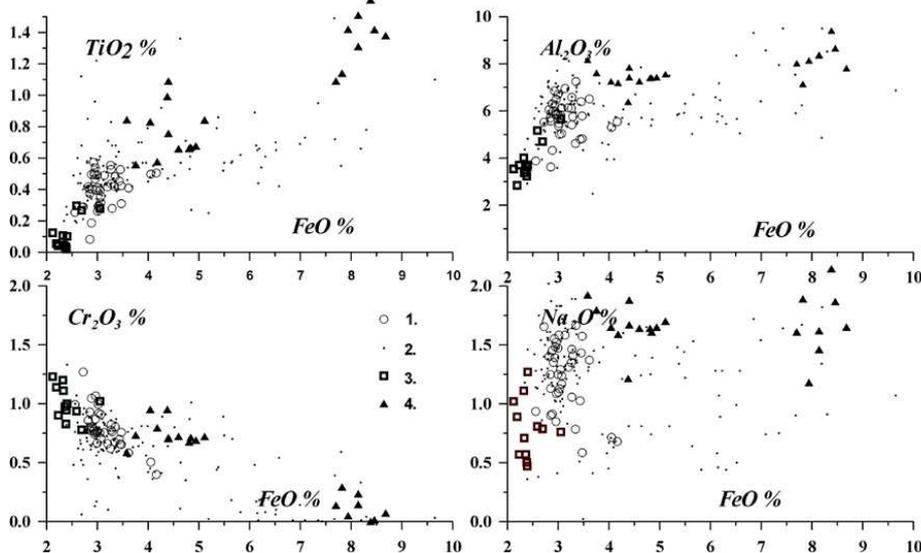


Рис.3. Вариационные диаграммы для клинопироксенов из ксенолитов Приморья

1-Совгаванские ксенолиты эта работа; 2-Совгаванские ксенолиты по [5]; 3-Ксенолиты Анойских пикрит-базальтов [4]; 4- Ксенолиты Шкотовского плато

Шпинели Совгаванского плато глиноземистого типа находятся в пределах обычной мантийной последовательности [10]. По сравнению с опубликованными данными [3] в этой выборке нет шпинелей с высокими содержаниями Al_2O_3 . Примесь TiO_2 отмечается только в Сг-диопсидовых вебстеритах. (Рис.4)

ТР УСЛОВИЯ

ТР условия для ксенолитов определены с помощью клинопироксеновой термометрии [1,21]. Надо отметить, что, термометр Нимиса Тейлора [21] дает несколько более низкие температуры, чем определяемые помощью многих двупироксеновых термометров. Клинопироксеновая барометрия [1,21] в шпинелевой фации работает не столь надежно, как в гранатовой, поэтому полученные давления можно рассматривать как ориентировочные. В отсутствие надежных барометров использована также ортопироксеновая барометрия [11]–[22] в предположении что реликты граната присутствовали в мантии. Все методы дают достаточно ‘горячие’ геотермы, как и для восточного Китая [12]. (Рис.5) Ксенолиты мезозойского этапа вынесены из более разогретой мантии, чем позднекайнозойские – за исключением Шкотовского плато. Последние представляют продукт непосредственной реакции перidotитовой мантии с внедрившимися плюмовыми базальтами.

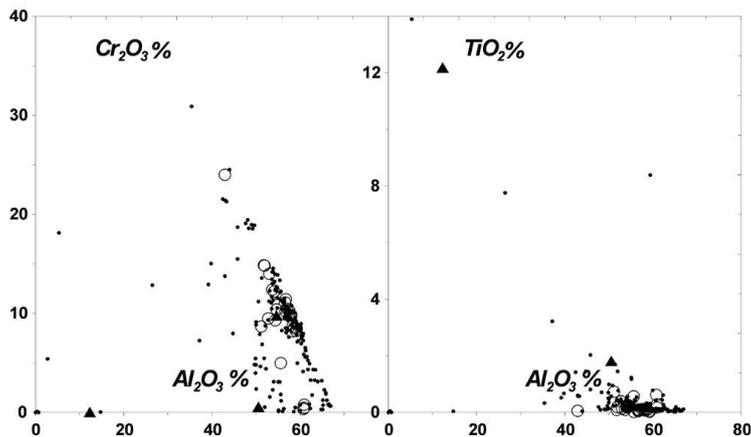


Рис.4. Составы шпинелей из ксенолитов Приморья, условные обозначения, как на рис. 3

Окислительные условия определены для всех ксенолитов с использованием клинопироксенового термометра [21] и O1-Sr оксибарометра.[26]. Они обнаружили широкий спектр колебаний окислительного потенциала и его достаточно высокие значения в отдельных случаях (+3) (Рис.6), что согласуются в целом с присутствием амфибола и по-видимому субдукционного материала в мантии Приморья, данные оценки подтверждают выводы полученные ранее [14]. В целом, изученные ксенолиты из верхних этажей мантии менее окислены и высокотемпературны. А более глубинные по-видимому реагировали с достаточно окисленными базальтовыми расплавами.

Зависимость валового состава от вычисленных температур и давления. Для 15 ксенолитов проверено поведение валового состава ксенолитов (РФА анализов) от температур, в предположении, что она отражает глубины захвата включений. Все оценки дают один и тот же вывод – с глубиной в перidotитах выше доля SiO_2 , MgO , FeO , TiO_2 (CaO , Na_2O) и меньше Al_2O_3 – скорее всего это связано с миграцией глинозема, (возможно с разложением граната) при просачивании расплавов и кристаллизации шпинели в малоглубинных условиях.

Магматические брекчии присутствуют среди ксенолитов Совгаванского плато. Один из ксенолитов сложен фрагментами лерцолитов (6) с прожилками и просечками пироксенитового состава в котором обнаружена герцинитовая шпинель, а также присутствуют идиоморфный железистый оливин и щелочной шпат которые образуют друзовид-

ные сростания в небольших газовых полостях, в основной массе встречен плагиоклаз. Перидотиты окружены ортопироксеновыми оторочками. Состав первичных шпинелей в ксенолитах 8-9.5%

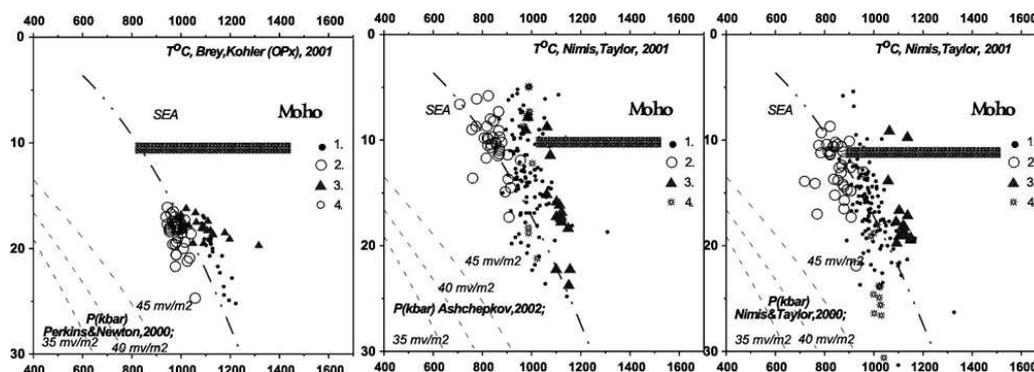


Рис.5.. TP оценки для ксенолитов Приморья

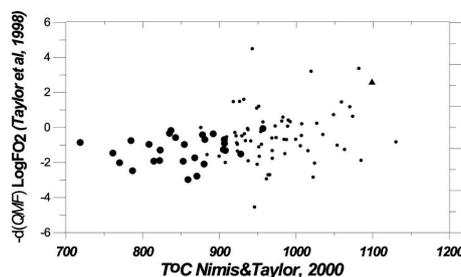


Рис. 6.. Окислительные условия, определенные для ксенолитов Приморья

Cr_2O_3 , пироксены из разных фрагментов перидотитов варьируют по составу более значительно, однако непонятно является ли это результатом взаимодействия или это первичная неоднородность. Железистость минералов цементирующего пироксенита (17-19%) предполагает, что внедрившийся расплав был базальтовым (Рис. 7). Оценки температуры для разных пироксенов, как в перидотитах, так и в пироксените близки 1000-1040°C, а давления лежат в интервале 6-11кбар. Однако ортопироксеновые оторочки, показывают, что взаимодействие было более высокотемпературным, а затем порода остыла до состояния перидотитов.

ГЕОХИМИЯ РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ

Редкие элементы для перидотитовых клинопироксенов и вмещающего базальта из потока по р. Санку были определены методом LAM ICP MS в Аналитическом центре ОИГГиМ СО РАН на приборе "Finigan Element" аналитики Герасимов П.А., Сапрыкин А.И., кроме того, использовано 4 анализа из работы Д.А. Ионова с соавторами [15].

Клинопироксены из умеренно истощенных лерцолитовых ксенолитов р. Коппи имеют плоские REE с обеднением LREE, что достаточно типично для шпинелевых перидотитов. Они заметно обеднены высокозарядными элементами, что типично для постсубдукционной мантии и минералов кристаллизовавшихся из расплавов возникших с участием субдукционного материала. Но уровень REE и спектры в целом довольно высокие. Кли-

нопироксены из более темных (по цвету) ксенолитов с примитивного типа имеют выпуклые спектры, которые несомненно сформированы расплавами, пришедшими из гранато

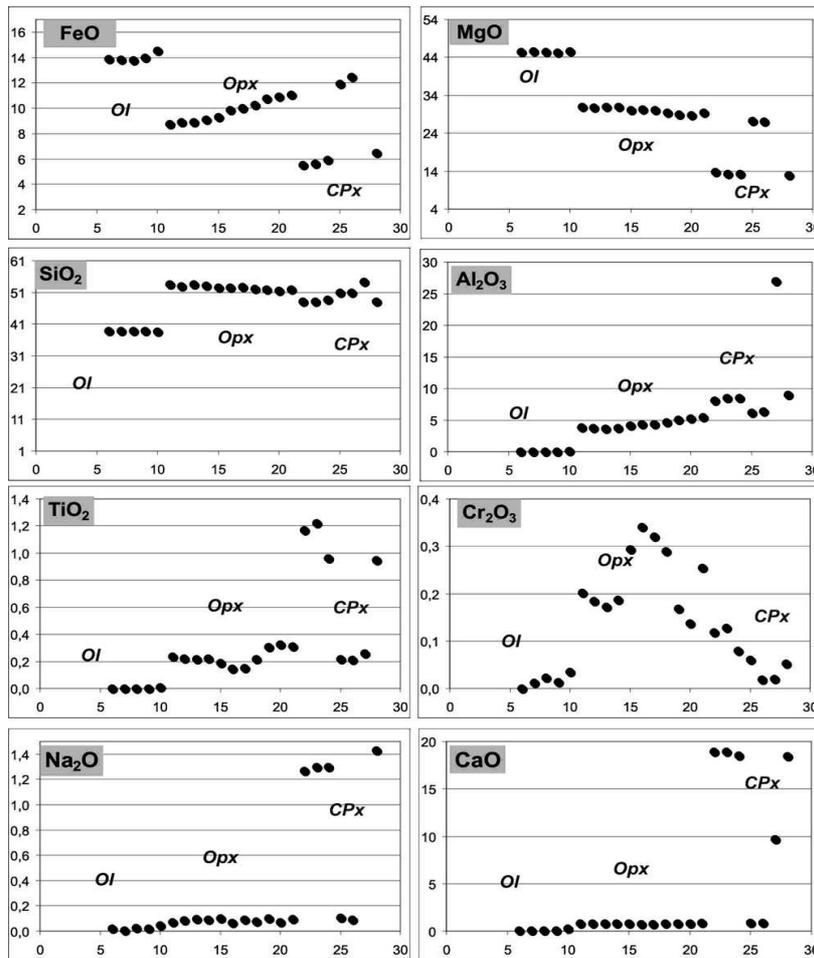


Рис. 7. Профиль по ксенолиту магматической брекчии по данным микрозондовых анализов.

вой фации или выплавленные с участием граната в породе. Клинопироксены из амфиболовых Ст-диопсидовых вебстеритов близки по конфигурации спектров к пироксенам из гранат-содержащих перидотитов. Спайдердиаграммы для них почти примитивного типа с небольшими минимумами Zr и Ta, но они имеют выраженный пик U,Th. Для сравнения ксенолиты вулкана Подгелбаночный имеют спектры с высокой концентрацией REE и высокими $(La/Yb)_n$, которые типичны для перидотитов из гранатовой фации мантии (возможно даже литосферного киля кратона, как у пироксенов из кимберлитовых ксенолитов) [28]. У них также небольшие максимумы Th, U, Nb, Ta минимум Zr, наряду с выраженным Pb минимумом (кристаллизация сульфидов), тогда как Совгаванские ксенолиты имеют выраженные максимумы Pb.

Состав вмещающего базанита, определенный тем же методом, близок опубликованным составам [6,15]. Это типичная 1% выплавка из примитивного гранатового лерцолита

с 5-7% модалного граната. Небольшие отклонения от модельных спектров заметны лишь для Zr-Hf и пику Sr, последнее типично для плюмовых базальтов.

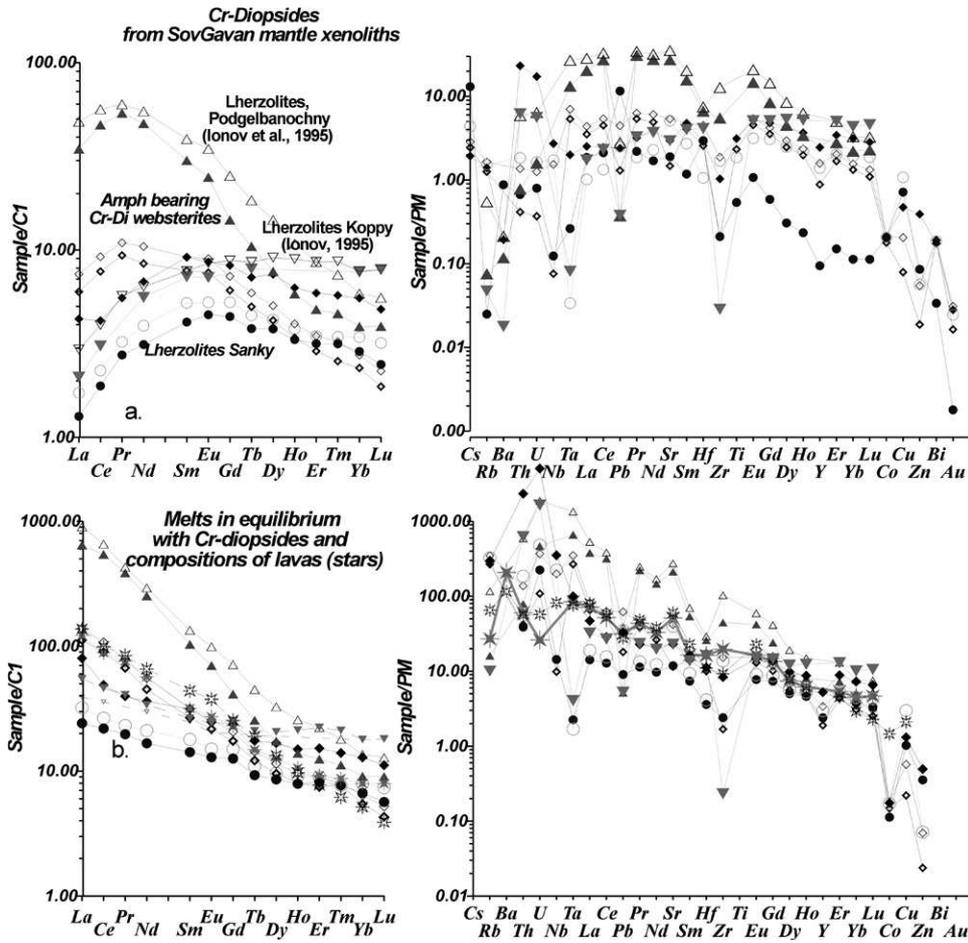


Рис. 8. Составы редких элементов для ксенолитов Совгаванского плато (данная работа) и Приморья [8]

Определенные с помощью Kd для клинопироксенов [13] спектры REE равновесных расплавов обнаруживают вариации наклона $(La/Yb)_n$ отношений, и лишь модельные спектры для амфиболовых пероксенитов близки по наклону к базальтовым, однако минимумы высокозарядных элементов не позволяют их считать аналогами. Составы расплавов, равновесных с перидотитовыми ксенолитами Подгелбаночного вулкана, не имеют никаких аналогов среди интрузивных и эффузивных образований (лишь некоторые карбонатиты и имеют такие “обогащенные” спектры REE). Это расплавы- минимум, возникшие в мантии, с большой долей граната и или результат существенного фракционирования в присутствии избытка летучих, что также может определить серьезное фракционирование REE [25].

ДИСКУССИЯ

Пространственно временные вариации составов перидотитовых минералов для глубинных ксенолитов Приморья предполагают существенную гетерогенность мантии и ее эволюцию во времени. Этап миоценовой магматической активности близок по времени к раскрытию Япономорского бассейна что, вероятно, сопряжено с внедрением плюмовых масс. Как и в других районных плюмового магматизма на ранних стадиях в мантии часто происходит масштабное просачивание расплавов через леңцолитовый субстрат, что приводит к образованию Fe-леңцолитов, известных на Гавайях [24], на Хамар-Дабане, Витимском плато [2] и тп. Позднемиоценовые лавы Совгаванского плато, как и одновременных лав на Витима и Хамар-Дабана содержат мантийные перидотиты с, обогащенными глиноземом, клинопироксенами шпинелями. Это позволяет предполагать близкий характер цикличности процессов в мантии. Для позднемиоценового этапа характерно масштабное просачивание низкотемпературных расплавов, сопровождаемое вертикальным перемещением – ростом мантийных диапиров из гранатовой фации. Плюмовые базальты также принимали участие в регенерации мантии, которая должна быть истощена в субдукционных клиньях, подвигаемых под континент. Реликтовые субдукционные черты чувствуются в присутствии амфибола, высоком окислительном потенциале и реликтовых трендах составов минералов истощенного типа.

Различие в геохимии базальтов восточной и западной ветви вулканизма подтверждаются и в составах мантийного субстрата. Западная ветвь, по крайней мере, в пределах Ханкайского блока, имеет черты геохимии древней континентальной мантии (или метасоматизированного мантийного субстрата) [6,15]. Тогда как восточный пояс подстилается обычным для молодых платформ веществом примитивного по валовой химии, которое обычно сопоставляется с астеносферой некоторые минимумы высокозарядных элементов возможно говорят об участии субдуцированных эклогитов в генерации просачивающихся расплавов.

Само по себе наличие двух поясов вулканизма на расстоянии ~300 км в целом характерно для окраин континентов [6,17,18]. Оно может иметь несколько механизмов образования. Наиболее вероятно что это те же причины, которые приводят к появлению вулканического фронта- разложения амфибола на глубинах 120 км [16, 17]. Вероятно, в мантии при этом образуются долгоживущие зоны с линзами метасоматитов и пироксенитов. Отдвигание зоны субдукции при 15-30 млн. тектонических циклах может приводить к появлению параллельных сопряженных поясов. Другой вероятный механизм – аналогичное разложение флогопита, который однако устойчив при достаточно высоких РТ параметрах [23] до глубин ~400 км. Японскими геологами рассматриваются варианты наложения флюидных потоков от двух субдуцируемых плит. Кроме того, возможно, просто плавление субдуцируемого материала при пересечении пластины с линзами, частично расплавленного вещества на глубинах 120 и 400 км.

В целом, судя по плавлению амфибола как и для перидотитов мантии под вулканом Итеномегата можно предполагать двустадийный процесс – 1) водный метасоматоз и 2) плавления при внедрении плюмовых базальтовых расплавов.

Определенные РТ условия перидотитов и некоторые косвенные данные позволяет предполагать, что перидотитовая колонна под Совгаванским плато могла внедриться в пределы нижней коры. В принципе такой процесс имеет аналоги [19]

ВЫВОДЫ

1. Составы мантийного субстрата Западной и Восточной вулканических зон различаются геохимически.

2. Мантия восточной зоны (Совгаванского плато) подвергнута регенерации мод действием глубинных просачивающихся расплавов плюмового генезиса.

Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ 94-17103, 99-05-65688.

ЛИТЕРАТУРА

1. Ащепков И.В. Эмпирический клинопироксеновый термобарометр для мантийных пород на основе обмена жадеит-диопсид. Доклады Академии Наук, 2002., т.382. с. 366-370.
2. Ащепков И.В. Глубинные ксенолиты Байкальского рифта // Новосибирск, 1991, 160 с.,
3. Есин С.В., Прусевич А.А., Кутолин В.А. Позднекайнозойских вулканизм и глубинная структура и Восточного Сихотэ-Алиня. / Новосибирск. Наука. 1992. 158 с.
4. Есин С.В., Ащепков И.В. Циркон из ультраосновных нодулей мезозойских мелалейцититов Центрального Сихотэ-Алиня // Докл. РАН, 1997, 352, N 6, 792-794,
5. Колосков А.В. Ультраосновные включения и вулканы как саморегулирующаяся геологическая система. М.: Науч. Мир. 1999. 223 с.
6. Мартынов Ю.А. [*]; Чащин А.А.; Рассказов С.В.; Саранина Е.В. Позднемиоцен-плиоценовый базальтовый вулканизм юга Дальнего Востока России как индикатор гетерогенности литосферной мантии в зоне перехода континент-океан // Петрология - 2002. - Т. 10. - N 2. - С. 189-209
7. Приходько В.С.; Землянухин В.Н.; Чубаров В.М. Состав и строение верхней мантии под Ханкайским массивом (по результатам изучения глубинных ксенолитов) // Тихоокеан. геол. 1997. Т. 16. N 4. С. 88-94.
8. Щека С.А. Базит-гипербазитовые интрузии и включения в эффузивах Дальнего Востока. /М.: Наука. 1983. 161 P.
9. Abe N.; Arai S.; Yurimoto H. Geochemical characteristics of the uppermost mantle beneath the Japan island arcs: implications for upper mantle evolution // "Phys Earth Planet Interiors". - 1998. - Vol. 107. - Iss. 1-3. - P. 233-248.
10. Albarede F. How deep do common basaltic magmas form and differentiate. //Journal of Geophysical Research. 1996. v.97, pp. 10997-11009.
11. Brey G.P., Kohler T. Geothermobarometry in four phase lherzolites II: new thermo-barometers and practical assessment of using thermobarometers. // J. Petrol. 1990. V.31. P.1353-1378.
12. Chen S.H., O'Reilly S.Y., Zhou X.H., Griffin W.L., Zhang G.H., Sun M., Feng J.L., Zhang M. Thermal and petrological structure of the lithosphere beneath Hannuoba, Sino-Korean Craton, China: evidence from xenoliths. // Lithos. 2001. V. 56 / 4. P. 267-301.
13. Hart S.R., Dunn T. Experimental cpx/melt partitioning of 24 trace elements. // Contrib. Mineral. Petrol. 1993. V.113. P. 1-8.
14. Ionov D.A., Wood B.J. The oxidation state of subcontinental mantle: oxygen thermobarometry of mantle xenoliths from central Asia. // Contrib. Miner. Petrol. 1992. V. 111. N2. P.179-193.
15. Ionov D.A., Prikhod'ko V.S., O'Reilly S.Y. Peridotite xenoliths in alkali basalts from the Sikhote-Alin, south-eastern Siberia, Russia: trace-element signatures of mantle beneath a convergent continental margin. // Chemical Geology. 1995. V. 120. P. 275-294.
16. Iwamori H. H. Deep subduction of H₂O and detection of volcanic chain towards backarc near triple junction due to lower temperature. // Earth Planet. Sci. Lett. 2000. V. 181. P. 41-46.
17. Kaneko T. A. Kinematic subduction model for the genesis of back-arc low-K volcanoes at a two-overlapping subduction zone, central Japan: another volcanic front originated from the Philippine Sea plate subduction. // J. Volcanol. Geotherm. Res. 1995. V. 66. N 1-4. P.9-26.
18. Kenji M., Toshitsugu E., Atsushi Y. Control of the location of the volcanic front in island arcs by aqueous fluid connectivity in the mantle wedge. // Nature. 1999. V. 401. N 6750. P. 259-262.
19. Lenoir X.; Garrido C.J.; Bodinier J.L.; Dautria J.M.; Gervilla F. The recrystallization front of the Ronda peridotite: Evidence for melting and thermal erosion of subcontinental lithospheric mantle beneath the Alboran basin // "J PETROL". - 2001. - Vol. 42. - Iss. 1. - P. 141-158.
20. McDonough, W.F., S.S. and Sun. The Composition of the Earth. // Chem. Geol., 1995, V.120. N3-4 P. 223-253.
21. 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. N.5. P. 541-554.
22. Perkins D., Newton R.C. The composition of the coexisting pyroxenes and garnet in the system CaO-MgO-Al₂O₃-SiO₂ at 90-1100°C and high pressures. // Contrib. Mineral. Petrol. 1980. V.75. P. 291-300.

23. Sato K., Katsura T., Ito E. Phase relations of natural phlogopite with and without enstatite up to 8GPa: implication to mantle metasomatism. // *Earth Planet. Sci Lett.* 1997. V. 146. P. 511-526
24. Sen G., Macfarlane A., Srimal N. Significance of rare hydrous melts in Hawaiian xenoliths. // *Contrib. Miner. Petrol.* 1996. V.122. P. 415- 427.
25. Tatsumi Y., Kogiso T. 1997. Trace element transport during dehydration processes in the subducted oceanic crust: 2. Origin of chemical and physical characteristics in arc magmatism. // *Earth. Planet. Sc. Lett.* 1997. V.148. P. 207–221.
26. Taylor W.L., Kamperman M., Hamilton R. New thermometer and oxygen fugacity sensor calibration for ilmenite and Cr-spinel-bearing peridotite assemblage. // 7th IKC Extended abstracts. 1998. P. 891.

ТИПЫ МАНТИЙНОГО СУБСТРАТА ЗИМНЕБЕРЕЖНОГО РАЙОНА В СВЯЗИ С ФОРМИРОВАНИЕМ КИМБЕРЛИТОВ С ОКРУГЛЫМИ И ПЛОСКОГРАННЫМИ АЛМАЗАМИ (АРХАНГЕЛЬСКАЯ АЛМАЗОНОСНАЯ ПРОВИНЦИЯ)

САБЛУКОВ С.М.¹, САБЛУКОВА Л.И.¹, ВЕРИЧЕВ Е.М.²

¹ Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов (ЦНИГРИ), г. Москва

² ЗАО "Архангельскгеолразведка", г. Новодвинск
S.Sablukov@g23.relcom.ru

На основании изучения более 3500 мантийных ксенолитов и содержащих их вулканических пород в Зимнебережном кимберлитовом районе выделены два главных типа мантийного субстрата: гомогенный «дунитовый» и гетерогенный, образованный «эклогит-перидотитовым» и «эклогит-клинопироксенит-перидотитовым» подтипами. Два типа субстрата резко различаются, прежде всего, по присутствию в гетерогенном субстрате ильменитовых гипербазитов. Геохимические особенности кимберлитовых пород позволяют картировать развитие гетерогенного субстрата в центральной части района, а гомогенного субстрата - по периферии района. Зона проявления процессов водно-щелочного (калий-натриевого) мантийного метасоматоза охватывает большую часть района, включая гомогенный «дунитовый» субстрат и «эклогит-перидотитовый» подтип гетерогенного субстрата. Кимберлитовые породы в этой зоне характеризуются амфиболитизацией нодулей мантийных ультрабазитов, присутствием мелилита (реже нефелина) и преобладанием округлых алмазов «уральского» типа, что может быть обусловлено растворяющим воздействием обогащённых натрием кимберлитовых расплавов. В глубинных включениях трубки им.В.Гриба не зафиксировано признаков мантийной амфиболитизации, но широко развиты клинопироксен-флогопитовые метасоматиты, что позволяет наметить на площади района зону проявления водно-известково-щелочного (калий-кальциевого) мантийного метасоматоза, которой соответствует «эклогит-клинопироксенит-перидотитовый» подтип гетерогенного субстрата. Существенно иной характер мантийного метасоматоза в гетерогенном субстрате этого подтипа, отсутствие привноса в кимберлитовый расплав высокоактивного растворяющего натриевого компонента могло способствовать сохранению большей части кристаллов алмаза в виде плоскогранных октаэдров.

ВВЕДЕНИЕ

Открытый архангельскими геологами в 70-80-е годы XX века Зимнебережный кимберлитовый район [5,21] является уникальным геологическим образованием Мира как по разнообразию вулканических проявлений, так и по возможности выявления характера взаимосвязи самых разных особенностей вещественного состава вулканитов с особенностями состава их мантийного источника.

Зимнебережный кимберлитовый район расположен на юго-восточном побережье Белого моря, в зоне сочленения Русской плиты с Балтийским щитом. В районе в настоящее время известно более 60 вулканических объектов: трубок, даек, силлов [13,18]. 24 из них образованы кимберлитовыми породами железо-титанистой серии (*Fe-Ti series*, [12]) (аналогами кимберлитов группы 1 Южной Африки [10,29]), 26 объектов сложены кимберлитовыми породами глиноземистой серии (*Al series*, [12]) - своеобразными, уникальными по многим характеристикам породами, близкими кимберлитам "isotopical transitional type" (породам промежуточного изотопного состава между кимберлитами группы 1 и группы 2 Южной Африки [10,28,29]); 12 объектов образованы толеитовыми и субщелочными базальтами [13]. Кимберлитовые породы Зимнего Берега образуют два полных, контрастных по строению и составу ряда (серии), дифференцированные от высокоалмазоносных кимберлитов до неалмазоносных мелилититов и пикритов [2,12,13,26] и имеют резко контрастные характеристики вещественного состава, даже более контрастные, чем у кимберлитов группы 1 и 2 Южной Африки [29]. Резкие различия проявляются и в морфологических особенностях содержащихся в них алмазов: в большинстве кимберлитовых тел обеих серий резко преобладают алмазы «уральского типа» (додекаэдриды и тетрагексаэдриды округлого облика) [7], и лишь в недавно открытой трубке им. В.Гриба [2,30] преобладают плоскогранные октаэдры [17]. Особенности мантийных нодулей из кимберлитовых и родственных им тел района, характеризующихся преобладанием округлых алмазов, были изучены ранее [1,15,16,27]. Несомненный интерес представляет изучение мантийных ксенолитов трубки им. В.Гриба, что позволит установить особенности состава мантийного источника нового для Зимнего Берега типа месторождений алмазов, а также уточнить особенности строения верхней мантии района в целом, выявить возможное влияние состава мантийных пород на состав формирующихся за счёт их плавления кимберлитов и оценить роль процессов мантийного метасоматоза в формировании морфологической специфики алмазов разных месторождений Зимнего Берега: месторождений плоскогранных алмазов и месторождений округлых алмазов «уральского» типа.

АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ И ОБЪЕКТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Результаты наших исследований основываются на изучении коллекции мантийных нодулей, собранной при описании более 30 000 погонных метров керна скважин (в том числе по трубке им. В.Гриба - около 5000 п.м) на 58 (практически всех) вулканических объектах Зимнебережного кимберлитового района в течение 1982-2002 гг. Коллекция мантийных нодулей насчитывает более 3500 образцов (в том числе по трубке им. В.Гриба - более 500), не считая многочисленных ксенокристов. При изучении глубинных включений выполнено 1300 микронзондовых анализов минералов, изучено более 350 прозрачных шлифов и аншлифов глубинных пород. Выполнено также 42 химических анализа нодулей и 35 ИНА анализов. Одновременно с изучением глубинных включений проводилось изучение геологического строения и вещественного состава всех вулканических объектов района, результаты которого приведены в опубликованных ранее работах [2,12,13,23,26 и др.].

ПРИЗНАКИ ГЕНЕТИЧЕСКОГО ЕДИНСТВА ВУЛКАНИТОВ РАЙОНА

Несмотря на исключительное разнообразие геологического строения и вещественного состава, вулканические проявления Зимнебережного района составляют единую

магматическую совокупность. Все вулканы района сближены в пространстве, образуют однотипные формы проявления с близкими размерами и морфологией (вулканические трубки с кратерами, силлы, дайки), имеют сходные структурно-текстурные особенности. Объединяет их также очень близкий возраст, закономерный характер распределения геохимических характеристик и тектонической приуроченности.

Возраст вулканитов всех типов (и пород обеих кимберлитовых серий и базальтов) определён по фрагментам разнообразной палеофлоры, обнаруженным в породах жерловых и кратерных частей трубок (*Callixylon* sp., *Arhaeopteris sibirica* Zal., *Xenocladia* cf. *medullosina* Arnold., *Leptophleum* sp.) как поздний девон, то есть с максимальной реально достижимой точностью: 367 +/- 7 млн.лет [2,5,11,13,22].

Геохимическая зональность. Закономерная картина распределения по площади Зимнебережного района различных характеристик вещественного состава вулканических пород подтверждает их генетическое единство [13,14,16]. Так, распределение тантала в автолитах вулканических пород по площади района имеет закономерный характер и обладает элементами симметрии центрального типа. Тантал является индикатором присутствия в глубинном субстрате ильменитовых гипербазитов, так как пикроильменит является основным глубинным минералом-концентратором тантала в кимберлитах [8,13,14]. Изолинии содержания тантала на площади Зимнего Берега образуют четкий концентрический рисунок, причём наибольшие концентрации тантала отмечаются в центральной части района, наименьшие - по периферии, что очень хорошо согласуется с минералогическими особенностями вулканических пород (в центральной части района развиты кимберлитовые породы Fe-Ti-серии, а по периферии - породы Al-серии и базальты [13,16], рис. 1А). Карта изолиний содержаний тантала была построена в 1990 году, новые трубки, открытые в последние годы, по своим петрологическим особенностям и геохимическим характеристикам полностью соответствуют характеру предполагаемой зональности, что подтверждает реальность её существования и корректность использования для картирования пород мантийного субстрата. как предполагаемое установленное содержание тантала (г/т) в трубке Весенняя (открытой в 1992 г.) 2,0/0,8 , в трубке им. В.Гриба (1996 г.) - 8,5/8,6 , в трубке Озёрная 2001 г.) - 1,0/0,89 , в трубке Летняя (2001 г.) - 1,0/0,71.

Совершенно другой тип симметрии - линейный - характерен для распределения по площади района когерентных элементов. Это обусловлено тенденцией уменьшения степени ультраосновности вулканических проявлений района с запада на восток от наиболее магнезиальных кимберлитов Золотицкого куста через кимберлиты Fe-Ti-серии, кимпикриты, киммелилититы к типичным базальтам [3,13,14]. В этом направлении увеличивается содержание Al_2O_3 (рис. 1Б), уменьшается содержание Ni, а также уменьшается общая магнезиальность пород, содержание глубинного материала и общая алмазность пород.

Тектоническая приуроченность. Расположение вулканических тел в Зимнебережном районе имеет отчётливый симметричный характер, что указывает на приуроченность их к одним и тем же тектоническим элементам (разломным зонам), образовавшимся (или подновившимся) в результате единого цикла тектоно-магматической активизации региона.

Вулканические проявления на площади Зимнебережного района распределены неравномерно - в виде цепочек, групп и отдельных тел, рисунок расположения которых имеет геометрически правильный, симметричный вид (что сразу бросается в глаза и требует объяснения). Ориентировка цепочек вулканических тел соответствует главным направлениям планетарной трещиноватости: меридиональному, широтному, северо-восточному, северо-западному и повторяет тектонически обусловленные направления гидрографических контуров территории: горла Белого моря, Двинской губы, реки Кулой и симметрично относительно очертаний западного мыса Зимнего берега (рис. 2). На самом общем уровне выделяются:

Две субмеридиональные цепочки: 1). Мела - Первомайская - Снегурочка - Чидвинская - Ижма - Летняя; 2). Ан-720 - Ан-721.

Субширотная цепочка: Поморская - Шоча - Октябрьская - Русалка - Победа - Ан-496 - Ан-711.

Северо-западная цепочка: Мела - Мегорская - Ан-685 - Ан-734 - Ан-713.

Северо-восточная цепочка: Весенняя - Апрельская - Ан-840 - Ан-687 - Ан-713.

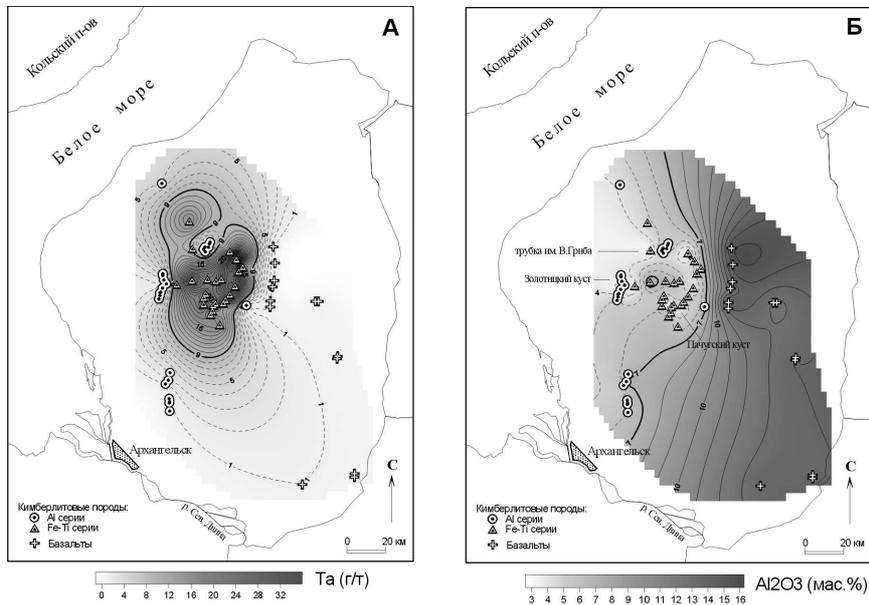


Рис. 1. Изолинии распределения (А) тантала (через 1 г/т) и (Б) Al₂O₃ (через 1 мас.%) в автолитах из вулканических пород Зимнебережного района

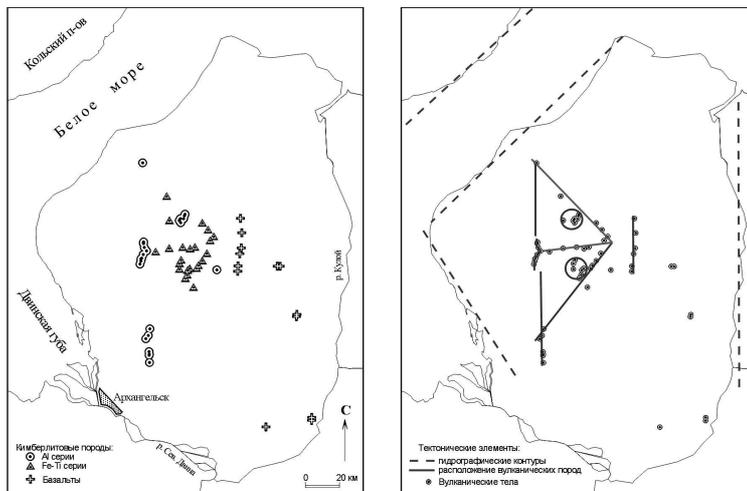


Рис. 2. Элементы симметрии рисунка расположения вулканических объектов Зимнего Берега: А - расположение вулканических тел, Б - прорисовка линий цепочек вулканических тел и тектонически обусловленных гидрографических контуров.

Расположение цепочек вулканических тел симметрично относительно субширотной цепочки, через которую проходит в данном случае плоскость симметрии. Причем даже элементы осложнения геометрически правильного рисунка (трубка им.В.Гриба и трубки Верхотинского куста на севере и трубки Ключевой группы на юге) – также расположены симметрично относительно субширотной цепочки. Обнаруженные в последние годы четыре новые трубки: Весенняя, им. В.Гриба, Озёрная и Летняя также не нарушают общей симметричности расположения вулканических объектов района.

Аналогичная картина отмечается и на более детальном уровне. Так, трубки Золотицкого куста также образуют цепочки по главным направлениям:

Две субмеридианальные цепочки: 1) Первомайская - Белая - Кольцовская; 2) Карпинского-1 - Архангельская - Снегурочка.

Северо-западная цепочка: Кольцовская - Ломоносовская - Поморская.

Северо-восточная цепочка: Карпинского-2 - Пионерская - Поморская.

Рисунок расположения этих цепочек также симметричен относительно плоскости симметрии, проходящей через субширотную цепочку района: Поморская- Ан-713.

Среди трубок, выполненных породами кимберлитовой формации, не укладываются в симметричный рисунок только трубки Суксома и Ольгинская, а среди базальтов - трубки юго-восточной части района (Ан-781, 782, 753, 754, 1040, 1042, 1026).

Симметричное расположение вулканических тел разного состава на площади района требует объяснения, и, во всяком случае, является дополнительным аргументом, подчеркивающим их единство. Очевидно, что магматические проявления самого разного состава приурочены к одним и тем же структурным элементам, что указывает на то, что разница состава кимберлитов обусловлена, прежде всего, разницей набора и состава пород мантийного субстрата, за счёт которых они образовались во время единого цикла тектономагматической активизации района.

Таким образом, пространственно-временная связь и общность геологического строения позволяет предполагать и генетическую общность всех раннегерцинских вулканитов района. Поэтому картирование мантийного субстрата по непосредственным фрагментам мантийных пород, встречающихся в кимберлитовых трубках, а также по особенностям вещественного состава пород самих трубок вполне корректно, так как эти элементы состава вулканических тел отражают особенности состава мантийных пород на определённый единый временной срез.

МАНТИЙНЫЕ КСЕНОЛИТЫ В КИМБЕРЛИТАХ, СОДЕРЖАЩИХ ОКРУГЛЫЕ АЛМАЗЫ.

Результаты детального изучения мантийных нодулей из 26 кимберлитовых и родственных им тел района (всех содержащих глубинные включения тел, за исключением трубки им. В.Гриба) приведены в работах [1,15,16,27]. Проведёнными работами обосновано практически полное соответствие между составом мантийного субстрата района (определённым на основании изучения глубинных включений) и особенностями вещественного состава кимберлитовых пород, содержащих округлые алмазы, установлено, что особенности минерального состава мантийных ксенолитов определяют геохимические характеристики содержащих их кимберлитов. Выделены два типа мантийного субстрата Зимнебережного района: гомогенный «дунитовый» и гетерогенный «эклогит-перидотитовый», за счёт которых образовались, соответственно, кимберлитовые породы глинозёмистой серии и железо-титанистой серии [12,13,16]. Показано, что ультраосновные породы мантийного субстрата района подвергались интенсивному воздействию водно-щелочного (калиево-натриевого) инфильтрационного метасоматоза в интервале глубин 20-110 км, что привело к широкому развитию в них амфибола (паргасита) и флогопита. Частичное плавление этих

метасоматизированных зон мантии приводило к обогащению кимберлитовой расплава натрием и калием, что, в свою очередь, могло быть причиной появления мелилита и нефелина в наиболее дифференцированных кимберлитовых породах и глиноземистой, и железотитанистой серий, а также причиной частичного растворения алмазов и приобретения ими округлой формы, характерной для алмазов из месторождений Зимнебережного кимберлитового района (трубок месторождения им. Ломоносова и Пачугского куста).

Единственным пока в Зимнебережном районе месторождением плоскогранных алмазов является трубка им. В.Гриба, большой интерес представляет проведение изучения коллекции глубинных нодулей из кимберлитов именно этой трубки.

МАНТИЙНЫЕ КСЕНОЛИТЫ В КИМБЕРЛИТАХ ТРУБКИ ИМ. В. ГРИБА.

В результате предварительного изучения глубинных включений из кимберлитов трубки им. В.Гриба выяснились следующие их особенности.

Мантейные ксенолиты присутствуют в трубке им. В.Гриба в весьма значительном для трубок Зимнего Берега количестве, но распределены крайне неравномерно в разных типах пород. Наиболее часто они встречаются в туффизитах жерловой части, здесь их концентрация достигает нескольких (до 5-ти) штук на один погонный метр керна. Для сравнения, в самых богатых глубинными ксенолитами трубках района: Ан-688 и Архангельской их концентрация 0,9 и 0,5 штук на 1 пог.м керна соответственно. Размеры глубинных включений колеблются в довольно широком интервале: от 1-2см до 15см, причем крупные образцы размером 5-8см не являются редкостью, что заметно отличает трубку им. В.Гриба от всех других трубок Зимнего Берега (рис.3).

Разновидности глубинных включений. Спектр разновидностей глубинных включений в кимберлитах трубки им. В.Гриба весьма широк.

Среди **ультрабазитов** наибольшим распространением пользуются *пироповые дуниты* и *пироповые лерцолиты*. Макроскопически - это среднекристаллические породы от светло-зеленого до темно-серого цвета с яркими вкрапленниками изумрудно-зеленого хромдиоксида и фиолетового или малинового пироба. Оливин часто замещен серпентином, но на глубоких горизонтах встречаются почти не измененные включения перидотитов. Содержание пироба варьирует от единичных вкрапленников до 15%, форма выделений от овальной до неправильно-сглаженной. Пироб характеризуется широкими вариациями состава, прежде всего, по содержанию Si_2O_3 (рис. 4). Хромдиоксид встречается в виде единичных зерен в существенно оливиновых разностях и составляет 10-15% в лерцолитах. Отмечаются также ксенолиты мономинеральных оливинитов. Ни в одном из изученных ксенолитов пироповых ультрабазитов не отмечены признаки метасоматической амфиболитизации, так характерные для ксенолитов ультрабазитов из трубок Золотицкого и Пачугского кустов. Реже встречаются *пироповые пироксениты*, сложенные хромдиоксидом (70%), фиолетовым пиробом (20%) и оливинитом (до 10%).

Крупные образцы ксенолитов иногда имеют сложное, зональное (полосчатое) строение: состоят из зоны пиропового лерцолита и зоны пиропового клинопироксенита, в которой пироб постепенно изменяет цвет с малинового на оранжевый, а хромдиоксид - с изумрудно-зеленого на травяно-зеленый.

Ильменитовые ультрабазиты встречаются редко (реже, чем в трубке Ан-688), они представлены ильменитовыми и пироб-ильменитовыми перидотитами небольшого размера (обычно 1-2 см, до 3-4-х см, редко до 8 см), состоящими из серпентинизированного оливина, выделений пикроильменита неправильной формы, бледно-зеленого диоксида, иногда оранжевого пироба. Среди ильменитовых ультрабазитов относительно повышена доля катаклазированных пород.

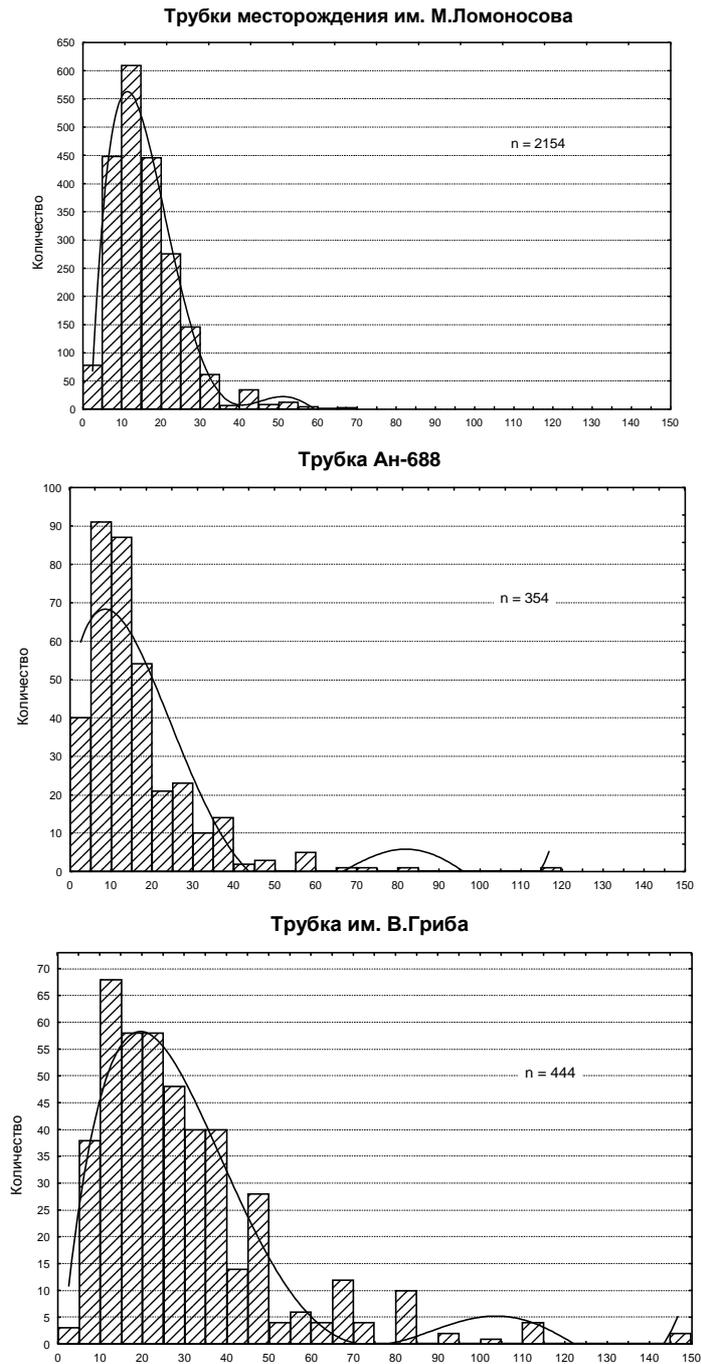


Рис. 3. Распределение по размеру глубинных ксенолитов трубки им. В.Гриба (А) в сравнении с трубкой Ан-688 (Б) и трубками месторождения им. М.Ломоносова (В).
Размер по длинной оси, мм

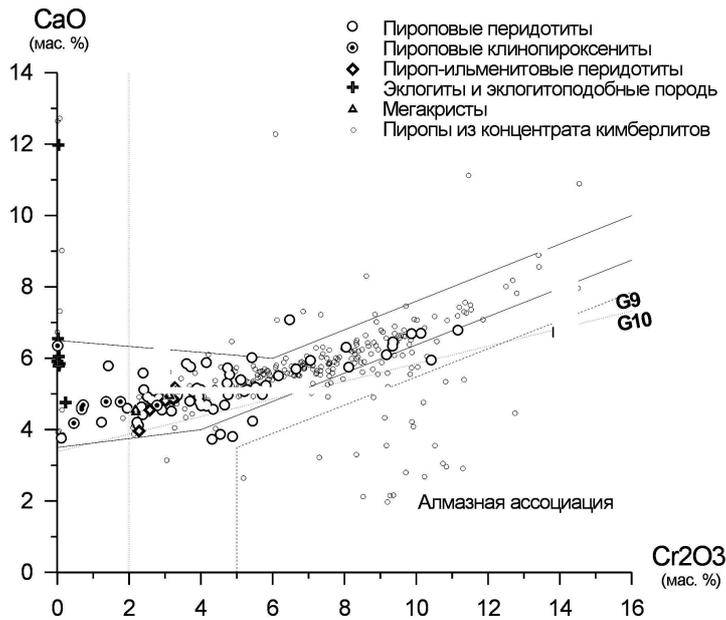


Рис. 4. Особенности химического состава гранатов из глубинных включений трубки им. В.Гриба (диаграмма Соболева [19]).

Особую, широко распространенную группу образуют ксенолиты *метасоматических пород*, состоящих преимущественно из среднекристаллического агрегата флогопита и переменного количества клинопироксена, реже граната. Отмечаются также почти чисто флогопитовые и оливин-флогопитовые породы.

Среди ксенолитов пород основного состава - **базитов** - наибольшим распространением пользуются *эклогитоподобные породы* и *гранулиты*, состоящие из оранжевого граната, бледно-зеленого клинопироксена, плагиоклаза и переменных количеств биотита, амфибола, рудного минерала (рутила, ильменита). Ксенолиты этих пород характеризуются наиболее крупными размерами (до 18 см), нередко отчетливо полосчатой текстурой и самым разным соотношением породообразующих минералов: от почти биминеральных гранат-пироксеновых пород (с небольшой примесью плагиоклаза) до гранат- и пироксен-содержащих существенно плагиоклазовых пород (гранулитов). Отмечаются также клинопироксениты «чёрной серии», образованные мелкокристаллическим агрегатом табачно-зелёного клинопироксена с примесью амфибола, магнетита, иногда плагиоклаза. В значительной части эти включения являются, вероятно, обломками пород кристаллического фундамента и нижнекоровых горизонтов и не имеют отношения к мантийным образованиям.

Гораздо реже встречаются типичные *биминеральные магнезиально-железистые эклогиты*, характеризующиеся крупно-среднекристаллической структурой и состоящие из оранжевого пироп-альмандин и светло-зеленого омфацита, иногда с переменной примесью флогопита.

Ксенокриты и мегакриты встречаются в породах в значительном количестве. Они представлены обычно овальными, угловато-сглаженными зёрнами весьма крупного размера: фиолетовым и малиновым *пиропом* (2-16мм), оранжевым *титанистым пиропом* (2-30мм), *пироп-альмандином* (2-20мм), *хромдиопсидом* (2-20мм), бледно-зеленым *диопсидом* (2-16 мм), бледно-жёлтым *ортопироксеном* (10-30 мм), *пикроильменитом* (2-

30мм), флогопитом (2-20мм), деформированным флогопитом (4-50 мм). Пиропы часто окружены келифитовыми каймами, у оранжевых гранатов обычно «чистая» поверхность. Пикроильмениты с поверхности покрыты тонкой светло-коричневой лейкоксеновой оболочкой. Отмечаются включения пикроильменита в оранжевый гранат и оранжевого граната в пикроильменит.

Широкое развитие разнообразных клинопироксеновых, флогопит-клинопироксеновых и флогопитовых пород может указывать на интенсивное проявление процессов мантийного водно-известково-щелочного (калий-кальциевого) метасоматоза в породах материнского глубинного субстрата кимберлитов трубки им. В.Гриба.

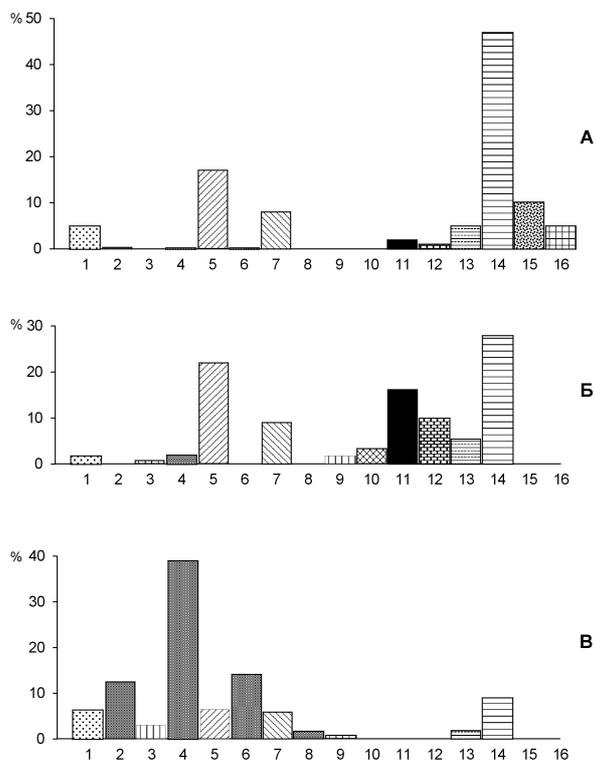


Рис. 5. Распределение типов глубинных ксенолитов в кимберлитах трубки им. В.Гриба (А) по сравнению с трубкой Ан-688 (Б) и трубками месторождения им. М.Ломоносова (В).

1 - оливиниты, 2-10 - ультрабазиты Mg-Al магматической серии [9]: 2 - шпинель-пироксеновой фации глубинности "В" [19], 3 - шпинель-пироповой субфации "С₁", 4,5 - гроспидитовой субфации "С₂", 6,7 - коэситовой субфации "С₃", 8,9 - алмаз-пироповой фации "D", 10 - гранатизированные ортопироксениты распада (3,5,7,9,10 - пиропсодержащие разновидности); 11-12 - ультрабазиты Fe-Ti магматической серии [9]: 11 - ильменитовые породы, 12 - пироп-ильменитовые породы; 13 - эклогиты, 14 - эклогитоподобные породы и гранулиты; 15 - клинопироксен-флогопитовые метасоматиты; 16 - пироповые клинопироксениты.

Характер распределения разновидностей глубинных ксенолитов в кимберлитах трубки им. В.Гриба показан на рис. 5. Преобладают включения эклогитоподобных пород и гранулитов, мантийное происхождение которых небесспорно, но и несомненно мантийные включения развиты весьма широко. По спектру разновидностей мантийных пород трубка им. В.Гриба совершенно не похожа на трубки месторождения им. М.Ломоносова и наиболее близка трубке Ан-688 (кимберлиты Fe-Ti-серии Зимнего Берега), отличаясь от последней помимо более высокой концентрации нодулей, пониженным содержанием

ильменитовых перидотитов и широким развитием клинопироксенитов и клинопироксен-флогопитовых метасоматических пород, а так-же мегакристов клинопироксена и деформированного флогопита.

В целом, по набору типов мантийных ксенолитов, их крупным размерам и высокому содержанию, резкому преобладанию пироповых разностей кимберлиты трубки им. В.Гриба являются аналогом алмазонасных кимберлитов Южных полей Якутской алмазонасной провинции, преобладание среди алмазов трубки плоскогранных октаэдров также сближает породы трубки с кимберлитами Якутии.

В геохимическом отношении кимберлиты трубки им. Владимира Гриба характеризуются очень высокой степенью ультраосновности, пониженным, в целом, содержанием некогерентных элементов, и по составу близки ультраосновным мантийным породам плавящегося субстрата [2], что полностью соответствует высокому содержанию в кимберлитах мантийного материала. Эти особенности состава сближают породы трубки с кимберлитами Al-серии Золотицкого куста, но в то же время повышенное содержание TiO_2 , Ta, Co и умеренное содержание Nb, LREE, K_2O при очень низком содержании Na_2O и Al_2O_3 сближает ее с кимберлитами Пачугского куста и не оставляет сомнений в принадлежности к кимберлитам железо-титанистой серии района. Подобная двойственность геохимических характеристик кимберлитов трубки им. В.Гриба обусловлена принадлежностью ее к наиболее ультраосновной части единого ряда пород железо-титанистой серии Зимнего Берега, настолько близкой по составу к породам мантийного субстрата, что различия геохимических характеристик кимберлитовых пород Al-серии и Fe-Ti-серии в этой области составов минимальны [2,12].

ТИПЫ МАНТИЙНОГО СУБСТРАТА ЗИМНЕБЕРЕЖНОГО РАЙОНА

Как было показано выше, комплексное изучение вещественного состава кимберлитовых пород Зимнебережного района показало, что их петрографические, геохимические, минералогические особенности находятся в полном соответствии с количеством и минеральным составом мантийных ксенолитов, содержащихся в кимберлитовых породах [12,13,16]. Это позволяет выделить типы мантийного субстрата района и в первом приближении картировать распределение этих типов субстрата по площади Зимнебережного района, используя при этом и особенности вещественного состава кимберлитовых пород, содержащих лишь отдельные глубинные минералы.

В целом, на основании сопоставления состава мантийных ксенолитов с петро-, геохимическими и минералогическими особенностями кимберлитовых пород, можно выделить два типа мантийного субстрата, различия между которыми обусловлены как неоднородностью собственно мантийных пород, так и неравномерным воздействием процессов водно-щелочного (калий-натриевого) и водно-известково-щелочного (калий-кальциевого) мантийного метасоматоза: 1. *гомогенный «дунитовый»* и 2. *гетерогенный «эклогит-перидотитовый»* (Саблуков и др., 2000), который в свою очередь подразделяется на два подтипа: 2А. собственно «эклогит-перидотитовый» и 2Б. «эклогит-клинопироксенит-перидотитовый».

1. **Гомогенный «дунитовый» субстрат.** Набор типов мантийных пород резко сокращён, они имеют почти чисто оливиновый состав, по сути - это дуниты, содержащие клинопироксен, ортопироксен, пироп и хромшпинелид в виде второстепенных или акцессорных минералов. Лерцолиты очень редки, гарцбургиты и ортопироксениты единичны. Гипербазиты представлены полным рядом пород по фациям глубинности [4]: от алмаз-пироповой до шпинель-пироксеновой фации. Резко преобладают хромшпинелевые разновидности, пироповые гипербазиты находятся в подчинённом количестве, ильменитовые гипербазиты отсутствуют. Породы типичной порфирокластической структуры очень редки.

Сильно проявлен мантийный метасоматоз (амфиболизация, флогопитизация), но только в породах гроспидитовой субфации и менее глубинных породах. Базиты представлены в незначительном количестве и почти только эклогитоподобными породами, типичные эклогиты редки. За счёт этого типа субстрата образовались кимберлитовые породы А1 серии, фрагменты этого типа субстрата наиболее полно представлены в кимберлитовых трубках Золотицкого куста (месторождения им. М. Ломоносова): Ломоносовской, Пионерской, Карпинского-1, Карпинского-2, Архангельской и Снегурочке.

2. **Гетерогенный «эклогит-перидотитовый» субстрат** подразделяется на два подтипа:

2А. Собственно «эклогит-перидотитовый» субстрат. Набор типов мантийных пород очень широк. Среди гипербазитов Mg-Al магматической серии [9] резко преобладают пироповые разности (от алмаз-пироповой фации глубинности до шпинель-пироповой субфации), хромшпинелевые гипербазиты единичны, шпинелевые гипербазиты шпинель-пироксеновой фации не встречены. В пироповых перидотитах гроспидитовой субфации широко проявлен мантийный метасоматоз (амфиболизация). Катаклазированные породы редки, отмечаются гранатизированные ортопироксениты распада. В отличие от субстрата первого типа здесь широко развиты ильменитовые и пироп-ильменитовые оливиниты, перидотиты, пироксениты, нередко флогопитсодержащие, а также железисто-магнезиальные и магнезиальные эклогиты. В большом количестве присутствуют эклогитоподобные породы и гранулиты. За счёт этого типа субстрата образовались кимберлитовые породы Fe-Ti серии, фрагменты этого типа субстрата наиболее полно представлены в кимберлитовых трубках Пачугского куста: Ан-688, Ан-751, Ан-748 и Ан-734.

2Б. «эклогит-клинопироксенит-перидотитовый» субстрат. Набор типов мантийных пород очень широк. Среди гипербазитов Mg-Al магматической серии резко преобладают пироповые разности (от алмаз-пироповой фации глубинности до шпинель-пироповой субфации) - это пироповые дуниты, лерцолиты и клинопироксениты. Беспироповые хромшпинелевые перидотиты и низкobarические шпинелевые перидотиты, так характерные для субстрата первого типа, единичны. Ильменитовые, реже пироп-ильменитовые оливиниты, перидотиты, пироксениты распространены достаточно широко. Очень широко развиты биминеральные железисто-магнезиальные эклогиты, а также эклогитоподобные породы и гранулиты. Катаклазированные разновидности пород редки. В отличие от двух других типов субстрата, здесь в заметном количестве присутствуют мегакристы диопсида, хромдиопсида, ортопироксена, деформированного флогопита, а также многочисленные хромдиопсид-флогопитовые метасоматические породы; в то же время, здесь пока не обнаружены признаки метасоматической амфиболизации перидотитов, столь характерные для мантийного субстрата 1-го и 2А типов. За счёт этого типа субстрата образовались кимберлитовые породы Fe-Ti серии, фрагменты этого типа субстрата наиболее полно представлены в пока только в трубке им. В.Гриба.

Выделенные два главных типа мантийного субстрата (гомогенный и гетерогенный) резко различаются прежде всего по широкому развитию в гетерогенном субстрате разнообразных ильменитовых гипербазитов, которые, вероятно, представляют собой глубинные интрузивные породы Fe-Ti серии [9], внедрившиеся на разные уровни верхней мантии. Отчётливые геохимические особенности кимберлитовых пород Fe-Ti серии, образовавшихся за счёт плавления гетерогенного мантийного субстрата (прежде всего, содержание в автолитах тантала более 8 г/т, что указывает на присутствие в породах плавящегося субстрата ильменитовых гипербазитов), позволяет уверенно картировать развитие субстрата этого типа в центральной части Зимнебережного района, а гомогенного мантийного субстрата - по периферии района (рис. 6) [16].

Признаки проявления процессов мантийного водно-щелочного (калий-натриевого) метасоматоза фиксируются как прямым наблюдением амфиболизации мантийных ультра-

базитов (в трубках Золотицкого и Пачугского кустов), так и в виде косвенных признаков - присутствия мелилита (реже и в меньшей степени нефелина) в кимберлитовых породах А1 серии и в большинстве кимберлитовых пород Fe-Ti серии [16]. Это позволяет выделить зону проявления процессов водно-щелочного (калий-натриевого) мантийного метасоматоза, которая охватывает большую часть Зимнебережного района (рис. 6). Кимберлитовые породы обеих серий в этой зоне характеризуются преобладанием округлых (растворённых) алмазов “уральского” типа, что может быть обусловлено растворяющим воздействием обогащённых натрием кимберлитовых расплавов [16]. Единственным исключением является трубка им. В.Гриба, в глубинных ксенолитах которой не зафиксировано признаков мантийной амфиболизации, но в противовес этому широко развиты клинопироксен-флогопитовые метасоматиты, что позволяет наметить на площади Зимнего Берега зону проявления мантийного метасоматоза иного типа: водно-известково-щелочного (калий-кальциевого), а также выделить в гетерогенном субстрате района отдельный подтип (2Б) - «эклогит-клинопироксенит-перидотитовый». Возможно, существенно иной характер мантийного метасоматоза и отсутствие привноса высокоактивного растворяющего натриевого компонента в кимберлитовый расплав способствовало сохранению большей части кристаллов алмаза в виде типичных для него форм- плоскогранных октаэдров.

ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА ПОРОД ГОМОГЕННОГО “ДУНИТОВОГО” СУБСТРАТА

Если гетерогенный “эклогит-перидотитовый” и “эклогит-клинопироксенит-перидотитовый” субстрат Зимнебережного кимберлитового района образованы в целом обычными для других кимберлитовых районов мира типами мантийных пород, то мантийные породы гомогенного “дунитового” субстрата Зимнебережного района резко выделяются предельной истощённостью базальтовыми компонентами, что выражается в их почти чисто оливиновом составе и очень низком содержании в них пиропы и пироксенов

по сравнению с аналогичными типами мантийных пород других регионов мира (Якутии, Южной Африки и др. [6]). В соответствии с этим и образовавшиеся за счёт плавления мантийного субстрата этого типа кимберлитовые породы глинозёмистой серии предельно железо-титанистой серии. Гомогенный “дунитовый” субстрат Зимнебережного района может служить примером, эталоном, *литотипом* “деплетированной мантии”, а его геохимические характеристики, рассчитанные как средние значения состава ксенолитов наиболее распространённых мантийных пород, могут иметь важное петрологическое значение наряду со средним составом “примитивной мантии” [24,25]. В таблицах 1 и 2 приведены результаты химического и ИНА анализа ксенолитов ультраосновных пород из кимберлитовых трубок Золотицкого куста, а также соответствующие им средние показатели, которые в первом приближении можно считать средним составом “деплетированной мантии”. Несмотря на то, что большая часть изученных ксенолитов полностью серпентинизирована, а отдельные образцы сапонитизированы, по крайней мере, некоторые их геохимические характеристики могут быть близки первичным. истощены некогерентными элементами по сравнению с кимберлитовыми породами. Важное петрологическое значение среднего состава “деплетированной мантии” иллюстрируют некоторые геохимические диаграммы вулканических пород Зимнего Берега (рис.7). Тренды изменения составов всех типов кимберлитовых пород, даже *геохимически обогащённых* кимберлитовых пород железо-титанистой серии, начинаются именно из области рассчитанного среднего состава “деплетированной” мантии, а не из области среднего состава “примитивной” (или “фертильной”) мантии. Это может указывать на то, что в образовании кимберлитов самого разного петрологического типа главную роль играли области геохимически (но не изотопно)

истощённой литосферной мантии, даже если изотопные характеристики кимберлитов указывают на астеносферное происхождение их магматического источника [10] или на его изотопную обогащённость. На однотипность основного мантийного источника разных типов кимберлитов указывает как близость геохимических особенностей наименее дифференцированных, характеризующихся максимальной степе

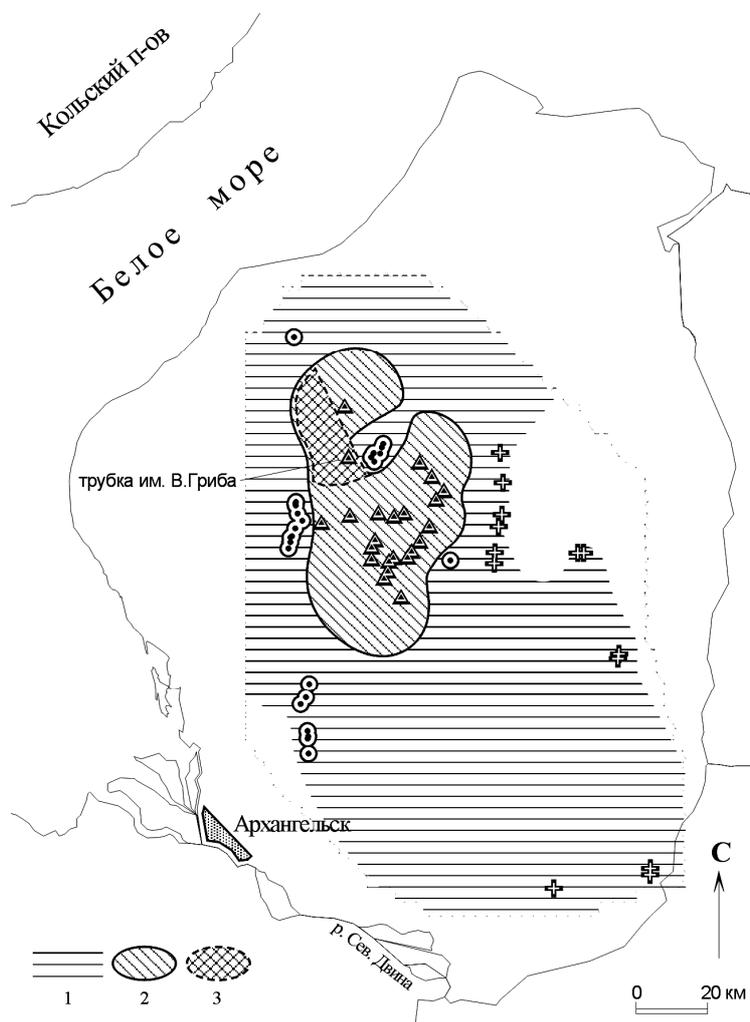


Рис. 6. Распределение типов мантийного субстрата по площади Зимнебережного кимберлитового района: 1 - гомогенный «дунитовый»; 2 - гетерогенный «эклогит-перидотитовый»; 3 - гетерогенный «эклогит-клинопироксенит-перидотитовый».

нью ультраосновности кимберлитов различного типа и лампроитов [2,12,13], так и совершенно одинаковый набор минералов-узников в алмазах из кимберлитов различного типа и лампроитов [20]. Противоречие между геохимической истощённостью и изотопной обогащённостью кимберлитов (и наоборот) может указывать на вторичность, второстепенность последнего процесса.

Таблица 1

Химический состав мантийных ксенолитов из кимберлитовых трубок Золотицкого куста, месторождение им. М. Ломоносова (мас. %)

No	Образец	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	ппп	Сумма
1	505/232-4	39.44	0.07	1.58	0.40	7.02	0.25	34.28	0.48	0.30	0.12	0.06	15.86	99.86
2	505/300-320	40.74	0.07	1.18	0.59	7.08	0.28	34.24	0.61	0.21	0.08	0.07	14.90	100.05
3	505/380-8	39.61	0.07	0.89	0.51	6.23	0.26	36.55	0.28	0.39	0.11	0.05	15.36	100.31
4	505/475-490-7	40.01	0.35	2.10	0.41	8.10	0.26	32.22	0.99	0.40	1.19	0.12	13.78	99.93
5	516/281	41.04	0.07	1.20	0.22	7.91	0.40	35.76	0.95	0.30	0.07	0.06	12.18	100.16
6	516/341.91	38.24	0.24	3.88	0.57	8.96	0.28	30.63	1.54	0.49	0.57	0.10	13.56	99.06
7	516/347	39.41	0.07	0.96	0.40	6.50	0.28	35.87	0.37	0.30	0.21	0.07	15.38	99.82
8	516/373	41.89	0.07	0.86	0.02	7.82	0.31	36.03	0.50	0.30	0.12	0.07	12.04	100.03
9	516/434	43.73	0.07	0.97	0.09	8.26	0.30	33.84	0.69	0.30	0.16	0.09	11.16	99.66
10	516/435	43.74	0.07	1.04	0.14	7.51	0.26	34.23	0.61	0.30	0.07	0.05	11.42	99.44
11	516/459.1	39.62	0.07	1.07	0.22	7.39	0.28	33.16	0.91	0.57	0.17	0.10	15.74	99.30
12	516/483-3	42.66	0.12	1.26	0.41	6.02	0.22	35.62	0.48	0.49	0.46	0.09	11.80	99.63
13	516/483-11	43.08	0.10	1.39	0.16	6.49	0.20	34.29	0.67	0.80	0.16	0.08	11.92	99.34
14	516/483-13	41.98	0.07	1.81	0.31	6.69	0.23	35.02	0.63	0.60	0.28	0.06	12.26	99.94
15	516/552	44.12	0.07	2.09	0.37	7.62	0.34	33.33	0.96	0.50	0.16	0.05	10.10	99.71
16	517/421	42.19	0.34	1.74	0.39	7.24	0.33	32.58	2.44	0.28	0.19	0.07	12.16	99.95
17	517/474-4	50.59	0.16	1.46	0.41	5.92	0.28	30.09	0.57	0.35	0.42	0.08	9.55	99.88
18	527/224	49.30	0.07	3.76	0.43	4.97	0.20	27.00	3.35	0.84	0.41	0.13	9.13	99.59
19	527/280	40.77	0.22	2.42	0.40	6.61	0.26	35.08	0.88	0.35	0.13	0.07	12.30	99.49
20	527/402	42.20	0.07	0.86	0.52	8.08	0.33	33.77	0.77	0.39	0.15	0.05	12.74	99.93
21	527/432	45.28	0.07	1.10	0.30	6.78	0.28	32.85	1.01	0.43	0.12	0.05	11.68	99.95
22	527/456.1	48.01	0.07	0.64	0.29	6.19	0.21	33.21	0.46	0.28	0.15	0.05	10.54	100.10
23	527/466.9	42.34	0.07	1.65	0.39	8.00	0.28	32.66	1.24	0.45	0.21	0.07	12.48	99.84
24	530/444	42.28	0.22	1.37	0.36	8.27	0.34	33.76	0.76	0.62	0.18	0.06	11.80	100.02
25	547/420	41.30	0.07	1.00	0.12	7.64	0.26	34.76	0.66	0.34	0.15	0.05	13.90	100.25
26	555/245	49.63	0.07	1.76	0.42	9.25	0.20	27.05	0.92	0.33	0.08	0.23	9.80	99.74
27	568/454*	45.15	0.02	0.80	0.15	4.69	0.30	32.79	1.21	0.42	0.18	0.01	13.80	99.52
28	51/195	44.47	0.20	1.34	0.16	4.99	0.20	34.04	1.08	1.04	0.78	0.42	9.81	98.53
29	1440A/181	44.20	0.07	0.95	0.31	7.40	0.26	29.00	1.86	0.54	0.11	0.02	14.28	99.00
30	1467/310.5	44.63	0.07	0.76	0.23	6.88	0.18	33.96	0.55	0.26	0.12	0.07	12.26	99.97
31	Среднее	43.06	0.11	1.46	0.32	7.08	0.27	33.26	0.95	0.44	0.24	0.09	12.46	99.73

Примечание: N - 1-27 - ксенолиты из трубки Архангельская; 28 - ксенолит из трубки Карпинского-1; 29, 30 - ксенолиты из трубки Пионерская. N - 4 - слюдяной дунит, 6, 18 - амфиболитизированные пироповые перидотиты, другие образцы - дуниты и хромшпинелевые дуниты; 31 - средний состав мантийных ксенолитов, который в первом приближении соответствует составу «деплетированной мантии». Химический анализ, Куренко Е.Я., ТОЭИ ЦНИГРИ, 1990.

ВЫВОДЫ

Пространственно-временная связь, общность геологического строения и закономерное изменение по площади района геохимических характеристик пород позволяет предполагать и генетическую общность всех раннегерцинских вулканитов Зимнебережного района. Поэтому картирование мантийного субстрата может быть проведено как по непосредственным фрагментам мантийных пород, встречающихся в кимберлитовых трубках, так и по особенностям вещественного состава пород самих трубок, так как эти элементы состава вулканических тел отражают особенности состава мантийных пород на определённый *единый* временной срез.

**Содержание микроэлементов в мантийных ксенолитах из кимберлитовых трубок
Золотицкого куста, месторождение им. М. Ломоносова (г/г)**

No	Образец	Ni	Cr	Co	Sc	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Yb	Lu	Hf	Ta	Th	U
1	505/232-4	3300	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
2	505/300-320	3500	3321	102	5.3	4.2	14	2.7	1.6	0.42	2	0.26	0.81	0.7	0.2	0.5
3	505/380-8	2900	2827	96	4.9	2.6	12	3.2	1.9	0.87	1.6	0.2	0.5	1	0.2	0.5
4	505/475-490-7	1500	2067	84	6.4	15	23	7.7	2	0.6	2.5	0.32	0.76	1	0.4	0.74
5	516/281	2700	3300	226	9.8	3.3	7	3	1.8	0.56	3.81	0.1	0.7	0.5	0.7	0.68
6	516/341.91	5000	3750	197	6.3	10	23	18	2.7	1.2	1.2	0.15	0.53	0.7	0.73	0.5
7	516/347	3700	2317	133	5.7	6.2	28	11	3.3	1.2	0.94	0.12	0.5	0.8	0.2	0.5
8	516/373	3300	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
9	516/434	2900	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
10	516/435	2800	2300	125	2.5	12	30	5	3.8	0.57	0.5	0.1	0.7	0.5	0.7	0.1
11	516/459.1	4100	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
12	516/483-3	3700	2528	157	2.5	14	34	7	1.7	0.44	0.5	0.028	0.55	0.34	0.2	0.5
13	516/483-11	3800	947	150	5	15	25	13	1.9	0.59	0.5	0.041	1.32	0.35	0.2	0.5
14	516/483-13	3900	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
15	516/552	2600	3100	345	10.4	8	17.6	5	3.5	0.82	1.55	0.19	0.7	0.5	0.7	0.1
16	517/421	2100	2242	298	7.8	20	23	23	2	0.61	3	0.39	1.5	0.7	0.2	0.5
17	517/474-4	2800	2410	115	6.6	8	26	7	1.7	0.57	2	0.26	1.11	0.3	0.33	0.5
18	527/224	1600	2553	68	11	16	19	1	1.2	0.39	0.81	0.087	0.5	0.7	0.2	1.4
19	527/280	2800	2136	97	9	5.2	10	1	0.88	0.1	1.4	0.16	1.1	0.5	0.44	1.6
20	527/402	4200	2542	169	5.8	4.4	12	3	1.8	0.67	1.1	0.15	0.5	0.5	0.2	0.5
21	527/432	4900	1898	151	6.7	3.5	12	3.9	1.6	0.58	0.88	0.09	0.5	0.5	0.2	0.5
22	527/456.1	3500	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
23	527/466.9	3700	2574	172	10	5.7	16	6.5	1.9	0.8	0.73	0.1	0.5	0.5	0.2	0.5
24	530/444	3700	2514	172	8.4	5.2	18	14	3.7	1.3	1.5	0.14	0.5	0.5	0.2	0.5
25	547/420	2500	1897	132	3.72	4.6	13.5	9.8	1.57	0.53	0.87	0.12	0.1	0.29	0.12	0.2
26	555/245	1300	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
27	568/454*	1900	2336	119.4	4.28	3.9	10.3	5	1.26	0.57	3.75	0.61	0.23	0.08	0.67	0.9
28	51/195	1200	806.3	72.9	2.3	14.6	31	16.4	-	-	1.2	0.21	0.7	0.7	1.86	1.2
29	1440A/181	2300	4130	100	5.42	4.2	10.7	5	0.29	0.14	0.68	0.06	0.25	0.15	0.27	2.1
30	1467/310.5	3000	1276	93	5.7	8	16	6.7	1.4	0.46	1	0.12	0.5	0.5	0.2	0.5
31	Среднее	3040	2425	147	6.3	8.4	18.7	7.7	1.98	0.64	1.48	0.17	0.65	0.54	0.41	0.67

Примечание: N - 1-31 см. таблицу 1., (-) - элемент не определялся. Ni - количественный спектральный анализ, аналитик Куренко Е.Я., ТОЭИ ЦНИГРИ, 1990; другие элементы - инструментальный нейтронно-активационный анализ, аналитики Кулигин В.М. и Витоженц Г.Ч., ЦНИГРИ, 1990.

В Зимнебережном кимберлитовом районе выделяются два главных типа мантийного субстрата: гомогенный «дунитовый» и гетерогенный «эклогит-перидотитовый», которые резко различаются, прежде всего, по широкому развитию в гетерогенном субстрате разнообразных ильменитовых гипербазитов. Отчётливые геохимические особенности кимберлитовых пород Fe-Ti серии, образовавшихся за счёт плавления гетерогенного мантийного субстрата, позволяет уверенно картировать развитие субстрата этого типа в центральной части Зимнебережного района, а гомогенного мантийного субстрата - по периферии района. Подобная закономерность может быть обусловлена геометрией внедрившегося мантийного диапира.

Зона проявления процессов водно-щелочного (калий-натриевого) мантийного метасоматоза охватывает большую часть Зимнебережного района, включая гомогенный «дунитовый» субстрат и «эклогит-перидотитовый» подтип гетерогенного субстрата. Кимберлитовые породы обеих серий в этой зоне характеризуются амфиболизацией нодулей мантийных ультрабазитов, присутствием мелилита (реже нефелина) и преобладанием округ-

лых алмазов «уральского» типа, что может быть обусловлено растворяющим воздействием обогащённых натрием кимберлитовых расплавов.

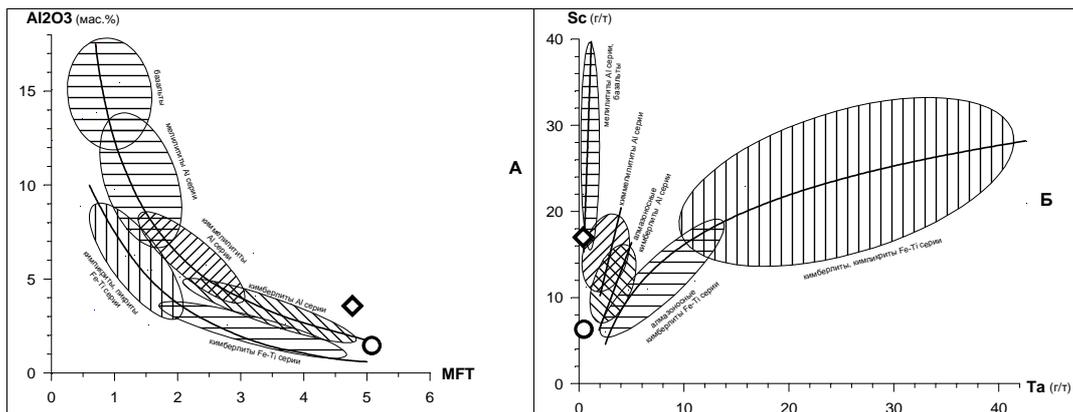


Рис. 7. Особенности состава вулканических пород Зимнего берега в координатах: MgO/(TiO₂+sFeO) - Al₂O₃ (А) и Ta-Sc (Б) Линиями показаны тренды изменения составов вулканических пород Al серии и Fe-Ti серии. Ромб - средний состав «примитивной мантии» [24], круг - средний состав «деплетированной мантии» (таблицы 1 и 2 этой статьи).

В глубинных включениях трубки им.В.Гриба не зафиксировано признаков мантийной амфиболитизации, но в противовес этому широко развиты клинопироксен-флогопитовые метасоматиты, что позволяет наметить на площади Зимнего Берега зону проявления водно-известково-щелочного (калий-кальциевого) мантийного метасоматоза, которой соответствует «эклогит-клинопироксенит-перидотитовый» подтип гетерогенного субстрата. Возможно, существенно иной характер мантийного метасоматоза в гетерогенном субстрате этого подтипа и, значит, отсутствие привноса высокоактивного растворяющего натриевого компонента в кимберлитовый расплав способствовало сохранению большей части кристаллов алмаза в виде типичных для него форм - плоскогранных октаэдров.

В образовании кимберлитов самого разного петрологического типа главную роль играли области геохимически истощённой «деплетированной» литосферной мантии, *литотипом* которой может служить гомогенный «дунитовый» субстрат Зимнебережного района, а его геохимические характеристики, рассчитанные как средние значения состава ксенолитов наиболее распространённых мантийных пород, могут иметь важное петрологическое значение наряду со средним составом «примитивной мантии».

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 01-05-64257).

ЛИТЕРАТУРА

1. Будкина Л.И. Предварительные результаты изучения глубинных включений кимберлитовых трубок. // Труды ЦНИГРИ, 1987, вып. 218, с.41-45.
2. Веричев Е.М., Саблуков С.М., Саблукова Л.И., Журавлев Д.З. Новый тип алмазоносных кимберлитов Зимнего Берега (Архангельская алмазоносная провинция) // Докл. РАН. 1999. Т.368, N 2. С. 226-229.
3. Гаранин В.К. Минералогическая зональность кимберлитов.// Известия ВУЗ., Геология и разведка, 1991, № 9, с.38-49.
4. Глубинные ксенолиты и верхняя мантия /Под ред. Соболева В.С., Добрецова Н.Л., Соболева Н.В. Новосибирск: Наука, 1975. 272 с.

5. Гриб В.П., Станковский А.Ф., Веричев Е.М. и др. Первая находка досреднекарбоневой эруптивной брекчии на севере Русской плиты. // Труды ЦНИГРИ, 1981, Вып.156, с.112-113.
6. Доусон Дж.Б. Кимберлиты и ксенолиты в них. М.: Мир, 1983. 300 с.
7. Захарченко О.Д., Харьков А.Д., Ботова М.М., Махин А.И., Павленко Т.А. Включения глубинных минералов в алмазах из кимберлитовых пород севера Восточно-Европейской платформы. // Минер. журнал, 1991,-13, N 5, с.42-52.
8. Илупин И.П., Каминский Ф.В., Францесон Е.В. Геохимия кимберлитов. Москва, Недра. 1978. 352 С.
9. Маракушев А.А. Нодули перидотитов в кимберлитах и базальтах как показатели глубинного строения литосферы // 27 МК. Петрология. Секция С.09. Доклады. Т.9. М.: Наука, 1984. С.153-161.
10. Махоткин И.Л., Журавлёв Д.З. Изотопный состав Sr и Nd алмазоносных кимберлитов и меллититов Архангельского региона // Докл.РАН. 1993. Т.332. N 4. С.491-495.
11. Саблуков С.М. О возрасте трубок взрыва ультраосновных пород. // Труды ЦНИГРИ, Вып.218, 1987, с.24-27.
12. Саблуков С.М. О петрохимических сериях кимберлитовых пород // Докл. АН СССР. 1990. Т.313. N 4. С.935-939.
13. Саблуков С.М. Вулканизм Зимнего Берега и петрологические критерии алмазоносности кимберлитов: Автореф. дисс. ...канд. геол.-мин. наук. М.: ЦНИГРИ. 1995. 24с.
14. Саблуков С.М. Петрологическая зональность кимберлитовых районов Архангельской алмазоносной провинции. // Материалы Всероссийского совещания «Алмазы и алмазоносность Тимано-Уральского региона». 2001, Сыктывкар, С. 127-129.
15. Саблуков С.М., Будкина Л.И. Глубинные включения и особенности химического состава существующих минералов // Тр. ЦНИГРИ. 1988. Вып. 229. С.16-23.
16. Саблуков С.М., Саблукова Л.И., Шавырина М.В. Мантийные ксенолиты из кимберлитовых месторождений округлых алмазов Зимнебережного района (Архангельская алмазоносная провинция) // Петрология, 2000, Т.2, No 5, С.525-554.
17. Сергеева О.С. Морфологические особенности алмазов трубки им. В.Гриба. В книге «Очерки по геологии и месторождениям Архангельской области», Архангельск, С.97-102.
18. Сипицын А.В., Дауев Ю.М., Гриб В.П. Структурное положение и продуктивность кимберлитов Архангельской провинции // Геол. и Геофиз. 1992. №10. С.74-83.
19. Соболев Н.В. Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. Новосибирск: Наука, 1974. 264 с.
20. Соболев Н.В., Харьков А.Д., Похиленко Н.П. Кимберлиты, лампроиты и проблема состава верхней мантии. // Геол. и геоф., N 7, 1986, с.18-28.
21. Станковский А.Ф., Веричев Е.М., Гриб В.П., Скрипниченко В.А., Соболев В.К. Новый тип магматизма в венде севера Русской плиты. // Докл. АН СССР, 1979, Т.247, N 6, с.1456-1460.
22. Шкала геологического времени. Харленд У.Б., Кокс А.В., Ллевеллин П.Г., Пиктон К.А.Г., Смит А.Г., Уолтерс Р. // М., Мир, 1985, 140 с.
23. Beard, A.D., Downes, H., Hegner, E., Sablukov, S.M. Geochemistry and mineralogy of kimberlites from the Arkhangelsk Region, NW, Russia: evidence for transitional kimberlite magma types // Lithos 51, (2000), p. 47-73.
24. Jagoutz, T., Palme, H., Baddenhausen, H. et al. The abundance's and trace elements in the earth mantle as derived from primitive ultramafic nodules. // Proc. X Lunar Planet. Sci. Conf., 1979, p. 2031-2050.
25. McDonough W.F., Sun S. The composition of the Earth // Chemical Geology, 1995, v.120, p. 223-253.
26. Sablukov S.M. Petrochemical series of kimberlite rocks of Arkhangelsk Province // 6-th IGC. Russia. Novosibirsk. 1995. Exstented Abstracts. P.481-483.
27. Sablukova L.I. Mantle nodules in kimberlite rocks of Arkhangelsk. // 6-th IGC. Russia. Novosibirsk. 1995. Exstented Abstracts. P.484-486.
28. Skinner E.M.W., Smith C.B., Viljoen K.S., Clark T.C. The petrography, tectonic setting and emplacement ages of kimberlites in the south-western border region of the Kaapvaal craton, Prieska area, South Africa // Proceedings of the Fifth IGC, Araxa, Brazil, 1994. V. 1. P. 80-97.
29. Smith C.B., Gurney J.J., Skinner E.M.W. et al. Geochemical character of Southern African kimberlites. A new approach based on isotopic contains // Trans. Geol. Sos. S.Afr. 1985. V. 88. P.267-280.
30. Verichev E.M., Sablukov S.M., Sablukova L.I., Zhuravlev D.Z. A new type of diamondiferous kimberlite of the Zimny Bereg area (pipe named after Vladimir Grib) // 7th International Kimberlite Conference. South Africa. Cape Town. 1998. Exstented Abstracts. P. 940-942.

ПОЗДНЕВЕНДСКИЙ АЭРАЛЬНЫЙ ЩЕЛОЧНОЙ ВУЛКАНИЗМ РИФТОГЕННОГО ТИПА В ЗИМНЕ- БЕРЕЖНОМ КИМБЕРЛИТОВОМ РАЙОНЕ (АРХАНГЕЛЬСКАЯ АЛМАЗОНОСНАЯ ПРОВИНЦИЯ)

ЩУКИН В.С.¹, САБЛУКОВ С.М.², САБЛУКОВА Л.И.²,
БЕЛОУСОВА Е.А.³, ГРИФФИН В.Л.³

¹ЗАО «Архангельские алмазы», г. Архангельск, aa@mail.sts.ru

²Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт
цветных и благородных металлов (ЦНИГРИ), г. Москва, S.Sablukov@g23.relcom.ru

³ARC National Key Centre GEMOS, Сидней, Австралия.

В Зимнебережном кимберлитовом районе, где широко развиты породы поздневендского комплекса основных и щелочно-ультраосновных вулканитов, включающего и промышленно алмазоносные кимберлиты, впервые выявлены многочисленные проявления аэрального вулканизма нового для северной части Русской плиты типа – поздневендские покровы лав и туфов лампрофиров. Вулканические породы характеризуются высокой степенью вторичных изменений, однотипным минеральным составом (каолинит, гидрослюда-монтмориллонитовое ССО, гематит и гетит), реликтовой порфировой или кристалло-витрокластической структурой, устойчивым парагенезисом первичных минералов: *биотит* ± *апатит* ± *циркон* ± *фельдипаттоид* ± *рудный* и апостекловатой основной массой, а также крайне низким содержанием ультраосновных когерентных элементов (Ni, Co, Cr), повышенным содержанием щелочей (K, Rb, Cs, Li), Ва и очень высоким содержанием Zr, Hf, Y, Th, РЗЭ. Петрографический состав, химический состав вкрапленников и кристаллокластов биотита, геохимические особенности пород в целом не противоречат близости изученных пород к различным структурно-генетическим производным магматического расплава известково-щелочного лампрофира типа минетты. Абсолютный возраст изученных вулканитов, полученный лазерным U-Pb методом по циркону, составил 570 ± 8 млн. лет, что соответствует позднему венду и практически совпадает с границей протерозоя и фанерозоя. Выявленные вулканиты нового типа образуют цепочку северо-восточного простирания и, вероятно, приурочены к разломам, поперечным по отношению к рифейской Кольско-Двинской палеорифтовой системе, что может характеризовать их как «трансформные» разломы, а связанный с ними щелочной (с калиевой специализацией) аэральный вулканизм – как вулканизм рифтогенного типа.

ВВЕДЕНИЕ

Зимнебережный кимберлитовый район расположен в зоне интенсивного рифейско-го рифтогенеза – в пределах Кольско-Двинской палеорифтовой системы [4,5], которая была повторно активизирована в раннегерцинскую эпоху, свидетельством чего является наличие уникального по разнообразию пород позднедевонского комплекса основных и щелочно-ультраосновных вулканитов, включающего и промышленно алмазоносные кимберлиты [1,2,8]. Это позволяло предполагать специфическую магматическую активизацию

рифтогенных структур и в более раннее время - в конце протерозоя. Следы вулканической деятельности в поздневендскую эпоху (редкинское время) отмечались ранее на площади Зимнего Берега в породах Усть-Пинежской свиты верхнего венда [3] как «прослой пелитовых туфов монтмориллонитового состава», которые «являются региональными маркерами» и протягиваются «...на значительные расстояния. Один из этих слоёв прослеживается до Подмосковья» [3]. Эти вулканы не представляют интереса для петрологической интерпретации, поскольку особенности их залегания и строения не позволяют даже приблизительно оценить ни расположение, ни состав магмы образовавших их вулканических аппаратов.

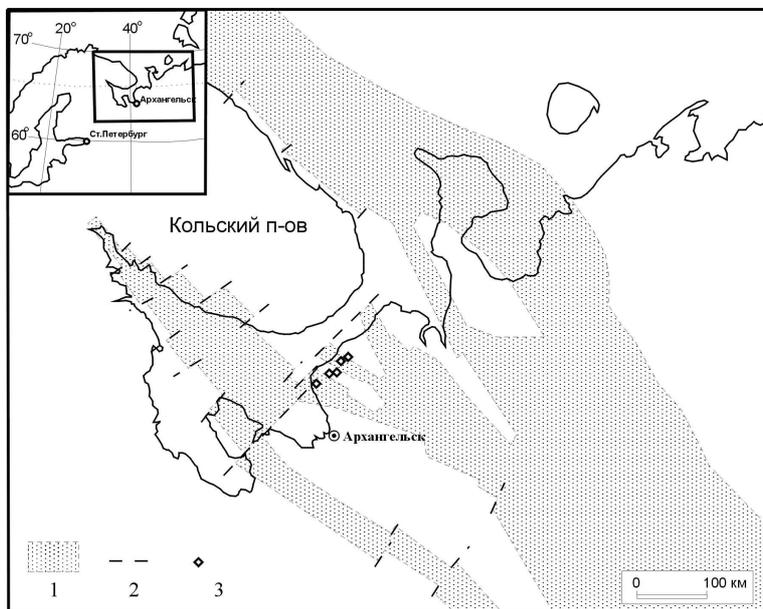


Рис. 1. Схема строения Кольско-Двинской рифейской палеорифтовой системы [4] и расположение проявлений поздневендского лампрофирового вулканизма. 1 - рифейская палеорифтовая система; 2 - «трансформные» разломы; 3 - покровы поздневендских лампрофиров

В феврале 2000 года работами ЗАО «Архангельские Алмазы» в западной части Зимнебережного кимберлитового района в терригенных отложениях венда при заверке бурением локальных магнитных аномалий впервые выявлены многочисленные вулканические проявления нового для северной части Русской платформы типа – поздневендские лавы и туфы калиевых известково-щелочных лампрофиров, близких к минетте. Они обнаружены на аномалиях, располагающихся в виде цепочки северо-восточного направления параллельно горлу Белого моря на протяжении около 70 км (рис. 1, 2). Судя по устным сообщениям геологов других организаций, работавших на Зимнем берегу в разное время, подобные необычные породы могут быть распространены в районе гораздо шире.

АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ И ОБЪЕКТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Результаты наших исследований основываются на изучении вулканических и осадочных пород около 1000 пог.м керна 11-ти скважин, пробуренных на 5-ти магнитных аномалиях: 929, ЛТ-32, ZB-11, ZC-14 и ZG-46 (рис.2). Изучено 129 прозрачных шлифов и 30 аншлифов, выполнены следующие виды анализов: рентгенодифрактометрический (36

ан.), силикатный (38 ан.), ICP-MS (42 ан.), минералогический (8 ан.), микрорентгеноспектральный (67 ан.), лазерный (LAM-ICPMS) U-Pb-изотопный анализ зёрен циркона (18 ан.).

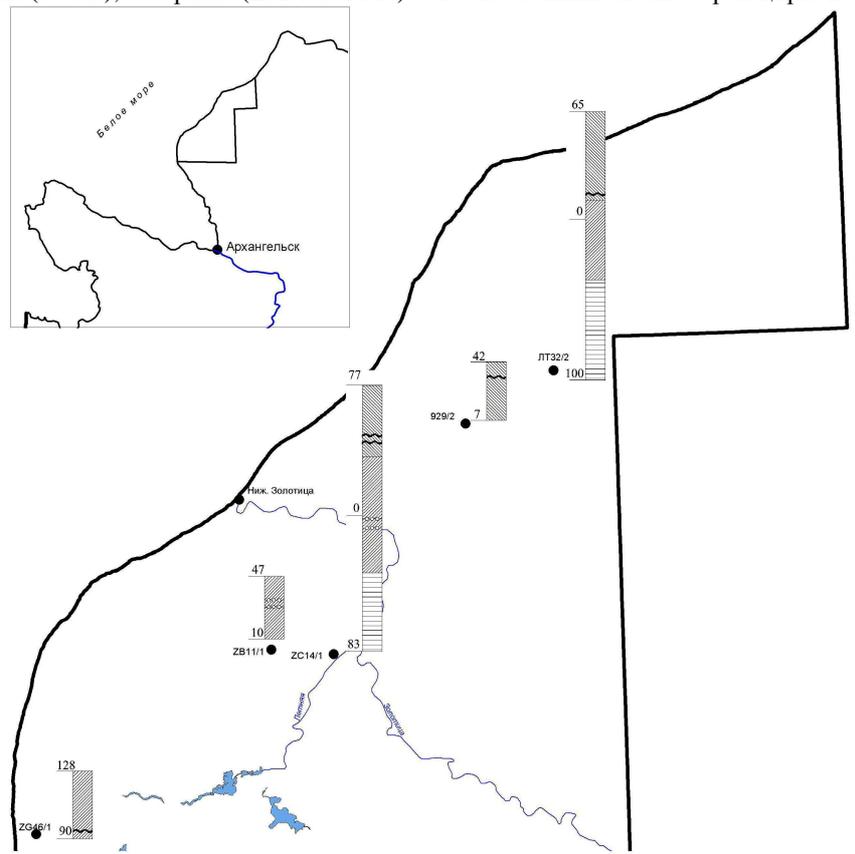


Схема размещения вендских вулканических проявлений

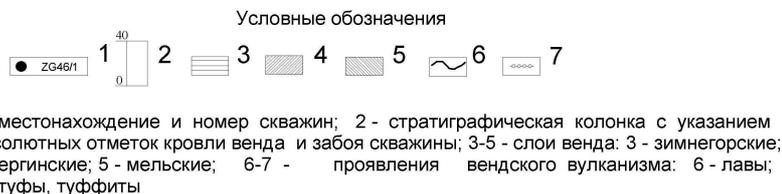


Рис. 2. Схема размещения вендских вулканических проявлений.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ВУЛКАНИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ.

Вулканические тела нового типа обнаружены в виде прослоев среди терригенных пород Мезенской свиты котлинского горизонта верхнего венда, представленных горизонтально залегающими переслаивающимися тонко параллельно-слоистыми аргиллитами и алевролитами зеленовато-серого и красновато-коричневого цвета, с подчинённым развитием тонкозернистых песчаников того же цвета. По данным рентгенодифрактометрического анализа терригенные породы Мезенской свиты сложены в основном иллитом, хлоритом, кварцем, полевым шпатом, иногда гидрослюда-монтмориллонитовым смешанно-слоистым образованием.

Как правило, на каждой аномалии встречаются практически все главные структурно-генетические типы вулканических пород, расположенные совместно на разных уровнях одного разреза (пересечения): эффузивные породы (лавы, реже лавобрекчии), вулканокластические и осадочно-вулканокластические породы (туфы и туффиты), вулканогенно-осадочные породы (туфоалевролиты и туфоаргиллиты). Вулканические породы эффузивного облика образуют субгоризонтальные, согласные терригенным породам венда потоки и покровы (от 1-го до 4-х прослоев в разрезе скважин) мощностью от 1 см до 18 см. В единичных случаях лавы образуют во вмещающих алевролитах секущие субвертикальные, ветвящиеся расслоенные инъекции (жилки) неправильной формы, мощностью 1-12 мм (фрагменты или апофизы подводящего канала?). Туфы и туффиты также залегают в виде субгоризонтальных покровов мощностью от 0,5 до 5 см. Отмечается также послонное засорение лав и туфов терригенным материалом и постепенные переходы лав и туфов

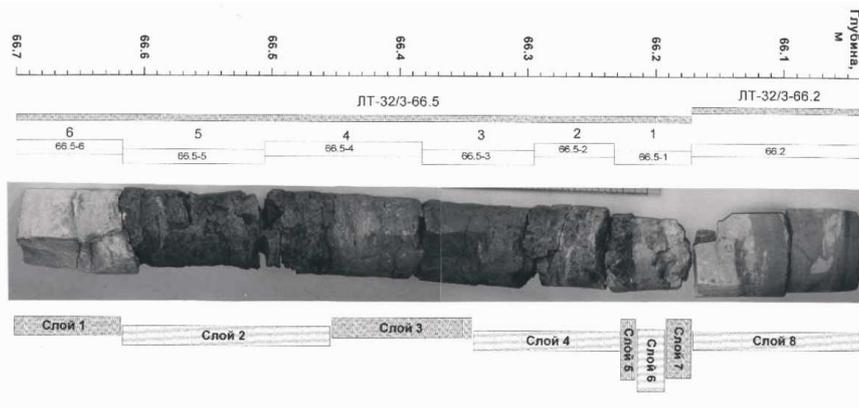


Рис. 3. Общий вид керна скважины ЛТ-32/3, вскрывшей вулканогенный комплекс пород на аномалии ЛТ-32 (пояснения в тексте).

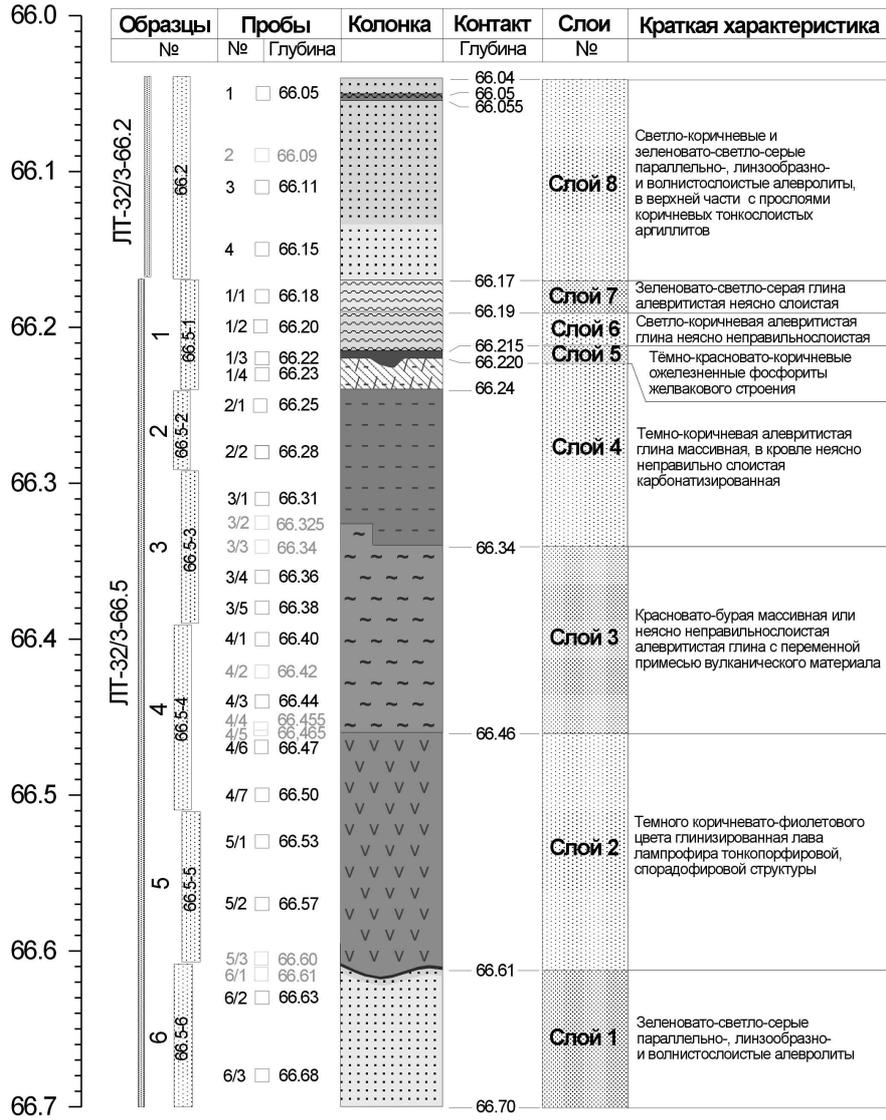
вверх по разрезу в вулканогенно-осадочные породы (туфоалевролиты и туфоаргиллиты) и в осадочные породы без признаков вулканического материала. Вулканогенные породы перемежаются с пачками терригенных осадочных пород венда, образуя сложнопостроенные вулканогенные комплексы. Терригенные породы внутри таких комплексов характеризуются относительно слабой сортировкой и неправильно-, линзообразно-, волнисто-, неяснослоистыми текстурами. Вмещающие вулканогенные комплексы терригенные породы венда, напротив, характеризуются хорошей сортировкой, тонкопараллельнослоистыми текстурами и лишь на первых сантиметрах в лежачем и висячем боку вулканогенного комплекса их слоистость приобретает неправильный, нарушенный, нерегулярный характер: становится прерывистой, волнистой и круто линзовидной, вплоть до развития микроскладок и почти брекчиевидной текстуры.

В целом, мощность пород вулканогенного комплекса на аномалиях составляет от 0.5 до 4-х м., а установленная бурением неполная протяжённость вулканогенных комплексов по латерали составляет более 150м. Причём прослои вулканических пород имеют локальное распространение- достаточно быстро выклиниваются по простиранию и пред

ставляют собой, вероятно, продукты субаквальных или аэральных излияний небольших вулканических аппаратов трещинного типа (в отличие от региональных туфогенных «маркёров» редкинского горизонта венда [3]). Характер изменения текстур терригенных пород, подстилающих и перекрывающих породы вулканогенного комплекса, ука-

зывает на то, что тектонические движения (землетрясения) не только сопровождали вулканические извержения в районе (о чем говорят неправильные, нарушенные текстуры пород

Глубина, м



Примечание: 5/2 □ 66,57 пробы с полным комплексом исследований
5/3 □ 66,60 пробы, по которым изучены только шлифы пород

Рис. 4. Схема детального изучения пород вулканогенного комплекса, вскрытого скважиной JT-32/3.

вулканогенного комплекса), но и происходили непосредственно перед извержениями, и некоторое время после извержений.

Наиболее полный, сложно построенный внутриформационный вулканогенный комплекс пород с хорошо сохранившимися контактами вскрыт в типичных алевролитах венда на аномалии ЛТ-32 (рис. 3, 4). Формирование его происходило в непостоянных, меняющихся условиях, что нашло отражение в разнообразном характере структурно-текстурных особенностей и взаимоотношений вулканических и вулканогенно-осадочных пород.

В целом, породы вулканогенного комплекса характеризуются тёмными, насыщенными тонами красного, коричневого и фиолетового цвета, грубой субгоризонтальной полосчатостью (зональностью), массивным обликом, отсутствием закономерных слоистых текстур, глинистым составом, слабой сортировкой обломочного материала.

Начинается разрез вулканогенного комплекса покровом тёмно-коричневато-фиолетовой лавы лампрофира (слой 2), который согласно налегает на полого неровную, но ненарушенную поверхность светло-зеленовато-серых волнисто-слоистых алевролитов венда (слой 1), к которой «приварилась» тонкая плёнка лавы. Сама лава вдоль зоны контакта смята в складки и засорена ксеногенным материалом. Лава характеризуется тонкопорфировой, спорадофировой (почти афировой) структурой, апостекловатой основной массой и достаточно однородной текстурой, сланцеватой до плейчатой и брекчиевидной. Вверх по разрезу лава постепенно засоряется глинистым материалом и переходит в неправильно-, неяснослоистую красновато-бурую (слой 3) и тёмно-коричневую (слой 4) алевритистую глину с переменным, постепенно исчезающим вверх по разрезу содержанием вулканического материала. На глинах без видимого перерыва и несогласия залегают кварц-алевритистые желваковые фосфориты, которые, возможно, маркируют некоторую смену режима осадконакопления (слой 5). Глины в кровле и подошве фосфоритов слабо карбонатизированы. На слое фосфоритов с некоторым несогласием залегают светло-коричневые (слой 6) и зеленовато-светло-серые (слой 7) алевритистые глины. Выше залегают хорошо сортированные, слоистые алевролиты венда (слой 8), структурно-текстурные особенности которых указывают на существенно иной, чем у пород вулканогенного комплекса, характер образования - на постоянные и спокойные (возможно, прибрежно-морские) условия терригенного осадконакопления.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ СОСТАВ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД

Макроскопически, выявленные породы вулканического происхождения - неплотные, мягкие, воскоподобные, сланцеватые породы коричневатого-серого цвета с фиолетовым или розовым оттенком (лавы) или зеленовато-серого и голубовато-серого цвета (туфы и туффиты), неоднородной мелкопятнистой (за счёт мелких вкрапленников биотита и пятен осветления) и неясно-полосчатой окраски (за счёт субсогласных зонок разных оттенков). Направление сланцеватости субгоризонтальное. Породы почти полностью глинизированы, по данным рентгенодифрактометрического анализа, преобладающую роль играет каолинит и гематит (иногда гётит), в меньшем количестве присутствуют иллит, хлорит, а также упорядоченное гидрослюда-монтмориллонитовое ССО, содержание которого лишь в породах аномалии ЛТ-32 составляет до 70 % породы.

Несмотря на очень сильную степень изменения, детали строения вулканических пород сохранились достаточно хорошо, их первичный минеральный состав восстанавливается вполне уверенно. Породы характеризуются устойчивым парагенезисом первичных

минералов: *биотит + изменённое стекло ± апатит ± циркон ± фельдшпатоид ± рудный* - в породах лавового облика (в туфах - место стекла занимает *базальный цемент*, образовавшийся за счёт разложения тонкопеплового материала).

Породы лавового облика (эффузивные породы) характеризуются реликтовой порфировой структурой, обусловленной развитием в разной степени изменённых идиоморфных и субидиоморфных вкрапленников (пакетов) биотита, погружённых в апостекловатую ос-

новную массу плейчатой и флюидальной текстуры, иногда с элементами миндалекаменной текстуры (рис. 5). В целом текстура пород массивная, иногда флюидальная, отмечается также брекчиевая текстура лавобрекчий. Степень окристаллизованности лав обычно очень низкая, преобладают породы афировой и спорадофировой структуры (с элементами гломеропорфировой структуры), по сути – это вулканические стёкла, замещённые агрегатом глинистых минералов и гематита, реже отмечаются породы олигофировой и плезиофировой структуры. Содержание вкрапленников биотита в глинизированной апостекловатой основной массе колеблется от единичных и редких выделений (единичные зёрна -5% - на аномалиях 929, ЛТ-32, ЗВ-11) до 10-35% объёма породы (аномалия ЗС-14). Во второстепенных или аксессуарных количествах в породах постоянно присутствуют **апатит**, **циркон**, **рудный минерал (магнетит)** и **фельдшпатоиды**, они образуют идиоморфные выделения размером 0,005-0,1 мм, иногда - сростки между собой и с биотитом, т.е. **вместе с биотитом образуют парагенетическую ассоциацию первично-магматических минералов**.

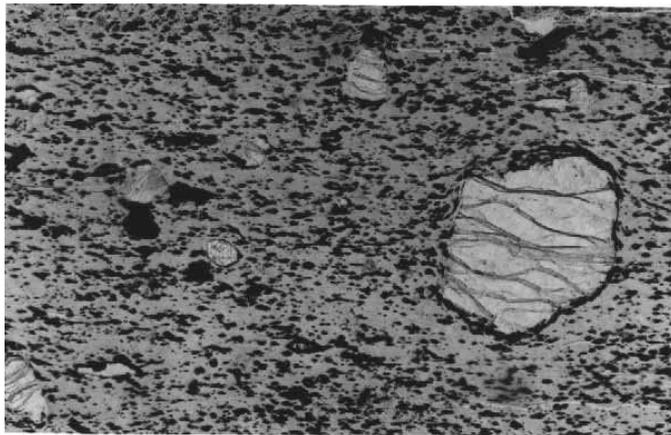


Рис. 5. Аномалия ЛТ-32. Сильно выветрелая лава лампрофира с идиоморфными вкрапленниками изменённого биотита и апатита в апостекловатой основной массе. Проходящий свет, увеличение 188^x

Интересно отметить, что степень окристаллизованности пород и размеры вкрапленников биотита и других минералов в них находятся в прямой зависимости от мощности лавовых потоков, что может указывать на быстрое застывание расплава в субаквальных условиях излияний. Наибольшее содержание и наибольшие размеры вкрапленников характерны для лав секущих прожилков инъективного типа, вероятно, не входивших в контакт с водой и застывавших более длительное время.

Биотит представлен в основном шестиугольными таблитчатыми кристаллами, в меньшем количестве (в туфах) встречается в виде листочков неправильной формы. Размер зёрен биотита обычно 0,05-0,2 мм, редко до 0,8 мм, часто отмечаются сростки 2-х- 5-ти зёрен общим размером 0,5-1,0 мм (до 1,5 мм). Цвет тёмный, зеленовато-коричневый, до чёрного в крупных кристаллах. Биотит в значительной степени свежий, нередко по плоскостям спайности в разной степени замещён тонкими пластинами белого кремнезёма и хлорита, иногда вплоть до образования полных хлорит-кварциновых псевдоморфоз с характерной петельчатой структурой замещения. Зёрна слюды имеют достаточно однородный состав (табл.1), однотипный и для вкрапленников лав и для кристаллокластов туфов, они характеризуется устойчиво высоким содержанием TiO_2 (4,64-6,33 %) и Al_2O_3 (12,65-17,42 %), практически полным отсутствием Cr_2O_3 (0,00-0,07 %) при переменном, но высоком содержании FeO (15,35-27,88 %) и низком MgO (5,75-13,28 %), что позволяет

Таблица 1.

Состав фенокристов и кристаллокластов биотита из вендских лампрофиров Зимнего Берега (мас. %)

No	Образец	Порода	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма
1	ЛТ-32/3-66.5-6/1	лава	33.07	5.31	12.82	0.00	29.60	0.22	4.31	0.00	0.37	8.86	94.56
2			33.47	5.22	13.05	0.00	29.31	0.25	4.55	0.00	0.37	8.71	94.93
3	ZC-14/2-50	лава	37.54	5.86	13.97	0.00	19.43	0.14	12.27	0.02	0.55	9.82	99.60
4			38.16	6.33	13.48	0.03	19.88	0.16	12.44	0.00	0.66	9.74	100.88
5	ZC-14/3-51.8	лава (жила)	36.69	5.71	13.52	0.01	19.68	0.20	13.28	0.02	0.70	9.41	99.22
6			37.02	5.65	13.17	0.00	19.42	0.13	12.28	0.00	0.57	9.33	97.57
7			36.93	5.32	13.12	0.00	23.32	0.25	9.76	0.00	0.49	9.56	98.75
8	ZC-14/5-86.4-3-2	туф	35.51	5.48	14.13	0.00	24.96	0.28	5.99	0.00	0.54	7.84	94.73
9			35.30	6.17	12.65	0.00	26.60	0.23	6.83	0.00	0.71	8.97	97.46
10			36.97	5.17	15.96	0.07	24.95	0.08	5.75	0.02	0.34	7.78	97.09
11			35.31	4.85	13.85	0.00	24.35	0.24	6.37	0.00	0.54	7.90	93.41
12	ZC-14/6-95.6	туф	38.28	4.64	17.42	0.02	15.32	0.05	9.67	0.00	0.60	7.50	93.50
13			36.99	5.41	13.36	0.00	19.76	0.12	11.40	0.00	0.59	9.60	97.23
14			35.72	5.91	13.80	0.00	27.88	0.18	6.62	0.00	0.44	9.27	99.82
15	ZC-46/2-59-1	туффит	33.69	5.73	12.89	0.00	26.16	0.11	6.26	0.00	0.42	8.69	93.95
16			32.94	5.71	12.99	0.00	26.86	0.17	5.99	0.00	0.28	8.47	93.41
17			32.96	5.88	13.78	0.00	28.00	0.23	6.38	0.00	0.41	7.97	95.61
18			34.20	5.23	13.58	0.00	25.93	0.16	6.27	0.02	0.41	7.88	93.68
19			33.11	5.41	13.23	0.00	26.99	0.17	6.33	0.00	0.32	8.75	94.31
20			33.63	5.66	13.28	0.00	25.92	0.09	6.48	0.01	0.45	8.89	94.41
21			33.34	5.66	13.68	0.00	26.95	0.15	6.42	0.01	0.40	8.41	95.02

Рентгеноспектральный микроанализ (Micro Beam Camera), лаб. ИМГРЭ, аналитик Куликова И.М., 2000.

отнести их к титанистым биотитам (редко- к магниальным биотитам). На диаграммах Митчелла [7] точки составов изученных зёрен частично попадают в область составов биотитов из минетт, частично смещаются в более железистую область (рис.6).

Апатит образует хорошо огранённые кристаллы призматического, удлинённо-призматического, реже короткопризматического габитуса с развитием граней шестигранной призмы, дипирамиды и пинакоида. Размер кристаллов по длинной оси изменяется от 0,15 до 0,4 мм, по короткой оси обычно менее 0,05 мм (редко до 0,10 мм). Кристаллы прозрачны, бесцветны, отмечаются мельчайшие не диагностируемые пылевидные включения, при повышенном содержании которых кристаллы становятся полупрозрачными до молочно-белых. Апатит характеризуется очень простым составом (табл. 2), с минимальным содержанием микропримесей редких элементов, отмечается лишь устойчиво небольшая примесь стронция (0,11-0,15 % SrO) и умеренная примесь лёгких редких земель (0,13-0,57 % Ce₂O₃).

Циркон, также как и апатит, встречается в классе крупности -0,10 мм, редко размеры зёрен достигают 0,2-0,4 мм по длинной оси, в поперечнике же размер зёрен не превышает обычно 0,05 мм. Циркон представлен удлинённо-призматическими (до игольчатыми), призматическими, реже короткопризматическими хорошо огранёнными кристаллами с дипирамидальными окончаниями. Кристаллы циркона прозрачны, почти бесцветны, со слабым желтоватым или розоватым оттенком. Некоторые кристаллы насыщены разнообразными, (в том числе расплавленными) включениями, характеризуются зональным строением, что подчёркивает их магматическое происхождение. Удлинённо-призматические до игольчатых, остроконечные кристаллы циркона наблюдаются обычно в магматических породах, кристаллизовавшихся в условиях быстрого охлаждения, что хорошо согласуется с общим геологическим положением и петрографическим строением изученных лав лампрофира. Содержание урана в цирконах лампрофиров пробы ZC-14/3-51,8 находится в ин-

тервале 100-200 г/т, что характерно для цирконов не кимберлитовых магматических пород, в частности для сиенитов и карбонатитов.

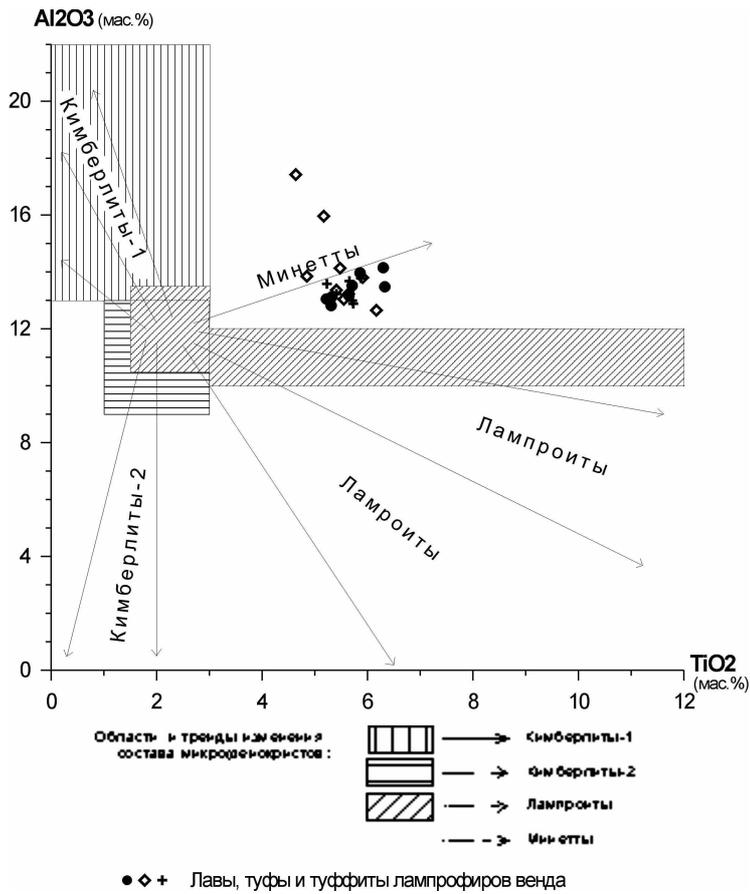


Рис. 6. Особенности состава вкрапленников и кристаллокластов биотита из лампрофиров Зимнего Берега (диаграмма Митчелла {7}).

Таблица 2.

Состав фенокристов апатита из вендских лампрофиров Зимнего Берега (мас. %)

No	Образец	Порода	SiO ₂	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Ce ₂ O ₃	SrO	Сум-ма
1	ZC-14/3-51.8	лава	0.63	0.21	0.05	0.07	54.35	0.00	0.02	41.55	0.57	0.15	97.60
2		(жила)	0.35	0.18	0.07	0.10	54.43	0.00	0.00	42.25	0.46	0.15	97.99
3			0.34	0.23	0.05	0.10	54.63	0.02	0.00	42.42	0.52	0.11	98.42
4			0.20	0.16	0.05	0.07	54.77	0.03	0.00	41.75	0.41	0.16	97.60
5			0.22	0.18	0.07	0.06	54.94	0.06	0.00	42.30	0.13	0.12	98.08

Рентгеноспектральный микроанализ (Micro Beam Camera), лаб. ИМГРЭ, аналитик Куликова И.М., 2000.

Магнетит встречается в виде единичных чёрных плоскогранных октаэдрических кристаллов размером менее 0,1 мм, нередко псевдоморфно замещается гематитом (мартит).

Гематит представлен очень мелкими зёрнами неправильной формы размером 0,1 мм и менее. Блеск сильный, металлический, цвет чёрный, в порошке буровато-красный.

Фельдшпатоиды отмечаются в виде мелких (размером 0,05-0,07 мм до 0,25мм) близких к идиоморфным или неправильной формы зёрен с N<N к.б., с трещинками отдельности, возможно, зёрнами калиевого полевого шпата. Встречаются также редкие субидиоморфные зерна изотропного калиевого (предположительно) фельдшпатоида (?) (размером 0,03-0,065 мм) с двумя ортогональными системами спайности.

Среди первичных светло цветных минералов в некоторых типах пород лавового облика отмечается **кварц**, встречающийся в виде редких зёрен размером 0.2-0.4 мм. Зёрна кварца представлены очень хорошо огранёнными кристаллами, имеющими форму гексагональной дипирамиды при полном отсутствии граней призмы. Кристаллы прозрачны, бесцветны, наиболее крупные из них содержат бесцветные расплавные(?) включения. Кристаллы подобной формы представляют собой параморфозы низкотемпературного α-кварца по высокотемпературному β-кварцу, который образует ранние выделения из жидкой магмы. Кристаллы кварца характеризуется значительной чистотой химического состава, практически свободны от примесей (табл. 3).

Таблица 3.

Химический состав вендских лампрофиров и осадочных пород венда

Зимнего Берега (мас. %)

No	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Аномалия	929	ZB-11	ZC-14			ЛТ-32					ZG-46		Обнажение
Образец	1-48.0	1-87.6	2-50.0	3-51.8	5-86.4-3	3-66.5-5	3-66.5-4	3-66.5-3	3-66.5-2,6	3-66.5-1/3	2-59.0-1	2-62.0	VZ-25-1
n	1	1	1	1	2	4	4	5	4	1	1	2	1
SiO ₂	-	40.73	42.35	-	44.11	42.59	59.12	61.80	72.56	41.23	55.99	66.60	59.23
TiO ₂	-	1.32	0.67	-	0.64	0.18	0.69	0.76	0.62	0.51	1.25	0.75	1.73
Al ₂ O ₃	-	28.20	27.29	-	29.03	21.27	15.42	14.14	12.10	9.68	22.11	14.23	20.29
Fe ₂ O ₃	-	11.86	11.85	-	2.83	14.27	7.89	6.60	2.58	15.54	5.24	3.13	1.24
FeO	-	0.30	0.27	-	3.55	0.14	0.40	0.32	0.71	0.41	2.07	2.35	1.52
MnO	-	<0.01	0.03	-	0.03	0.05	0.02	0.04	0.04	0.07	0.02	0.02	0.02
MgO	-	1.54	1.25	-	2.38	2.57	1.98	2.28	1.66	1.75	1.35	2.29	2.32
CaO	-	0.57	1.16	-	0.87	0.81	0.70	0.93	0.60	11.06	0.84	0.68	0.59
Na ₂ O	-	0.24	0.07	-	0.28	0.06	0.68	0.74	1.14	0.53	0.55	1.01	1.78
K ₂ O	-	1.31	2.06	-	1.68	4.31	4.33	4.23	3.21	2.88	2.26	3.33	3.26
P ₂ O ₅	-	0.18	0.20	-	0.19	0.03	0.05	0.09	0.08	7.12	0.27	0.10	0.11
ппп	-	13.69	13.22	-	13.92	13.27	8.25	7.69	4.49	8.55	8.35	5.56	7.31
Сумма	-	99.94	100.42	-	99.49	99.55	99.53	99.63	99.74	99.33	100.3	100.01	99.40
H ₂ O-	-	3.22	4.02	-	3.39	7.28	4.42	4.31	1.78	3.18	1.89	2.09	1.88
H ₂ O+	-	9.93	8.82	-	10.01	5.74	3.56	2.82	2.38	1.87	6.30	3.46	4.83
CO ₂	-	0.54	0.39	-	0.28	0.32	0.26	0.50	0.38	3.32	<0.20	0.15	0.46
Соб.	-	<0.05	0.08	-	0.06	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	0.06	<0.05	<0.05	0.11

Примечание: n - количество анализов, (-) - не определялось. No 1,2 - афировая лава (покров); 3- олигофировая лава (покров); 4 - плезнофировая лава (жила); 5 - алевросаммитовый литокристаллокластический туф; 6 - спорадофировая лава (покров); 7 - красно-коричневая глина с вулканическим материалом; 8 - темно-коричневая глина; 9 - алевролиты венда; 10 - желваковый кварц-алевритистый фосфорит; 11 - литокристаллический туффит; 12 - светло-зеленовато-серый алевролит венда; 13 - зеленовато-серый туффит (туфоалевролит) вайзичких слоёв Усть-Пинежской свиты венда. Химический анализ, Карпушина В.В, Аналитический центр ГИН РАН, 2000.

Туфы и туффиты имеют голубовато-серый или зеленовато-серый цвет, литокристаллокластическую алевросаммитовую структуру и неясно волнисто-слоистую текстуру, иногда с элементами градационной текстуры. Кристаллокласты представлены пакетами (редко лейстами) биотита, аналогичного по размеру, цвету, составу и характеру

замещения биотиту вкрапленников из эффузивных пород (но имеющему обычно более свежий облик), а также теми же, что и в лавах аксессуарными минералами (апатитом, цирконом, фельдшпатоидом, и рудным минералом). Литокласты обычно замещены агрегатом кварца. Необычайно свежим обликом магматического материала выделяются туффиты аномалии ZG-46, что выражается в присутствии пакетов совершенно неизменного биотита в сростании с апатитом и цирконом и, главное, в присутствии прекрасно сохранившихся, разнообразных по структуре и строению литокластов - микрофрагментов вулканических шлаков, разнообразных миндалекаменных лав и микродолеритов.

Вулканогенно-осадочные породы (туфоалевролиты и туфоаргиллиты) развиваются обычно в кровле покровов лав и туфов- в зоне постепенной смены вулканических пород осадочными породами. Они имеют красновато-коричневый цвет и отличаются от обычных осадочных пород района присутствием редких фрагментов явного материала лав, прежде всего, характерных псевдоморфоз петельчатой структуры по пакетам биотита.

В целом, по особенностям петрографического состава изученные вулканические породы близки к различным структурно-генетическим производным магматического расплава известково-щелочного лампрофира типа минетты.

Тяжёлая фракция изученных вулканических пород в значительной степени состоит из тонкозернистых агрегатов глинистых минералов, пропитанных оксидами железа; в меньшем количестве отмечается биотит, в редких знаках- циркон. Минералы-спутники алмаза не обнаружены.

ГЕОХИМИЯ

Все изученные вулканические породы сильно изменены в условиях коры выветривания, что сильно исказило их первичный химический состав. Химический состав вулканических пород характеризуется преобладающим развитием двух породообразующих компонентов: SiO_2 и Al_2O_3 (табл. 3). Содержание SiO_2 в породах достаточно устойчивое, низкое: в породах лавового облика 40,73-46,48 % , в туфах около 44 %- что соответствует составу ультраосновных пород или пород переходного к базитам типа (пикритам-пикробазальтам). По этому показателю вулканические породы резко отличаются от осадочных пород района (рис. 7). Очень высокое содержание Al_2O_3 (22,97-29,52 %), скорее всего можно объяснить его накоплением в процессе выветривания. Породы калиевые ($\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}>4$), содержание титана в породах низкое до умеренного (0,16-1,32 % TiO_2). Породы характеризуются крайне низким содержанием ультраосновных когерентных микроэлементов (Ni, Co, Cr), даже более низким, чем во вмещающих терригенных породах, а также повышенным содержанием щелочей (K, Rb, Cs и особенно Li), Ba и очень высоким содержанием Zr, Hf, Y, Th, PЗЭ (табл. 4, рис. 8).

В целом, распределение макрокомпонентов и микроэлементов не противоречит близости изученных пород к лампрофирам типа минетты, а по соотношению Zr-Nb они приближаются даже к лампроитам. Лавы разных аномалий несколько различаются по составу. По некоторым геохимическим особенностям они близки к алмазонасной минетте Akluilak [6].

Отличия изученных вулканических пород от осадочных пород проявились прежде всего по повышенному содержанию в первых Zr, Hf, Th, Y, PЗЭ, Li и пониженному содержанию SiO_2 Rb, Cs и в целом K. От туффитов вайицких слоёв изученные

Таблица 4.

Содержание микроэлементов в вендских лампрофирах и осадочных породах венда Зимнего Берега (Г/г)

No	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	
														Обнажение
Аномалия	929	ZB-11	ZC-14		3-66.5-5		3-66.5-4		ЛП-32		ZG-46		VZ-25-1	
Образец	1-48.0	1-87.6	2-50.0	3-51.8	5-86.4-3	3-66.5-5	3-66.5-5	3-66.5-4	3-66.5-3	3-66.5-2,6	3-66.5-1/3	2-59.0-1	2-62.0	
N	1	1	1	1	2	4	4	4	5	4	1	1	2	1
Li	199.0	459.3	188.3	122.3	250.85	29.56	28.36	29.76	29.76	49.80	27.9	131.1	45.47	54.3
Be	4.71	5.76	3.12	3.05	3.36	3.16	3.33	3.07	3.07	1.32	3.00	2.26	1.71	2.46
Sc	11.8	17.6	10.4	19.6	14.0	8.8	14.73	13.68	13.68	10.07	10.2	13.2	14.37	23.0
Ti	5275	6872	3652	21068	3641	872	3941	4298	4298	3600	2868	7281	4342	10949
V	62.7	31.3	50.4	170.5	32.21	10.38	64.32	71.10	71.10	62.36	70.5	75.2	77.06	178.0
Cr	36.0	6.1	27.1	137.6	6.62	0.12	56.76	72.15	72.15	71.07	58.02	41.68	71.39	42.5
Co	5.1	4.6	4.5	15.5	11.64	6.15	10.70	10.47	10.47	11.06	7.37	10.68	15.15	7.7
Ni	18.4	22.2	8.4	31.9	31.25	4.70	19.81	17.26	17.26	23.49	13.16	20.49	32.25	21.0
Cu	5.2	7.6	11.0	29.9	667.56	8.95	15.02	12.63	12.63	12.01	9.52	537.12	31.35	306.9
Zn	46.9	33.4	25.8	92.1	45.8	23.05	61.54	64.68	64.68	52.22	42.3	68.4	70.56	56.0
Ga	14.6	25.9	16.2	21.9	18.2	25.48	24.06	22.49	22.49	16.96	18.3	20.3	20.25	17.6
Rb	36.7	20.3	24.6	105.4	31.71	38.69	139.30	141.13	141.13	101.25	99.6	60.9	118.26	77.4
Sr	73.3	87.4	89.6	95.5	81.43	114.43	111.02	107.61	107.61	87.01	240.4	67.2	83.62	89.4
Y	104.0	101.3	53.9	82.4	61.62	26.24	40.41	40.46	40.46	37.16	589.7	60.8	38.15	48.9
Zr	822.0	660.1	535.9	1122.1	443.9	220.7	263.5	296.1	296.1	311.3	195.3	927.7	365.6	324.3
Nb	38.2	25.4	30.2	76.4	35.2	37.0	23.4	19.2	19.2	15.0	12.6	35.0	18.4	20.9
Mo	1.34	1.54	0.82	0.69	0.18	3.37	0.82	0.84	0.84	0.22	2.06	0.65	0.21	0.17
Cd	0.27	-	0.25	0.69	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Sb	-	-	14.51	8.96	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cs	2.18	1.63	1.54	4.22	1.56	3.35	6.68	5.97	5.97	3.52	3.79	1.90	4.03	3.38
Ba	173.7	138.4	338.4	1036.7	307.2	245.8	438.0	402.1	402.1	327.6	471.0	497.0	333.2	266.7

Таблица 4. (продолжение)

№	Аномалия	1	2	3	ZC-14		5	6	ЛП-32		8	9	10	ZG-46		12	13
					4	5			3-66.5-4	3-66.5-3				2-59.0-1	2-62.0		
Образец	1-48.0	1-87.6	2-50.0	3-51.8	5-86.4-3	3-66.5-5	3-66.5-5	3-66.5-2,6	3-66.5-4	3-66.5-3	3-66.5-2,6	3-66.5-4	3-66.5-1/3	2-59.0-1	2-62.0	Облажение	
N	1	1	1	1	2	4	4	4	4	5	5	4	1	1	2	1	
La	49.3	113.4	43.4	52.5	48.9	13.40	44.70	38.91	44.70	38.91	30.42	175.0	99.6	36.15	47.6		
Ce	152.0	397.6	122.2	153.9	161.2	50.84	103.52	82.02	103.52	82.02	68.59	412.8	344.8	78.43	133.1		
Pr	17.2	44.8	14.3	18.1	18.8	5.3	10.9	8.5	10.9	8.5	7.3	55.5	33.8	8.9	16.3		
Nd	65.7	167.8	55.1	71.5	76.9	21.1	41.4	32.7	41.4	32.7	27.8	254.7	127.5	32.7	63.3		
Sm	12.65	30.88	9.24	14.82	14.46	4.47	7.89	6.41	7.89	6.41	5.51	78.54	24.90	6.41	13.63		
Eu	2.27	5.31	1.62	2.44	2.27	0.69	1.30	1.18	1.30	1.18	1.04	13.95	4.01	1.14	2.49		
Gd	13.95	24.79	9.03	15.76	11.85	4.25	6.89	6.38	6.89	6.38	5.68	88.10	20.61	6.06	12.18		
Tb	2.76	3.54	1.46	2.44	2.01	0.70	1.08	1.02	1.08	1.02	0.92	11.75	2.71	0.94	1.77		
Dy	19.31	20.07	9.49	15.07	11.50	4.60	6.74	6.43	6.74	6.43	5.97	62.07	13.47	5.76	10.87		
Ho	4.34	3.79	1.87	2.94	2.43	1.00	1.38	1.36	1.38	1.36	1.27	11.34	2.14	1.22	1.98		
Er	11.18	10.14	5.34	8.12	6.97	3.07	4.21	3.90	4.21	3.90	3.48	26.55	5.64	3.73	5.41		
Tm	2.04	1.36	0.85	1.08	1.04	0.48	0.66	0.60	0.66	0.60	0.51	3.13	0.75	0.52	0.70		
Yb	11.36	8.35	4.54	6.49	6.22	3.18	4.37	4.02	4.37	4.02	3.32	18.08	4.95	3.57	4.77		
Lu	1.62	1.14	0.67	1.00	0.87	0.48	0.67	0.61	0.67	0.61	0.51	2.76	0.72	0.52	0.68		
Hf	32.4	26.9	15.0	25.4	16.12	8.60	7.51	7.80	7.51	7.80	7.92	5.33	22.68	9.09	10.4		
Ta	6.11	5.87	2.82	3.59	4.66	2.16	1.26	1.07	1.26	1.07	0.88	0.82	2.13	0.88	2.30		
W	1.58	1.78	0.92	2.43	0.83	0.85	1.00	1.23	1.07	0.86	0.65	0.61	0.44	0.81	2.39		
Ti	0.31	0.36	0.12	0.48	0.39	0.08	0.79	0.86	0.79	0.86	0.65	0.61	0.44	0.59	0.58		
Pb	13.5	21.5	18.9	28.1	5.03	21.82	15.54	11.42	15.54	11.42	7.44	56.87	8.05	6.12	9.1		
Bi	-	-	-	-	-	0.04	0.05	0.11	0.04	0.11	0.10	1.20	0.06	0.06	-		
Th	61.4	61.0	48.9	32.5	59.8	27.03	16.46	13.16	16.46	13.16	9.62	9.31	36.10	11.77	14.9		
U	7.95	6.27	1.83	4.83	6.58	1.16	2.07	2.87	2.07	2.87	3.54	38.47	6.64	2.30	10.22		

Примечание: п - количество анализов, (-) - не определялось. № 1,2 - афировая лава (покров); 3- олигофировая лава (покров); 4 - плезифирированная лава (жила); 5 - алевросаммитовый литокристаллокластический туф; 6- спорадофировая лава (покров); 7 - красно-коричневая глина с вулканическим материалом; 8 - тёмно-коричневая глина; 9 - алевриты венда; 10 - желваковый кварц-алевритистый фосфорит; 11- литокристаллический туфит; 12 - светло-зеленовато-серый алеврит венда; 13 - зеленовато-серый туфит (туфоалеврит) ваизских слоев Усть-Пинежской свиты венда. ИСР-MS анализ ("PLASMA QD"), Лаборатория ИГЕМ РАН, аналитик Журавлёв Д.З., 2000.

вулканические породы отличаются повышенным содержанием Li, Th, Zr, Hf, Y и PЗЭ (менее контрастно), а также пониженным содержанием U, Sc, V.

По петрографическим характеристикам, особенностям общего минерального, макро- и микроэлементного состава вулканические породы лавового облика и туфы близки между собой, и при этом достаточно уверенно отличаются от осадочных пород района и туффов Усть-Пинежской свиты венда.

АБСОЛЮТНЫЙ ВОЗРАСТ

Положение выявленных вулканических пород в разрезе осадочных пород Мезенской свиты венда в большинстве случаев показывает их синхронное образование с вмещающими осадками. В отдельных случаях вулканисты имеют форму секущих жил, что указывает на относительно более молодой возраст их образования. Все встреченные первичные минералы лампрофиров: биотит, магнетит, фельдшпатоид, циркон и кварц характеризуются примерно одинаковыми мелкими размерами (0,05-0,5 мм), хорошо оформленными кристаллографическими очертаниями, наличием многочисленных расплавных включений, иногда зональностью (циркон), а также некоторыми тонкими особенностями морфологии, которые подчёркивают их магматическое происхождение в результате быстрого охлаждения расплава. Это хорошо согласуется с геологическим положением и петрографическим строением лав лампрофиров и позволяет использовать результаты

определения абсолютного возраста этих минералов в качестве абсолютного возраста внедрения лав лампрофиров в осадочные породы венда.

Для изучения абсолютного возраста было выбрано вулканическое тело, представляющее собой секущую породы венда жилообразную инъекцию мощностью 1-12 мм (потенциально наиболее «молодое» тело, образец ZС-14/3-51,8). Это тело образовано лавой лампрофира плезиофировой структуры (до 35% вкрапленников биотита) с крупными размерами и высоким содержанием аксессуарных минералов (апатит + циркон составляют около 0,1%). Учитывая сильную изменённость породы, предпочтение для определения абсолютного возраста было отдано U-Pb методу по циркону. Циркон характеризуется небольшими размерами (0,2-0,4 мм в длину), идиоморфной формой, зональностью, наличием многочисленных расплавных включений, указывающих на магматическое происхождение кристаллов.

Определение абсолютного возраста лазерным U-Pb методом по циркону проводилось в Австралийском Национальном Исследовательском Центре «GEMOS» (ARC National Key Centre «GEMOS»), Сидней, Австралия. Оптимальной оценкой возраста кристаллизации изучаемой магматической породы является 570 ± 8 млн. лет, что соответствует позднему венду и практически совпадает с границей протерозоя и фанерозоя.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ.

Открытие нового типа щелочного магматизма в Юго-Восточном Беломорье является весьма важным результатом целенаправленных поисковых работ в западной части Беломорско-Кулойского плато.

Изученные вулканические породы характеризуются однотипным минеральным составом (каолинит, гидрослюда-монтмориллонитового ССО, гематит и гетит), реликтовой порфировой или витрокластической структурой. Петрографический состав (устойчивый парагенезис: *биотит + изменённое стекло ± апатит ± циркон ± фельдшпатоид ± рудный*), химический состав вкрапленников и кристаллокластов биотита, геохимические особенности пород (основной-ультраосновной состав, калиевый характер при очень низком содержании ультраосновных когерентных элементов (Ni, Co, Cr), повышенном содержании ще-

лочей (K, Rb, Cs, и особенно, Li), Ba и очень высоком содержании Zr, Hf, Y, Th, PЗЭ) в целом не противоречит близости изученных пород к различным структурно-генетическим производным магматического расплава известково-щелочного лампрофира типа минетты.

Вскрытые на аномалиях единичные тела лав и туфов лампрофиров типа минетты указывают на достаточно широкое развитие на территории работ проявлений аэрального (субаквального) щелочного вулканизма, синхронного с осадконакоплением в вендском морском бассейне. Полученные данные абсолютного возраста стратифицированных вулканических пород уточняют стратиграфическое положение пород мезенской свиты и возможно потребуют внесения изменений в стратиграфическое положение пород падунской свиты венда, залегающей выше.

Выявленные вулканы нового типа образуют цепочку северо-восточного простирания, расположенную параллельно горлу Белого моря, вдоль собственно Зимнего берега Белого моря. Не исключено, что они приурочены к разломам, которые параллельны системе разломов грабена горла Белого моря и поперечны по отношению к Кольско-Двинской рифейской палеорифтовой системе, что может характеризовать их как «трансформные» разломы, а связанный с ними щелочной (с калиевой специализацией) аэральный вулканизм – как вулканизм рифтогенного типа.

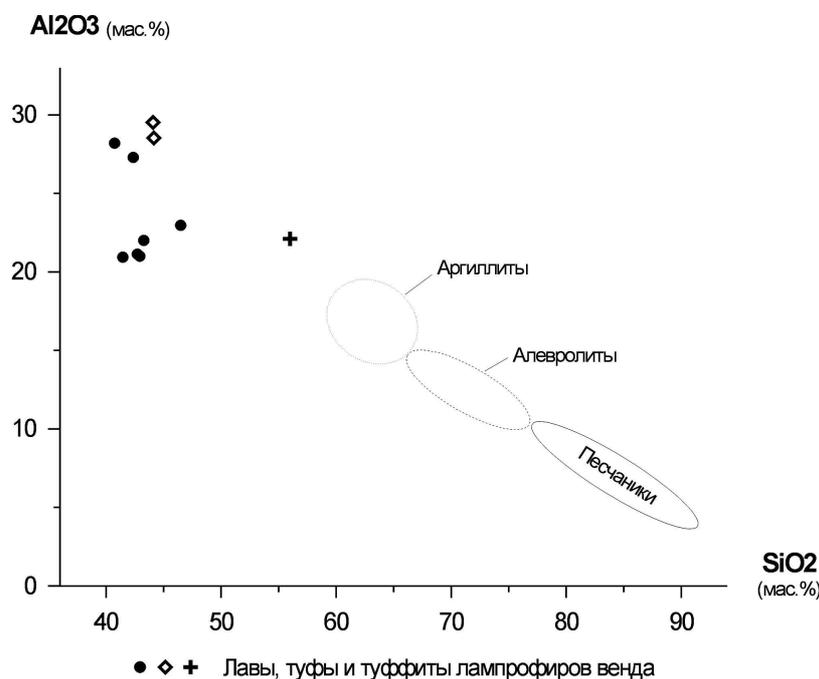


Рис. 8. Особенности состава лампрофиров Зимнего Берега в координатах: Nb-Zr (А) и Th-La (Б).

Это первые в Зимнебережном вулканическом районе магматические породы иного петрологического типа и возраста, чем хорошо изученные позднедевонские трубки взрыва и силлы кимберлитов, пикритов, мелилититов и базальтов. С одной стороны, неточная диагностика подобных вулкаников нового типа может увести поиски позднедевонских кимберлитов в совершенно неправильном направлении; с другой стороны, калиевый характер этих вулкаников и предполагаемая связь с активизированными рифтогенными «трансформными» разломами может указывать на мантийную природу их магматических очагов, что в свою очередь не исключает возможности появления на территории Зимнего Бе-

рега одновозрастных им поздневендских мантийных выплавок и иного типа, в том числе и кимберлитовых.

ЛИТЕРАТУРА

1. / *Веричев Е.М., Гаранин В.К., Гриб В.П., Кудрявцева Г.П.* Геологическое строение, минералогические и петрологические особенности кимберлитов Архангельской провинции // Изв. Вузов. – Геол. и Разв. – 1991. – № 4 – С.88-94.
2. *Саблуков С.М.* О петрохимических сериях кимберлитовых пород. // ДАН СССР. – 1990. - Т.313. - № 4. – С.935-939.
3. *Станковский А.Ф.* Венд Юго-Восточного Беломорья.//Разведка и охрана недр.- 1997.С.4-9.
4. *Широбоков В.Н.* Некоторые особенности строения Зимнебережного алмазодобного района. //Разведка и охрана недр.- 1997.- С.21-25.
5. *Эринчек Ю.М., Мильштейн Е.Д.* Рифейский рифтогенез центральной части Восточно-Европейской платформы. – СПб., ВСЕГЕИ, 1995.
6. *Kaminsky F.V., Sablukov S.M., Sablukova L.I. and Shpanov V.E.* Diamondiferous minette a new type of diamondiferous rocks. Kaminsky F.V., Sablukov S.M., Sablukova L.I. and Shpanov V.E. // Izvestiya Earth Sciences Section Russian Academy of Natural Sciences/ Special Issue. Presented to the 31st session of the International Geological Congress, Brasil, 2000, Issue 4. P. 85-94.
7. *Mitchell, R.H.* Compositional variation of micas in kimberlites, orangeites, lamproites and lamprophires. Extended Abstr. 6 ИКС, 1995, Novosibirsk, Russia, P.390-392.
8. *Sablukov S.M.* Petrochemical series of kimberlite rocks of Arkhangelsk Province. Extended Abstr. 6 ИКС, 1995,
9. Novosibirsk, Russia, P.481-483.

ЭВОЛЮЦИЯ СУБКОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ЛИТОСФЕРНОЙ МАНТИИ СИБИРСКОГО КРАТОНА В СРАВНЕНИИ С АНАЛОГИЧНЫМИ РАЙОНАМИ РАЗВИТИЯ КИМБЕРЛИТОВОГО МАГМАТИЗМА

СПЕЦИУС З.В.

Институт Якутинпроалмаз, АК «АЛРОСА», Мирный, Якутия, Россия Spetsius@yna.alrosa-mir.ru

В статье сделана попытка обобщить авторские и литературные данные по составу и эволюции субконтинентальной литосферной мантии (СКЛМ) под Сибирским кратоном в сравнении с аналогичными формированиями других платформ. Используются оригинальные данные по распределению различных типов основных и ультраосновных ксенолитов в кимберлитах, а также включений в алмазах из трубок Якутской провинции. Распределение редких и примесных элементов в минералах эклогитов и перидотитов, а также изотопные данные и Re-Os определения сульфидов в мегакристаллах оливинов использованы для оценки времени формирования, деплетирования и последующей эволюции литосферной мантии Сибирской платформы, в сравнении с СКЛМ других кратонов. Рассмотрены интенсивность проявления процессов метасоматоза, частичного плавления и сопряженных деформаций в ксенолитах из различных трубок провинции с оценкой их роли в последующей эволюции СКЛМ, образовании неоднородности мантии под кимберлитовой провинцией, соответственно, Сибирским кратоном. Петрологические данные свидетельствуют о том, что кимберлитовые магмы образуются на больших глубинах мантии. Древний возраст формирования СКЛМ Сибирского и других кратонов подтверждается Re-Os и Sm-Nd модальными возрастными образованиями ксенолитов эклогитов и перидотитов из кимберлитовых трубок. СКЛМ различных кратонов в областях развития кимберлитового магматизма была сформирована в Архейское время и сходна по распространению различных петрографических типов пород, близки также и петрографические составы образований нижней коры. История и эволюция СКЛМ различных кратонов и отдельных террейнов внутри кимберлитовых провинций могла быть различной с точки зрения развития последующих магматических событий и проявления последующих процессов метасоматоза, частичного плавления и сопряженных деформаций.

ВВЕДЕНИЕ

Благодаря интенсивным поисковым работам в последние 10-20 лет кимберлитовые трубки, в том числе алмазоносные, открыты не только на Южно-Африканской и Сибирской платформах, но практически на всех платформах и щитах. Месторождения кимберлитов и алмазоносных лампроитов открыты в Китае, Канаде, Австралии, Фенноскандинавии и других районах. Обзор геолого-тектонического положения кимберлитов и лампроитов показывает, что пространственно они практически во всех случаях приурочены к стабильным участкам платформ или щитов [1,11,22]. Петрологические данные однозначно свидетельствуют о том, что кимберлитовые и лампроитовые алмазоносные магмы

зарождаются на больших глубинах субконтинентальной литосферной мантии (СКЛМ). Следовательно, захваченные и выносимые к поверхности кимберлитовыми и лампроитовыми магмами глубинные ксенолиты, мегакристы и алмазы являются представителями глубинных мантийных зон, интродуцируемых этими эруптивными аппаратами.

Таким образом, можно утверждать, что ксенолиты, мегакристы и алмазы содержат неocenимую и, практически, единственно доступную прямую информацию о составе, геохимических и других особенностях СКЛМ древних платформ. Причем детальное исследование минералогии и геохимии ксенолитов, позволяет, в ряде случаев, не только установить РТ-параметры и возраст их образования, но и оценить закономерности эволюции и изменения глубинных зон на основании детальных исследований последующих метасоматических преобразований и тектонических процессов. Сравнение этих ксеногенных образований из различных районов отдельных провинций, а также из различных платформ и кратонов позволяет оценить неоднородность мантии как в пределах кимберлитовых провинций и отдельных платформ, так и сопоставить и сравнить особенности состава, а в ряде случаев и эволюции платформ и кратонов различных континентов. Поскольку подобный анализ может быть выполнен только при условии использования большого количества аналитических данных и представительного материала, в основу этой работы положены имеющиеся в нашем распоряжении данные по составу и особенностям изученных нами ксенолитов из различных трубок. Привлечены также данные по включениям в алмазах, в первую очередь, в кимберлитах Якутской провинции и предпринята попытка сравнения всех этих результатов с имеющимися литературными данными из других регионов.

Интенсивные исследования распределения рения (Re) и осмия (Os) в мантийных ксенолитах, а также ксенокристаллах и алмазах из Южной Африки, Канады и Сибири проведены в последнее десятилетие [23-30]. По данным Re-Os определений модальный возраст алмазов варьирует от 2 до 3-5 млрд. лет, а возраст ксенолитов мантийных эклогитов и перидотитов от 1.0 до 3.5 млрд. лет. Эти данные не только позволяют понять и расшифровать закономерности формирования и дифференциации СКЛМ и коры земли, но и оценить последующую эволюцию СКЛМ платформ.

ОБРАЗЦЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

В процессе исследований было изучено около 3000 образцов ксенолитов основного и ультраосновного состава из трубок различных районов Якутской кимберлитовой провинции. Для большей части ксенолитов был выполнен модальный анализ минерального состава и проанализирован химический состав пород. Изучено около 10000 кристаллов алмазов, просмотрено более 2000 шлифов глубинных пород, выполнены различные методы химического анализа. Комплексно исследован химизм пород и состав слагающих минералов около 500 мантийных ксенолитов, в том числе более 70 алмазосодержащих образцов. Применялись растровая электронная микроскопия, микрозондовый анализ, а также новейшие методы определения содержаний примесных и рассеянных элементов с помощью протонного зонда, высокочувствительного ионного зонда (SHRIMP) и лазерной масс-спектрометрии ICP-MS (LAM). При изучении сульфидов были разработаны специальные методики их анализа. Все образцы были классифицированы и отнесены к тем или иным разновидностям эклогитов или ультрамафитов на основании их петрографических особенностей и химизма. В ряде образцов был исследован фазовый состав и химизм рудных минералов и сульфидов. Все ксенолиты были проверены петрографическими и изотопно-геохимическими методами на предмет идентификации метасоматических минера-

лов и присутствия других свидетельств мантийного метасоматоза. Исследованные образцы включают различные разновидности эклогитов, а также ультрамафитов, представлен

ных деплетированными дунитами, грубозернистыми и деформированными гранатовыми перидотитами, гарцбургитами, орто- и клинопироксенитами.

СОСТАВ СУБКОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ЛИТОСФЕРНОЙ МАНТИИ СИБИРСКОГО КРАТОНА

Исследование глубинных ксенолитов из различных кимберлитовых трубок Якутии показало, что СКЛМ Сибирского кратона дифференцирована не только по вертикали, но неоднородна и по латерали [7]. Вертикальная неоднородность явно фиксируется в широком спектре различных типов мантийных ксенолитов основного и ультраосновного состава присутствующих практически во всех кимберлитовых трубках провинции (табл.1). Вертикальная гетерогенность СКЛМ, прежде всего, является следствием дифференциации и формирования первичного мантийного вещества в Архейское время [15-17]. Как показано приведенными в этих работах данными, СКЛМ Сибирского кратона была сформирована и стабилизировалась в интервале 3.4-2.9 млрд.лет. Не исключено, что дополнительное добавление вещества произошло после основной дифференциации благодаря процессу субдукции. Возможность субдукции океанической коры в центральном Далдынском террейне кимберлитовой провинции доказывается присутствием кианитовых и коэситовых эклогитов в Удачной, Сытыканской и других трубках этого района (см.табл. 1). Это подтверждается также Sm-Nd и Rb-Sr изотопными данными для эклогитовых ксенолитов из трубки Удачная [33], а также присутствием изотопно облегченных алмазов в трубках этого района [9,10].

Горизонтальная гетерогенность СКЛМ кимберлитовой провинции и, соответственно, Сибирского кратона определяется в первую очередь присутствием свиты высокоглиноземистых пород в центральной части провинции. Породы этой свиты, представленные Ку- и Cs-эклогитами, алккремитами и комплементарными образованиями нижней коры – эклогитоподобными породами с кианитом и корундом присутствуют в трубке Удачная и других трубках центрального Далдыно-Алакитского района провинции (см.табл. 1) и совершенно отсутствуют или очень редки в южных или северных полях.

Следует подчеркнуть, что согласно минеральному составу и химизму мантийных пород основного и ультраосновного состава, а также данным по распределению примесных элементов, ксенолиты из трубок центральной области провинции четко распределены и дифференцированы на три группы пород: перидотиты, эклогиты и пироксениты [7,35]. Эта закономерность не прослеживается среди ксенолитов из трубок других районов, различия между отдельными группами затушованы и выделенные разновидности пород перекрываются друг с другом.

СОСТАВ СУБКОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ЛИТОСФЕРНОЙ МАНТИИ В РАЗЛИЧНЫХ РЕГИОНАХ КИМБЕРЛИТОВОГО МАГМАТИЗМА

Сравнение и анализ петрографических особенностей и состава мантийных ксенолитов из кимберлитов Якутии и Южной Африки обнаруживает очевидное сходство составов и в ряде случаев почти полную идентичность по набору основных типов мантийных пород основного и ультраосновного состава, присутствующих в отдельных кимберлитовых трубках.

Достаточно полный набор мантийных ксенолитов из кимберлитов приведен уже в первой монографической работе по кимберлитам Сибири [1]. Подобная работа проделана по характеристике и типизации ксенолитов в трубках Южной Африки [см.11 и ссылки внутри].

Эти данные и набор различных типов ксенолитов, в последующем были пополнены находками образцов алмазоносных эклогитов и перидотитов. Как в сибирских, так и

Таблица 1.

Распределение ксенолитов в кимберлитовых трубках по фациям глубинности

Фации глубинности	Породы	Мир	Интернациональная	Айхал	Сытыканская	Удачная	Ботуобинская	Нюрбинская
Шпинель-пироксенитовая	Эклогитоподобные породы		-	-	+	+	+	+
	Слюдиты	-	-	-	+	+	-	+
	Пм-пироксениты	+	-	+	+	-	-	-
	Пм-перидотиты	+	-	-	+	+	-	-
	Пироксениты	+	-	-	+	+	-	-
Шпинель-пироповая	Sp-перидотиты	+	+	+	+	+	+	+
	Gt-пироксениты с Fl	+	+	-	+	+	-	+
	Gt-Пм-перидотиты	+	-	-	+	+	+	-
	Gt-Sp-лгерцолиты	+	+	-	+	+	+	+
	Gt-лгерцолиты	+	+	+	+	+	-	-
Гроспидитовая	Gt-лгерцолиты	+	+	-	+	+	+	-
	Gt -лгерцолиты порфириформ.	+	-	-	+	+	+	-
	Gt -пироксениты порфиров.	+	+	-	-	-	-	-
	Gt - Пм -перидотиты	+	-	-	+	+	-	-
	Гроспидиты, Ку-эклогиты	+	-	-	+	+	+	+
Коэситовая	Хромпироповые дуниты, гарцбургиты, лгерцолиты	+	+	+	+	+	+	+
	Верлиты гранатовые	+	-	-	+	+	-	-
	Лгерцолиты катаклазировав.	+	-	-	+	+	+	-
	Эклогиты биминер.	+	+	+	+	+	+	-
	Cs-эклогиты	+	-	-	+	+	-	-
Алмаз-пироповая	Алмазон. дунит-гарцбургиты	-	-	+	-	+	-	-
	Алмазон. Пм-Gt-лгерцолиты	-	-	-	-	+	-	-
	Алмазоносные пироксениты	+	-	-	-	+	-	-
	Алмазоносные эклогиты	+	-	-	+	+	-	-

Примечание. Таблица составлена в соответствии с классификации мантийных пород по [6].

в южноафриканских кимберлитах были обнаружены редкие и уникальные ксенолиты, такие как гросспидиты, алькремиты, кианитовые эклогиты с коэситом и некоторые другие [7,11]. В целом существует довольно полная идентичность по петрографическому спектру мантийных пород в СКЛМ различных районов кимберлитового магматизма. Следует подчеркнуть, что подобие петрографических типов основных и ультраосновных пород в различных кратонах фиксируется не только на мантийном уровне, но также и для нижней ко

ры и переходной зоны кора-нижняя мантия. Так среди ксенолитов в кимберлитах Далдыно-Алакитского района Якутии широко распространены эклогитоподобные породы, состоящие из клинопироксена, граната и плагиоклаза. Сравнительно редко среди образцов этой зоны встречаются эклогитоподобные породы с кианитом, которые характеризуются в большинстве случаев тонкоиглольчатыми Сrx-Ку-, Pl-Ку-срастаниями. Такие породы описаны в трубках Удачная и Зарница [1,7], а также найдены и исследованы в кимберлитовой трубке Мбуджи-Майя из Южной Африки [14]. Примечательно, что в обоих случаях минералогия и химизм этих пород из трубок далеко удаленных друг от друга провинций аналогичны. Столь же сходны составы минералов и даже распределение редких и примесных элементов в эклогитах из обеих провинций [38], и даже в таких уникальных образованиях как алькремиты.

Мегакристовая ассоциация в кимберлитах Южной Африки представлена ассоциацией $Ol+Orx+Crx+Plm+Phl+Zr$, которая встречается во многих кимберлитовых трубках [22]. Но среди кимберлитов Якутии полный набор всех этих минеральных фаз среди мегакристов найден только в трубке Мир. Циркон отсутствует или крайне редок в трубках Далдыно-Алакитского района, очень малочисленны также находки мегакристов ортопироксена. Последний факт, частично, может объясняться неустойчивостью этого минерала в гидротермальных процессах и его интенсивным замещением вторичными минералами.

ГЕОХИМИЯ И ЭВОЛЮЦИЯ СКЛМ СИБИРСКОГО КРАТОНА

Особенности геохимии вещества субконтинентальной литосферной мантии в районах кимберлит-лампроитового магматизма возможно обсудить и сравнить на основании данных по содержанию и распределению примесных элементов в ксенолитах мафитов и ультрамафитов, а также данным по ассоциации мегакристов. Как было продемонстрировано по результатам протонно-зондовых определений и, частично, по данным лазерной масс спектроскопии (ICPMS) содержание и распределение примесных элементов в ксенолитах эклогитов из трубки Удачная и таких трубок Южной Африки как Монастери и другие весьма близко [38]. Некоторые различия фиксируются в более высокой обогащенности эклогитов из Удачной Sr и Ga и деплетированности гранатов и клинопироксенов по содержанию Y и Zr. Но клинопироксены эклогитов трубки Удачная более обеднены легкими (LREE) элементами и менее радиогенны, чем таковые из эклогитов Южной Африки, а гранаты обогащены LREE [38,40]. Такое различие может объясняться результатом более интенсивного проявления метасоматических процессов в эклогитах из якутских кимберлитов, что отчасти подтверждается петрографическими наблюдениями. Согласно данным ICPMS масс спектроскопии, эклогиты из трубки Удачная можно разделить на три группы различных по концентрации ряда примесных элементов [40]. Подобные данные были получены также для эклогитов из трубок Робертс Виктор и Мбуджи-Майя [14]. Следует подчеркнуть, что эклогиты из трубки Удачная и Робертс Виктор очень похожи как по их петрографии и химизму пород и минералов, так и по геохимическим характеристикам.

Существует относительно небольшое количество данных по содержанию и распределению примесных элементов в различных типах ультрамафитовых ксенолитов **ИЗ** кимберлитов Якутии. Исходя из этого, предпринята попытка обсудить особенности геохимии ультрамафитов на основании данных которые получены в результате исследования Re-Os систематик сульфидов из мегакристов оливина из трубки Удачная.

**RE-OS ИЗОТОПНЫЙ АНАЛИЗ ВКЛЮЧЕНИЙ СУЛЬФИДОВ
В ОЛИВИНАХ ИЗ КИМБЕРЛИТОВ ТРУБКИ УДАЧНАЯ**

Как показывает обзор геологической литературы, за последние годы весьма существенно развилась аналитическая аппаратура для исследования вещественного состава и минералогии руд и, в первую очередь, их геохимических особенностей. Это весьма убедительно продемонстрировано на последней Международной кимберлитовой конференции, состоявшейся в Кейптауне в 1998 году, где впервые был дан ряд примеров использования новейших ионных зондов типа SHRIMP, а также ICPMS с лазерными приставками для датировки возраста пород, в том числе ксенолитов из кимберлитов, а также алмазов с использованием Re-Os изотопии.

Os и другие высоко сидерофильные элементы в породах основного и ультраосновного состава концентрируются в сульфидных минералах. Это является предпосылкой для определения изотопного состава Os и, соответственно, оценки возраста сульфидов и включающих их пород или минералов [8, 25-30].

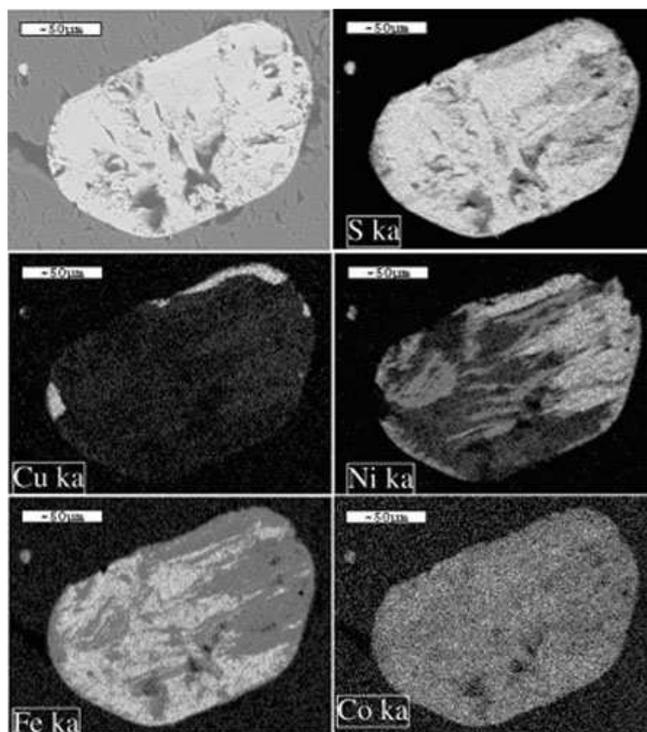


Рис.1. Сульфидное включение в оливине из трубки Удачная, представленное срастанием высоконикелевого и высокожелезистого M_{SS} . Изображения в обратно-рассеянных электронах и лучах Ni, Fe, Co.

Возможность датировки возраста единичных зерен сульфидов, содержащихся в виде включений в алмазах и оливинах, а также других минералах, с использованием плазменного масс спектрометра, связанного с лазерным микрозондом (LAM), побудили нас провести комплексные исследования сульфидов, содержащихся в виде включений в мегакристах оливина из кимберлитовой трубки Удачная. С этой целью были просмотрены оливины крупностью +4 мм из концентрата трубки Удачная, и было отобрано около 100 зерен, содержащих вероятные сульфидные включения. После изготовления эпоксидных шашек,

содержащих оливины с предполагаемыми включениями и ряда скрупулезных операций по выведению сульфидов на поверхность и приполировок, было подготовлено более 70 зерен оливинов с включениями сульфидов для последующих исследований Re-Os систем и изотопных соотношений.

Содержащиеся в виде включений сульфиды, предварительно, были изучены на предмет соотношения в них различных сульфидных фаз с использованием сканирования

Таблица 2

Составы включений сульфидов в макрокристаллах оливина из трубки Удачная

Модальные анализы (нормализованные к 100%)									
		Pentlandite		Ni-rich MSS		Fe-rich MSS		Chalcopyrite	
		от-до	Среднее	от-до	Среднее	от-до	среднее	от-до	среднее
Группа 1	n=6	6.9-54.5	27.8	17.9-45.7	29.5	9.5-65.8	37.5	1.3-13.2	5.3
Группа 2	n=8	7.3-38.2	21.5	15.1-41.1	30.1	15.9-69.8	41.4	2.5-16.5	6.9
Группа 3A	n=5	7.1-29.9	25	19.3-48.4	33.4	18.0-51.1	35.6	0.4-13.3	5.5
Группа 3B	n=5	6.4-22.0	10.9	18.4-55.7	34.7	37.1-85.1	51.7	0.7-16.7	5
Группа 3C	n=10	12.0-30.2	19.9	27.5-49.0	36.2	18.4-50.9	34.5	2.8-23.9	9.5
Анализы минералов (среднее)									
		Co	Fe	Ni	Cu	Zn	S	O	Сумма
Pentlandite	n=20	0.76	27.2	38.6	0.08	0.03	32.4	0.67	99.8
Chalcopyrite	n=20	0	30	0.6	34.2	0.01	34.8	0.47	100
Ni-rich MSS									
Группа 1	n=7	0.59	39.1	20.6	0.01	0.01	39.3	0.45	99.9
Группа 2	n=6	0.54	38.6	20.4	0.03	0.01	39.1	0.61	99.3
Группа 3A	n=3	0.56	38	21	0.04	0.02	39	0.68	99.3
Группа 3B	n=3	0.44	40	19.3	0.03	0.01	38.1	0.54	98.3
Группа 3C	n=12	0.5	39.9	19.5	0.02	0.02	38.9	0.74	99.4
Fe-rich MSS									
Группа 1	n=6	0.11	51.2	8.5	0.01	0.01	38.4	1.56	99
Группа 2	n=7	0.12	50.1	9	0.05	0.01	38.7	0.79	98.7
Группа 3A	n=4	0.08	52.9	6.7	0.06	0.01	39.3	0.47	99.5
Группа 3B	n=1	0.04	55.6	3.1	0.02	0.03	38.6	0.27	97.7
Группа 3C	n=7	0.16	50.8	9.1	0.01	0.01	38.6	0.37	98.9
Средние рассчитанные составы сульфидных включений									
		Co	Fe	Ni	Cu	Zn	S	O	Сумма
Grp.1	n=6	0.46	43.6	16.2	0.66	0.02	38.4	0.39	99.8
Grp.2	n=7	0.4	40.6	18.3	1.96	0.01	37.5	0.55	99.3
гр.3A	n=3	0.31	42.6	16.8	2.24	0.02	36.9	0.63	99.5
Grp.3B	n=3	0.25	44.1	14.1	2.38	0.01	37.6	0.61	99
р.3C	n=8	0.49	38.5	18.9	3.37	0.03	37.3	0.66	99.3

рен в лучах Mg, Fe, Ni, Cr и других элементов, а также был исследован химический состав различных фаз. Анализ основных элементов сульфидных фаз был выполнен на мик розонде SAMEBAH SX50 в центре GEMOC Университета Маквора с использованием натуральных и синтетических стандартов. Модальный анализ был рассчитан с использованием RockMAS программного обеспечения по данным X-гау изображений сульфидных фаз (Achtuberg, 2000). Как показали данные этих исследований, все включения представлены полифазными сульфидами, состоящими из Fe-Ni моносульфидных твердых растворов с

Таблица 3

Избранные Re-Os анализы сульфидов в оливинах из трубки Удачная

Образец	¹⁸⁷ Os/ ¹⁸⁸ Os	¹⁸⁷ Re/ ¹⁸⁸ Os	ppm Os	ppm Pt	Os/Pt	T(RD)	T(MA)	%Fo в Ol	Группа
Ud-OI-1	0.10573	0.00638	650	115	5.7	3.096	3.144	91.5	2
Ud-OI-2	0.10696	0.02390	150	10	15.0	2.921	3.101	92.4	1
Ud-OI-3	0.10487	0.00076	550	110	5.0	3.218	3.224	93.3	2
Ud-OI-4	0.10559	0.00553	240	15	16.0	2.991	3.031	92.5	1
Ud-OI-5	0.12004	0.13828	15	15	1.0	1.031	1.564	93.2	3C
Ud-OI-6	0.10768	0.01092	400	145	2.8	2.819	2.895	92.6	2
Ud-OI-7	0.10862	0.03333	30	5	6.0	2.685	2.921	92	3B
Ud-OI-9	0.10955	0.01845	60	30	2.0	2.552	2.672	92.6	3A
Ud-OI-9-2	0.10614	0.00452	67	0.3	256.0	3.038	3.071	92.6	1
Ud-OI-14	0.10560	0.00282	151	5	28.4	3.114	3.136	91.8	1
Ud-OI-16	0.12022	0.04319	50	70	0.7	0.935	1.047	92.1	3A
Ud-OI-17	0.11010	0.05339	350	220	1.6	2.473	2.843	93	2
Ud-OI-19	0.10663	0.03440	56	6	9.0	2.968	3.238	93	3B
Ud-OI-20	0.10554	0.00738	2600	325	8.0	3.123	3.180	91.7	2
Ud-OI-21	0.11254	0.04057	3	0.3	10.0	2.122	2.356	92.9	3B
Ud-OI-22	0.11464	0.09657	85	15	5.7	1.818	2.382		3B
Ud-OI-23	0.10894	0.05163	111	7	14.9	2.639	3.018		
Ud-OI-24	0.11179	0.05973	530	140	3.8	2.230	2.611	90.3	2
Ud-OI-26	0.11147	0.02150	10	0.5	20.0	2.276	2.402		3B
Ud-OI-27	0.10754	0.01415	330	20	16.5	2.839	2.940	92.6	1
Ud-OI-28	0.11596	0.07975	135	150	0.9	1.627	2.023	92.8	3A
Ud-OI-29	0.12779	0.21020	5	1.5	3.3	Neg	neg	92.5	3C
Ud-OI-30	0.11366	0.00160	2750	2000	1.4	1.960	1.968		2
Ud-OI-31	0.11005	0.03121	2800	575	4.9	2.480	2.684		2
Ud-OI-32-2	0.11194	0.05757	81	58	1.4	2.208	2.570		3A
Ud-OI-33	0.10506	0.00251	130	5	26.0	3.191	3.210		1
Ud-OI-34	0.13101	0.22172	40	5	8.0	Neg	neg	93.9	3B
Ud-OI-35	0.11504	0.10994	150	40	3.8	1.760	2.410	92.6	3A
Ud-OI-36	0.10414	0.01583	2100	365	5.8	3.321	3.453	93	2
Ud-OI-36-2	0.10739	0.00809	600	5	120.0	2.860	2.917	93.3	
Ud-OI-37-2	0.10871	0.03481	450	105	4.3	2.672	2.919	92.6	2
Ud-OI-39	0.15439	0.56046	6	6	1.0	Neg	9.560		3C
Ud-OI-40	0.10531	0.01570	440	265	1.7	3.155	3.280	91.4	2
Ud-OI-43	0.14130	0.36923	15	20	0.8	Neg	neg	93	3C
Ud-OI-44	0.11781	0.01948	5	0.5	10.0	1.357	1.426	93.2	3B
Ud-OI-46	0.12039	0.13813	525	250	2.1	0.979	1.486	91.1	2
Ud-OI-47	0.11615	0.08074	125	50	2.5	1.599	1.995		3A
Ud-OI-48	0.10724	0.00382	20,000	6000	3.3	2.881	2.908	92.9	2
Ud-OI-49	0.11363	0.09887	150	130	1.2	1.965	2.592	92.7	3A
Ud-OI-50	0.10697	0.00338	4000	2500	1.6	2.920	2.944	93.1	2
Ud-OI-51	0.11000	0.04204	430	1600	0.3	2.488	2.771	93.1	2
Ud-OI-52	0.10541	0.01629	430	5	86.0	3.141	3.270	90.5	1
Ud-OI-55	0.23078	1.02310	15	7	2.1	Neg	9.273	94.5	3C
Ud-OI-57	0.13043	0.21554	60	12	5.0	Neg	neg	93.1	3B
Ud-OI-58	0.11067	0.02580	250	20	12.5	2.390	2.551		1
Ud-OI-61	0.40926	4.68630	2	2	1.0	neg	3.855	92.7	3C
Ud-OI-62	0.11794	0.11259	140	10	14.0	1.338	1.851	91.6	1
Ud-OI-63	0.10405	0.01723	950	180	5.3	3.334	3.479	91.5	2
Ud-OI-67-2	0.11097	0.05979	180	20	9.0	2.348	2.749	93	
Ud-OI-67-3	0.10781	0.04540	144	28	5.2	2.8	3.147	93	3A
Ud-OI-67-4	0.10872	0.06115	225	46	4.8	2.67	3.137	93	3A

различным соотношением никеля и железа, а также содержащих редкие блоки пентландита и в отдельных случаях тонкие каймы халькопирита и исключительно редко джерфширита. В целом, можно выделить пять групп включений сульфидов в оливинах, которые отличаются частично по фазовому составу, а также по содержанию примесных элементов и по Re/Os отношениям. Типичные структура и распределения фаз приведены на рис.1. В табл. 2 даны содержания элементов в основных сульфидных фазах, включая два различных типа моносульфидных твердых растворов – высоконикелистый и высокожелезистый. Определение состава основных элементов в сульфидных фазах осуществлялось на микрозонде, а исследование примесного состава сульфидов на ICPMS с лазерной приставкой. Следует отметить, что определение примесного состава сульфидов производилось после определения содержания и соотношений изотопов Re/Os, что было возможно только в случае неполного уничтожения сульфидов при их переводе в плазменное состояние для измерения Re/Os концентраций. Предварительно был изучен состав оливинов, содержащих включения сульфидов, с использованием микрозонда CAMEBAX SX50, результаты изучения которых показали, что вариации состава оливинов как по магнетиальности, так и по другим примесным элементам незначительны. В целом магнетиальность изученных оливинов варьирует в пределах 90-94 (табл.3).

Измерение изотопных соотношений Re-Os осуществлялось *in situ* с помощью лазерного микрозонда (LAM) соединенного с мультиколлектором (MC)-ICPMS. Аналитическая процедура для Re-Os изотопного анализа описана в работе Н. Пирсона с со-авторами [28]. Анализы были выполнены с помощью лазерного микрозонда Merchan-tek LUV 266 с модифицированной решеткой возбуждения, соединенного с Nu плазменным мультиколлектором ICPMS. Все возбуждения были осуществлены с использованием He как газа-носителя. Энергия лазера составляла 1-2 мВ/пульс и типичный диаметр воронки был 50-80 микрон. Счетчики ионов были калиброваны относительно чашек Фарадея и друг с другом, используя двухцикличный анализ стандартного раствора Os. Точность метода в деталях описана в статье [28]. При идеальных условиях (т.е. сульфиды ≥ 50 микрон в диаметре и содержат ≥ 40 ppm Os), внутренняя точность для $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ составляет 0.1-0.3%; для меньших зерен сульфидов или с низким содержанием Os (<5-10 ppm), обычная точность равна 1-2%. Повторные анализы (n=22) стандартов с содержанием 25 ppb Os дали внутреннюю воспроизводимость $\pm 0,00021$ (2sd).

Во время проведенных исследований содержания Os и Pt определялись сравнением интенсивности сигнала образца к таковому в PGE-A стандарте. Оценка стандарта и сравнительная характеристика осуществлялась после абляции и съемки спектра каждые 6^{ти} образцов сульфидов. Необходимо подчеркнуть, что точность данных лимитируется вариациями условий абляции (возбуждения), отсутствием внутреннего стандарта, возможной небольшой неоднородностью состава используемого изотопного стандарта. Следует отметить, что существует эффект самородка в распределении Pt внутри сульфидных включений, т.е. его высокой концентрации, несвязанной с фазовым составом и лишь отчасти приуроченной к периферийным частям включений. Несмотря на неточности в определении абсолютных содержаний Os, представляется, что отношение Os/Pt представительно для образца в целом и отношение Re/Os находится в пределах точности 10% [17].

Отдельные зерна сульфидов, которые не были полностью уничтожены во время Re-Os анализа, были переполнены и проанализированы на предмет определения примесных элементов с использованием лазерного микроскопа, соединенного с 500 ICPMS, в соответствии с методикой, описанной О.Алардом и др. [8]. В качестве внешних стандартов были использованы гомогенный образец PGE-A (платиновых элементов) и стандартизированное стекло NIST 610. Вследствие большой разницы между используемыми матрицами, концентрации элементов, полученные с использованием стандарта стекла рассматри-

ваются как полуколичественные. Распределение примесных элементов в сульфидах отдельных групп дано в табл.2.

Результаты LAM-MC-ICPMS анализов отдельных представительных включений сульфидов показывают широкие вариации в содержании осмия, а также отношений Os/Pt и Re/Os (см. табл.3). Диаграмма в координатах Os/Pt и Re/Os к содержанию Os показывает, что среди сульфидов можно выделить пять популяций [17]. Группа 1 имеет высокое содержание Os (67-600 ppm, среднее 225ppm), высокое отношение Os/Pt и низкое Re/Os-ое отношение (среднее=0.0006). Группа 2 имеет наиболее высокое содержание Os (320 ppm-2%, среднее 2080 ppm), низкие отношения Os/Pt (средние 3.3) и Re/Os (среднее=0.0007). Группа сульфидов 3А имеет низкое содержание Os (40-225 ppm, среднее=112), низкое отношение Os/Pt (среднее 1.1) и в большинстве случаев высокое Re/Os. Сульфиды группы 3В также имеют относительно низкие содержания Os (3-85 ppm, среднее=33 ppm), но высокое отношение Os/Pt (среднее 9.5) и неоднородное бимодальное распределение Re/Os. Группа сульфидов 3С имеет очень низкое содержание Os (среднее≈8 ppm), низкое Os/Pt-отношение (среднее 1.1) и высокое Re/Os.

Модальный анализ и реконструкция общего состава были рассчитаны только для части включений, которые были отполированы приблизительно наполовину. Несмотря на это, фиксируются широкие вариации составов, вероятно, отчасти за счет секционного эффекта (т.е. глубины полировки), что в первую очередь относится к распределению халькопирита и пентландита. Однако некоторые различия в общем составе сульфидов из различных групп достаточно определены. Сульфиды группы 1 имеют более низкие Ni и Cu, чем группы 2. Сульфиды группы 3 имеют более высокие содержания Cu. Наиболее низкое содержание Fe среди сульфидов группы 3С. Группа 3А сульфидов имеет самое низкое содержание S. Существует только очень слабая корреляция между выделенными группами включений сульфидов и составом включающих их оливинов. Большинство сульфидов в менее магнезиальных оливинах ($\geq F_{092}$) принадлежат к группам 1 и 2. Все сульфиды группы 3В встречаются в оливинах с содержанием форстеритового компонента $\geq 92,9\%$.

Данные LAM-ICPMS по примесным элементам в сульфидах показывают широкую корреляцию с содержаниями Os и Os/Pt-отношением, полученными в результате LAM-MC-ICPMS анализов, особенно для сульфидов, в которых Pt не приурочена к определенным зонам, что подтверждает различия и особенности пяти выделенных групп сульфидов. Более детальная характеристика геохимических особенностей сульфидов, содержащихся в виде включений в оливинах из трубки Удачная, приведена в подготовленной к печати публикации [17].

Результаты изотопных определений Re и Os для отдельных зерен сульфидов из оливинов обнаруживают достаточно широкий разброс значений (см. табл.3). Модельные возраста T_{RD} и T_{MA} для большинства сульфидов группы 1,2 и 3А составляют >2.5 Ga (млрд. лет); усредненные неточности по $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ и $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$ составляют ± 0.1 Ga. Некоторые сульфиды в группах 3А и 3В дают фанерозойские модельные возраста, но большая часть этих сульфидов и почти все из группы 3С имеют отношение $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ выше современных значений CHUR и, следовательно, дают негативные модельные возраста. Отдельные сульфидные включения имеют $\text{Re}/\text{Os} < \text{CHUR}$ и поэтому также дают негативное T_{MA} -модельные возраста, но некоторые имеют высокий Re/Os и дают модельные возраста T_{MA} варьирующие от 3.9 до 11.6 Ga. Негативные модельные возраста демонстрируют присутствие неподдерживаемого радиогенного осмия в сульфидах и требует, по меньшей мере, двухстадийной эволюции, с вовлечением компонента находившегося ранее в резервуаре с $\text{Re}/\text{Os} < \text{CHUR}$. Спектр модельных возрастов, которые могут рассматриваться как достаточно разумные с геологической точки зрения (т.е. 0-4.5 Ga) приведен на рис. 2.

Следует отметить, что 5 сульфидных включений были достаточно велики, что-бы осуществить повторный анализ состава изотопов Os после переполровки. Более высокие

отношения Re/Os и $^{187}\text{Os}/\text{Os}^{188}$ в периферийных зонах сульфидных включений свидетельствуют о концентрации Re во внешних каймах. Можно полагать, что изотопная гетерогенность в больших зернах сульфидов отражает внедрение радиогенного ^{187}Os в их каймы вследствие перераспределения и диффузии.

Среди приготовленной партии оливинов с включениями десять мегакристов оливина содержали мультивключения сульфидов, в большинстве случаев, представленных 2-мя близкими по составу индивидуумами. В некоторых образцах они оказались сходны и по изотопному составу, но в ряде случаев внутри единичных зерен оливина сосуществовали сульфиды различных групп, которые имели также и различный модельный (T_{MA}) возраст.

Следует подчеркнуть, что в большинстве случаев комбинации полисульфидных включений в единичных зернах оливина не дают Re-Os-вой изохроны с правдоподобными возрастными и корректными отношениями. Это убедительно доказывает то, что включения представляют собой различные генерации сульфидов, инкапсулированные в одном зерне оливина. Однако в 3-х включениях с высоким содержанием Os сульфиды в одном и том же мегакристе оливина дают изохронный возраст 2786 ± 890 Ma, который вероятно свидетельствует о когенности этих сульфидов, принадлежащих к различным группам (3А и 3С).

Полученные данные по оценке Re-Os систематики сульфидов в мегакристах оливина из трубки Удачная весьма неоднозначны. Эти результаты, в первую очередь, поднимают вопрос о том, какие модельные возраста, полученные по сульфидам, в действительности отражают этапы деплетирования мантии. Неподдерживаемый высокий радиогенный Os многих сульфидов группы 3 требует привлечения процессов мультистадийной эволюции и их существование указывает на то, что другие образцы также могут иметь сложную историю, хотя и отражают правдоподобные возраста. Чтобы ответить на этот вопрос и выработать критерии корректной интерпретации модельных возрастов целесообразно обсудить возможные механизмы образования сульфидов.

Сульфиды, включенные в оливинах и исследованные нами, вероятно, не кристаллизовались внутри кристаллов оливинов одновременно с ростом последних. Это несомненно, по крайней мере для части из них. Можно полагать, сульфидный расплав мог проникать в кристаллы оливина вдоль трещин и кристаллизоваться в виде M_{SS} или других сульфидных фаз. Присутствие более чем одной генерации сульфидов в нескольких анализированных зернах свидетельствует, что после захвата древних остаточных M_{SS} (группы 1,2) мог происходить процесс более позднего внедрения сульфидных расплавов вдоль границ зерен и по трещинам с последующей кристаллизацией M_{SS} и, в первую очередь, образования кайм халькопирита. Сульфиды, образовавшиеся в результате поздних реакций, вероятно, могут быть диагностируемы по высокому содержанию Cu в них и по высоким Re/Os отношениям.

Сопоставление значений модельных возрастов T_{MA} и отношений Re/Os для сульфидов из оливинов выявляет их заметную отрицательную корреляцию [17], в то время как простое добавление Re должно обуславливать позитивную корреляцию для образцов с $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os} < \text{CHUR}$. Такая положительная корреляция установлена для полученных по породам Re-Os данных для ксенолитов перидотитов из Сибири и Юж-ной Африки [25,30]. Негативная корреляция, наблюдаемая для свиты сульфидов из оливинов Удачной, говорит о том, что многие сульфиды с повышенным Re/Os отношением должны были претерпеть дополнительный привнос как радиогенного Os, так и Re. Возможным источником этих компонентов могут быть эклогиты или продукты их плавления, поскольку работами Г.Пирсона и других показано [25-27,29,30], что подобные высокие Re/Os отношения и очень радиогенный Os зафиксированы во включениях сульфидов эклогитового парагенезиса в алмазах. Даже если небольшие объемы расплавов будут производиться при частичном плавлении эклогитов, в течение сотен миллионов лет после их образования, они мо-

гут проникать в окружающие их перидотиты и преобразовывать существовавшие ранее сульфиды. Вероятно, таким образом эволюционировала часть сульфидов групп 3В, 3С.

Если подобная модель интерпретации Re-Os систематики сульфидных включений в оливинах Удачной является корректной, то отсюда вытекает вывод, что только сульфиды с низким Re/Os дают реальные T_{MA} модельные возраста. Проведенное моделирование Re-Os систематик показывает [17,28], что любые остаточные M_{SS} , полученные при плавлении мантийного перидотита, должны иметь отношение $Re/Os < 0.002$ и $(^{187}Re/^{186}Os < 0.08)$. Если мы примем эти значения как удовлетворяющие условиям первичности включений сульфидов или еще более консервативную отбраковку полученных данных со значениями отношений $^{187}Re/Os^{188} = 0.07$, то получим соответственно наиболее реальные данные. Спектр распределения модельных возрастов (T_{MA}) отбракованных значений проанализированных значений сульфидных включений из оливинов приведен на рис. 2.

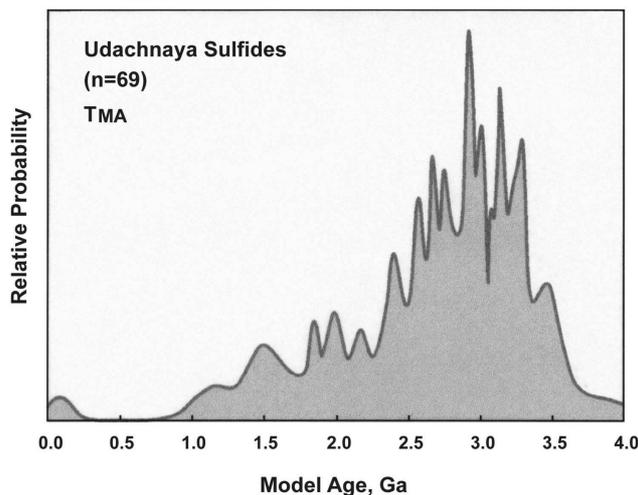


Рис. 2. Обобщенная спектр-диаграмма модельных (T_{MA}) возрастов сульфидных включений в оливинах из трубки Удачная

Как следует из анализа этих данных, большая часть сульфидных включений и, соответственно, содержащих их оливинов имеет модельный возраст > 3.0 Ga. Эти данные достаточно хорошо коррелируются с Re-Os датировками по ксенолитам перидотитов из Удачной, которые получены Г. Пирсоном с соавторами [25]. Они согласуются также с данными для 5-ти сульфидных включений из алмазов трубки Удачная, модельный возраст (T_{MA}) которых варьирует в пределах 2.93-3.37 Ga [27], что в свою очередь согласуется с возрастными данными для большинства данных по сульфидам с низким Re/Os в оливинах. Следует отметить также наличие пика в распределении T_{MA} возрастов отвечающего значению в области 2.9 Ga (см. рис.2). Имеющиеся петрологические свидетельства позволяют увязывать его с окончанием событий формирования литосферы Сибирского кратона, согласно данным работы [5], соответственно, и литосферы всей кимберлитовой провинции. Более детальные сведения по методике исследования, а также данным Re-Os систематики сульфидных включений в оливинах из трубки Удачная и их интерпретации приведены в публикации [17].

В заключение, следует отметить, что полученные результаты однозначно указывают на ксеногенное образование всех мегакристов оливина за счет дробления мантийных перидотитов. Таким образом, вероятно, только оливины 2-й генерации в кимберлитах труб-

ки Удачная могут быть производными кимберлитовой магмы. Есть все основания полагать, что это положение справедливо и для всех других кимберлитовых трубок, как Якутии, так и других районов, а это в свою очередь является дополнительным подтверждением ксеногенного происхождения алмазов в кимберлитах. Следует указать, что сравнительные результаты определения Re-Os систематики сульфидных включений в оливинах и породах отдельных кратонов обнаруживают различия в распределении модельных возрастов их образования и, таким образом, свидетельствуют о различии в эволюции СКЛМ алмазоносных провинций, в частности Сибирского и Каапваальского кратонов [15].

ЧАСТИЧНОЕ ПЛАВЛЕНИЕ В КСЕНОЛИТАХ ОСНОВНОГО СОСТАВА

Повсеместно, в кимберлитовых трубках всех провинций, ксенолиты мантийных пород содержат свидетельства проявления в них процессов частичного плавления и метасоматоза [7,12,41,42 и др.]. Установлено широкое развитие процессов изменения глубинных пород, приводящее к преобразованию их первичных структур и исходных минеральных парагенезисов [7 и др.]. Продукты частичного плавления наиболее распространены в ксенолитах эклогитовой серии, в том числе алмазосодержащих, занимая часто до 30% и более объема пород. Они развиты между зернами породообразующих минералов, иногда образуют секущие прожилки; представлены микролитами плагиоклаза, авгита и шпинели в девитрифицированном или нераскристаллизованном стекле. В составе их встречаются ромбический пироксен, амфибол и флогопит; в кианитовых эклогитах в составе фаз межзернового интерстициального расплава отмечены кварц, корунд и муллит [7]. Одновременно с межзерновым плавлением наблюдается остеклование - "аморфизация" первичного омфациита, в отдельных случаях аморфизации подвергается гранат [7, 37]. От ксенолита к ксенолиту варьируют как степень частичного плавления, так и модальное содержание раскристаллизованных фаз (табл. 4). Химизм первичных минералов эклогитов достаточно

Таблица 4.

Модальные составы эклогитов и продуктов частичного плавления из трубки Удачная

Образец	Модальный состав эклогитов				Модальный состав продуктов частичного плавления							
	Gt	Cpx	Ky	Prt/ml. product	Cpx	Pl	Sp	Glass	Opx	Q+K-Fldsp	Cd+Mull	Amph+Phlog
U-2045	59.5	26.7	-	13.8	83.8	1.8	12.8	1.6	-	-	-	-
U-2110	67.6	8.7	-	22.8	-	19.7	25.3	-	54.2	-	-	-
U-720	37.3	44.6	-	18.1	54.6	20.5	9.5	-	2.8	-	-	10.4
U-26	32.8	49.4	0.9	16.9	66.9	21.9	11.2	+	-	-	-	-
U-9	46.7	42.7	1.1	9.5	42.4	30.7	9.4	17.5	-	-	-	-
U-1	28	30.9	8.4	32.7	43	+	8.4	13.1	-	12.2	12.9	2.5
U-947	25.5	47.8	4.8	21.9	31.6	+	1.3	43.2	-	23.3	+	0.9
U-820	34.6	30.1	1.3	34	35.9	+	5.1	12.8	-	25.6	15.4	5.2
U-228	17.9	22.6	3.5	56	9.5	-	9.1	10.4	+	1.7	3.5	65.8

+ минерал присутствует в виде единичных зерен.

хорошо известен, поэтому, в первую очередь целесообразно охарактеризовать вторичные минералы образовавшиеся в результате раскристаллизации частичного расплава.

Таблица 5.

Представительные составы минеральных фаз продуктов частичного
плавления в ксенолитах эклогитов из трубки Удачная
Микрозондовые анализы первичных омфацитов в эклогитах

	1 U-26	2 U-720	3 U-9	4 U-388	5 U-947	6 U-2290	7 Ud-45	8 Ud-161	9 Ud-200
SiO ₂	55.56	56.45	55.3	57.08	56.21	56.46	56.24	56.56	56.36
TiO ₂	0.21	0.29	0.23	0.17	0.3	0.22	0.35	0.47	0.46
Al ₂ O ₃	17.4	12.31	14.83	13.24	16.52	16.88	11.12	10.66	9.21
Cr ₂ O ₃	0.04	0.05	0.05	<0.03	0.06	0.05	<0.03	<0.03	<0.03
FeO	2.52	2.15	2.82	1.83	1.98	1.77	4.72	4.78	4.86
MnO	<0.03	0.02	<0.03	<0.03	-	0.01	<0.03	<0.03	<0.03
MgO	5.63	8.56	7.05	8.35	5.8	6.56	8.5	9.16	10.54
CaO	10.06	12.14	13.12	13.24	10.06	9.98	11.55	12.26	12.56
Na ₂ O	7.72	6.95	4.02	6.51	8.88	8.04	6.73	6.56	5.88
K ₂ O	0.03	0.15	0.07	-	0.22	0.03	-	-	-
Сумма	99.20	99.07	97.52	100.48	100.03	100.00	99.27	100.51	99.93

1-2 – биминеральные эклогиты, 3, 5-6 – Ку- эклогиты, 4, 7-9 – алмазоносные эклогиты

Зондовые анализы пироксенов в продуктах частичного плавления

	1 U-26	2 U-9	3 U-720	4 U-388	5 U-947	6 U-2290	7 Ud-45	8 Ud-161	9 Ud-200
SiO ₂	55.89	44.59	54.2	53.33	54.58	55.97	53.21	52.78	54.6
TiO ₂	0.19	0.67	0.38	0.15	0.49	0.26	0.36	0.54	0.46
Al ₂ O ₃	16.71	13.13	4.4	6.15	5.02	14.14	2.21	4.02	2.47
Cr ₂ O ₃	0.03	0.05	0.06	0.16	<0.03	0.03	<0.03	<0.03	<0.03
FeO	2.71	10.49	3.15	2.56	6.81	2.65	6.72	6.29	6.48
MnO	<0.03	<0.03	0.02	<0.03	<0.03	0.02	<0.03	<0.03	<0.03
MgO	6.02	7.02	15.33	14.54	13.6	7.52	15.3	15.24	16.78
CaO	10.64	21.05	20.09	20.69	16.43	12.14	19.78	18.55	17.9
Na ₂ O	4.37	1.16	1.5	0.86	2.78	4.74	1.22	1.37	1.57
K ₂ O	0.1	0.03	0.09	-	-	0.1	-	-	-
Сумма	96.69	98.22	99.22	98.47	99.77	97.57	98.86	98.85	100.32

Вторичные шпинели в продуктах частичного плавления

	1 U-26 Core	2 U-26 rim	3 U-9	4 U-947	5 Ud-114 core	6 Ud-114 rim	7 Ud-161	8 Ud-162 core	9 Ud-162 rim
SiO ₂	0.17	0.15	-	0.25	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
TiO ₂	0.16	0.21	<0.03	0.14	<0.03	<0.03	0.35	0.3	0.17
Al ₂ O ₃	55.55	57.81	63.43	60.09	62.45	61.49	60.74	62.46	63.17
Cr ₂ O ₃	0.18	0.09	<0.03	0.09	0.21	0.16	<0.03	0.73	0.23
FeO	36.07	27.94	17.12	23.25	21.56	23.57	20.08	15.39	16.95
MnO	0.18	0.12	<0.03	0.17	<0.03	0.21	0.16	<0.03	0.21
MgO	8.03	12.26	17.49	14.87	15.97	14.49	16.64	20.43	19.33
CaO	0.08	0.06	-	0.07	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Na ₂ O	<0.03	<0.03	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
K ₂ O	<0.03	0.01	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
сумма	100.49	98.68	98.13	99.93	100.25	99.95	98.00	99.34	100.06

Представительные анализы раскристаллизованных вторичных пироксенов и шпинелей, а также для сравнения первичных омфацитов приведены в табл. 5.

Клинопироксены наиболее распространены среди новообразованных фаз продуктов частичного плавления и представлены ксеноморфными зернами размером 0.01-0.4 мм, иногда ситовидной структуры за счет насыщенности включениями шпинели. Вторичные клинопироксены почти всегда содержат меньше Na_2O (< 3 мас.%) и Al_2O_3 (< 1 мас.%) по сравнению с первичными омфацитами и, следовательно, отличаются более низким содержанием жадеитового компонента, что очевидно при сравнении соответствующих составов (см. табл.5). Они также характеризуются более высоким содержанием магния (12-16 мас.% MgO) относительно первичных омфацитов (8-11 мас.% MgO), при широких вариациях магнезиальности от 70 до 87. В отдельных образцах, пироксены обогащены титаном (до 1.2 мас.% TiO_2). Содержание CaO и FeO в новообразованных пироксенах подобны таковым первичных омфацитов.

В некоторых эклогитах среди вторичных пироксенов могут присутствовать удлиненные призматические кристаллы размером до 0.2мм, обладающие зелено-желтым плеохроизмом. Судя по взаимоотношениям с другими фазами, они образовались на заключительной стадии частичного плавления или метасоматоза. Для них типично высокое содержание Na_2O (≈ 10 мас.%) при исключительно низком содержании Al_2O_3 (<1 мас.%). Эти пироксены отличаются высоким содержанием FeO (около 20 мас.%) и по своему химизму соответствуют пироксенам с высоким содержанием эгиринового минала [$\text{NaFe}^{3+}\text{Si}_2\text{O}_6$]. Подобные пироксены зафиксированы также и среди алмазосодержащих разностей эклогитов. Столь резкое возрастание количества Fe^{3+} указывает на резкое увеличение активности кислорода метасоматизирующего флюида на последней стадии частичного плавления, которое происходит при, несомненно, широком участии водного флюида, что подтверждается присутствием флогопита среди раскристаллизованных продуктов и другими фактами [7,36].

Шпинель как раскристаллизованная фаза частичного расплава представлена зернами размером 0.01-0.02 мм. Она обычно имеет зеленый или зелено-коричневый цвет. Электронно-зондовые анализы показывают, что она варьирует по составу между двумя конечными членами: MgAl_2O_4 и FeAl_2O_4 . Обычно, содержание TiO_2 и Cr_2O_3 менее 0.5 мас.% (см. табл.5), но в некоторых образцах присутствует до 3.5 мас.% Cr_2O_3 . Распространена зональная шпинель как с увеличением, так и уменьшением железистости во внешних каймах (см. табл.5), что свидетельствует о меняющихся условиях протекания процесса частичного плавления в различных образцах.

Стекло развито во многих образцах эклогитов, обычно в интерстициях между раскристаллизованными фазами или образует прожилки. Чаще отмечается в кианитовых эклогитах. Стекло содержит 50-55% SiO_2 и обогащено щелочами, в нем присутствует около 6 мас.% Na_2O , а по содержанию калия можно выделить две группы – больше и меньше 2 мас.% K_2O . Существенные различия в количестве и соотношении щелочей в стеклах отдельных образцов свидетельствуют о неоднородности метасоматизирующих флюидов и, возможно, о различном источнике флюидов.

Теоретически существуют два возможных источника флюидов инициирующих процесс частичного плавления ксенолитов. Различие между ними заключается, в первую очередь, во времени протекания процесса плавления корреспондирующего с глобальным мантийным метасоматозом. Таковыми могут быть: 1) метасоматоз обусловленный воздействием флюидных агентов связанных с кимберлитовой магмой, транспортирующей к поверхности захваченные ксенолиты; 2) предкимберлитовый метасоматоз, обусловленный воздействием метасоматизирующих глубинных флюидов на мантийные породы до захвата их в виде ксенолитов интрузирующей кимберлитовой магмой.

Фактически все мантийные ксенолиты, в той или иной форме подвергнуты воздействию метасоматических процессов на мантийных уровнях до захвата их кимберлитовой магмой. Об этом свидетельствует ряд наблюдений, среди которых отметим основные: 1) эклогиты содержащие признаки интенсивного проявления частичного плавления часто имеют очевидные следы деформации и катаклаза породы, которые не связаны с кимберлитами, а являются результатом тектонических проявлений на мантийных уровнях; 2) хотя процесс частичного плавления более ярко выражен в ксенолитах мантийных пород, он отмечен также и среди коровых ксенолитов; 3) не отмечается какой-либо пространственной связи интенсивности проявления процесса частичного плавления с поверхностью ксенолитов; 4) в ксенолитах присутствуют секущие прожилки продуктов плавления и отмечается две или более стадий развития новообразований; 5) на поверхности некоторых ксенолитов с проявлениями процесса частичного плавления присутствуют каймы, являющиеся результатом взаимодействия с кимберлитовым расплавом; 6) интенсивность частичного плавления однотипных ксенолитов различна внутри отдельных кимберлитовых полей. Основываясь на этих и других факторах, рассмотренных в работе [7], в качестве наиболее вероятного сценария частичного плавления можно полагать, что первоначальная стадия метасоматоза и частичного плавления происходит в мантийных условиях под влиянием флюидных компонентов, которые зарождаются глубоко в мантии и, возможно, ассоциируют с тектоническими событиями и некоторым снижением давления. Не исключено, что заключительные стадии этого процесса близки по времени или связаны с флюидными потоками, предваряющими внедрение кимберлитовых магм.

Эффект метасоматоза на содержание и распределение редких и рассеянных элементов в эклогитах, а также изменение химизма пород и минералов под его воздействием обсуждены в работе [38]. В дополнение следует отметить, что существует пространственная корреляция присутствия в отдельных ксенолитах алмазов, в особенности кубического габитуса с интенсивностью проявления процесса частичного плавления [36,37]. Таким образом, имеется ряд фактов, что с процессами частичного плавления и метасоматоза связано образование отдельных разновидностей алмазов.

Так как имеются петрологические доказательства сочетания частичного плавления с мантийным метасоматозом [7 и ссылки внутри], ясно, что метасоматические процессы могут определять геохимическую специализацию мантии и усиливать ее гетерогенность. Как было продемонстрировано, при сравнении петрохимических особенностей эклогитов из различных трубок [7,35], в процессе частичного плавления происходит существенное возрастание в эклогитах содержания К и Rb, изменение отношений закисного и окисного железа. Существует ряд доказательств, в том числе характер хондрит-нормированного распределения РЗЭ в эклогитах [20,40], о тесной связи частичного плавления с глобальным метасоматозом и взаимосвязи последнего с тектоническими процессами в мантии. Обогащенность отдельными литофильными и тугоплавкими элементами гранатов и клинопироксенов в эклогитах из трубки Удачная, подверженных интенсивному частичному плавлению, зафиксирована нами по данным протонно-зондового и ICPMS анализов распределения примесных элементов в минералах ксенолитов [38,40].

Поскольку в ксенолитах эклогитов из различных трубок частичное плавление имеет неодинаковую интенсивность [7,35], следовательно, масштабность развития данного процесса усиливает гетерогенность вещества в различных областях платформы.

МЕТАСОМАТОЗ УЛЬТРАОСНОВНЫХ КСЕНОЛИТОВ

Многие ксенолиты мантийных перидотитов из якутских кимберлитов содержат очевидные признаки проявления в них метасоматоза, в результате которого образованы новые минеральные фазы и который таким образом может рассматриваться как “модаль-

ный” или “явный” метасоматоз согласно [12,13]. Отдельные ксенолиты ультрамафитов, содержащие видимый флогопит или другие метасоматические минералы, найдены во всех хорошо изученных кимберлитовых трубках Якутии [7], но в отличие от данных по метасоматозу ультрасосновных ксенолитов из кимберлитов Южной Африки [12,13,19], систематизированных данных по их распределению в различных трубках не существует.

“Скрытый” метасоматоз менее исследован в ксенолитах ультрамафитов из трубок Якутии. Существуют только отдельные разрозненные статьи с данными по зональности минералов, в первую очередь граната, в Gt-лерцолитах и пироксенитах и редкие данные по содержанию и распределению редких элементов, что указывает на обогащенность пород и минералов при его протекании, в первую очередь легкими редкоземельными элементами [24,32]. Нами проведена систематизация данных по метасоматозу ксенолитов из основных хорошо изученных кимберлитовых трубок, таких как Удачная, Мир и других. На этой основе, предпринята попытка-оценить относительное распределение метасоматизированных пород в различных трубках, соответственно, в различных частях Сибирского кратона, а также интенсивность проявления метасоматических процессов и связанных с ними процессов деформации пород.

Петрографическая оценка и набор данных по химизму пород и распределению редких элементов свидетельствует о том, что ксенолиты ультрамафитов из якутских кимберлитов во многих случаях претерпели метасоматическое обогащение и, в более редких случаях, позднее частичное плавление. Наиболее ярко это выражено во флогопитизации ксенолитов и повсеместной келифитизации гранатов в них. Количество флогопита в ксенолитах варьирует от единичных зерен до 80% от всего объема породы. Флогопиты в ксенолитах обычно высокомагнезиальные с широкими вариациями содержаний TiO_2 , Al_2O_3 , Cr_2O_3 и FeO [7,24]. Помимо силикатных минералов в ксенолитах ультрамафитов распространены сульфиды, которые представлены ассоциацией: пентландит±пирротин±джерфишерит. Взаимоотношения фаз и другие факты свидетельствуют об образовании джерфишерита-калийсодержащего сульфида в процессе метасоматоза [4], что указывает на присутствие калия в составе флюидных компонентов и, вероятно, подвижное поведение серы, по меньшей мере, на одной из заключительных стадий.

Процессы частичного плавления и метасоматоза часто наблюдаются в ортопироксенитах. Раскристаллизованные или частично стекловатые продукты плавления развиты между зернами породообразующих минералов. Кроме этого, они иногда образуют секущие прожилки, полости и гнезда до 10-30 мм в диаметре, занимая в отдельных случаях до 20% первоначального объема породы. В меньшей степени, эти процессы проявлены в ксенолитах перидотитов и метасоматоз здесь выражается, в первую очередь в повсеместной келифитизации граната. Гранатовые перидотиты и другие ультрамафиты многих образцов во всех кимберлитовых трубках подвержены процессам катаклаза и деформации. Это выражается в развитии порфировых и порфирокластических текстур, флюиальности и частичной перекристаллизации оливинового матрикса в ксенолитах из всех трубок. Однако необходимо подчеркнуть, что наиболее распространены ксенолиты с деформационными структурами в Центральном Далдыно-Алаkitском районе провинции и редки среди ксенолитов трубки Мир, а также в трубках северных полей.

Скрытый метасоматоз подтверждается присутствием зональности основных и примесных элементов в гранатах деформированных перидотитов из трубки Удачная и в гранатовых пироксенитах из трубки Мир [7,32]. Некоторые перидотитовые ксенолиты Сибирского кратона имеют уникально экстремальные изотопные характеристики Nd и Os, что свидетельствует о древнем этапе обогащенности несовместимыми элементами [17]. Преобладающий Архейский возраст мантийных ксенолитов из кимберлитов указывает на долговечность СКЛМ под Сибирской платформой и продолжительное взаимодействие коры и мантии. Свидетельством развития скрытого метасоматоза является концентрация

несовместимых примесных элементов в гранатах обогащенных гарцбургитов и гранатовых перидотитов из трубки Удачная, что было установлено данными ICPMS-масс спектрометрии более 10 образцов.

Суммируя результаты исследования метасоматических процессов в ксенолитах ультрамафитов из якутских кимберлитов можно отметить следующие свидетельства: а) модальные метасоматические минералы или обогащение примесными элементами встречается почти во всех разновидностях ультраосновных ксенолитов; б) наиболее характерными признаками модального метасоматоза являются замещение первичных фаз флогопитом, развитие шпинели и других рудных минералов и образование келефитовых кайм. Определение содержания примесных элементов с помощью ICPMS в гранатах и их келефитовых каймах в перидотитах из Удачной свидетельствует о глубинном характере келефитизации [39]; в) другим свидетельством мантийного метасоматоза в ксенолитах ультрамафитов является замещение орто- и клинопироксена водосодержащими и рудными фазами и развитие шаровидных образований частичного плавления, состоящих из новых водных фаз в гранатах крупнозернистых пироксенитов; г) метасоматические процессы синхронизированы или очень близки по времени с этапом деформации мантийных пород; д) согласно Re-Os определениям сульфидных включений в оливинах из трубки Удачная нарушение осмиевой системы магматическими и метасоматическими процессами фиксируется после формирования СКЛМ Сибирского кратона и происходило от 2.8 до 2.0 млрд.лет. Этап мантийного метасоматоза, возможно, один из последних под Сибирским кратоном, с возрастом около 1.8 млрд.лет зафиксирован нами в результате U-Pb датирования циркона с использованием SHRIMPa из метасоматизированного Gt-пироксенита из трубки Удачная (неопубликованные материалы автора); е) процессы метасоматоза и тектонических деформаций более интенсивно проявлены в ксенолитах центральной части (Далдыно-Алакитский район) кимберлитовой провинции.

АЛМАЗЫ

Изучение минералогии включений в алмазах и радиометрические оценки их возраста показывают, что алмазы являются ксенокристаллами в кимберлитах и, следовательно, включения в них являются источником важной информации не только о происхождении алмазов, но и об условиях образования материнских пород в которых они образовались. Вследствие высокой прочности алмаза-хозяина, содержащего включения и возможности детального исследования, как включений, так и самих кристаллов, получаемая информация неопределима и уникальна.

Обсуждая морфологические особенности алмазов, необходимо отметить, что основные морфологические типы кристаллов и разновидности алмазов присутствуют в кимберлитовых трубках всего мира. Однако соотношение определенных разновидностей и спектр морфологии варьирует в различных трубках и особенно различных полях, что достаточно убедительно было показано З.В. Бартошинским на примере кимберлитовых трубок Якутской провинции [2]. С юга на север провинции фиксируется достаточно отчетливая латеральная гетерогенность популяции алмазов. Это объясняется комплементарной латеральной гетерогенностью петрографического состава мантии в пределах провинции, а также резорбцией и растворением алмазов в кимберлитовой магме и, возможно, частично в процессе мантийного метасоматоза [35].

Такое различие в распределении алмазов различного морфологического облика в отдельных трубках характерно и для кимберлитов Южной Африки, например, кубические кристаллы присутствуют в трубке Мбуджи-Майя, где соответственно, распространены и материнские для них породы - кианитовые эклогиты.

Включения в алмазах как из кимберлитов, так и лампроитов повсеместно представлены двумя популяциями - эклогитового и перидотитового парагенезисов. Существует ряд доказательств, что большинство включе-

ний в алмазах являются сингенетическими [3]. Распределение сингенетических включений в алмазах из основных хорошо изученных кимберлитовых трубок Якутии приведено в табл.6, данные заимствованы из работ Н.В.Соболева и Г.П.Булановой [3,6,9,31]. Широко известные данные О.Г.Мейера [21] и соответствующие ссылки из этой работы о распространенности включений в алмазах из кимберлитов Южной Африки показывают схожесть как по распространению эклогитового и перидотитового парагенезисов, так и по составу включенных минералов. Необходимо подчеркнуть, что в большинстве трубок первое место среди включений принадлежит сульфидам. Их роль в процессе образования алмазов до сих пор остается предметом дискуссии, но широкая распространенность сульфидов в алмазах из кимберлитовых и лампроитовых трубок неоспорима [4].

Таблица 6.

Парагенетические ассоциации включений в алмазах из кимберлитов Якутии

Трубки	Эклогитовый	Перидотитовый
Мир	Gt, Cpx, Cs, Po	Ol, Chr, Gt, Cpx, Opx, Mag, Mss
Удачная	Gt, Cpx, Cs, Po	Ol, Chr, Gt, Cpx, Mss, Phl, Pn, Wu, Tae
23-ий съезд КПСС.	Gt, Cpx, Ru, Po	Ol, Mss, Wu, Fe
Юбилейная	Gt, Po	Chr, Gt, Ol, Mss
Зарница	Gt, Cpx, Po	Ol, Chr, Gt, Mss

Сокращения: **Chr**-хромит, **Mag**-магнетит, **Wu**-вюстит, **Tae**-тенит, **Fe**-самородное железо, **Po**-пирротин, **Pn**-пентландит, **Mss**-моносulfидный твердый раствор.

Следует отметить, что за последнее десятилетие были сделаны новые открытия в результате исследований включений в алмазах. В некоторых включениях гранатов обнаружена примесь мейджоритового компонента, среди включений зафиксировано присутствие новых фаз – ферропериклаза и MgSi-перовскита. Эти исключительно редкие минеральные фазы установлены в алмазах из Бразилии, Южной Африки и Канады [18]. Согласно экспериментальным данным, образование подобных фаз возможно только при экстремально высоких давлениях, что свидетельствует о возможности формирования таких включений и, соответственно, содержащих их алмазов на исключительно глубоких уровнях, предположительно, в нижних слоях верхней мантии или даже в нижней мантии. Проблематичен и дискусионен возможный механизм захвата подобных алмазов кимберлитовой магмой, но их присутствие свидетельствует о возможно, более мощной СКЛМ кратонов в областях развития кимберлитового магматизма. Отметим, что, несмотря на детальность исследования включений в алмазах из кимберлитов Якутии, подобные минеральные фазы, исключительно глубинного происхождения, среди них не зарегистрированы. Это свидетельствует о несколько отличном характере формирования и последующей эволюции Сибирского кратона по сравнению с другими. Вероятно, корни континентальных кратонов под районами кимберлитового магматизма Южной Африки и Канады были более мощными, что обеспечило захват алмазами включений с более глубоких мантийных уровней. Подобная точка зрения была проиллюстрирована В.Гриффиным результатами изучения распределения по составу гранатов и других мегакристов в кимберлитах различных кратонов [16]. Вероятно, подобное различие может достаточно легко и логично объясняться с использованием модели воздымающегося плюма, который явился последующим генератором кимберлитовой магмы.

Возраст алмазов определен по составу содержащихся в них силикатных включений, в первую очередь Sm-Nd методом по гранатам или Re-Os – по сульфидам. Существует также ряд Ar/Ar датировок, но мы не обсуждаем эти данные в связи с их широкими вариациями и неадекватностью определений. Наиболее прецизионное определение по циркону выполнено только по одному образцу, вследствие исключительной редкости находок подобных включений этого минерала в алмазах. Для оценки формирования возраста алмазов из различных месторождений нами использованы результаты определения и компилятивные данные Г.Пирсона [23,26,27]. Как показывают обобщенные данные (табл.7), возраст

образования алмазов варьирует, преимущественно, в пределах 2.0-3.3 млрд.лет. Эти оценки и вариации сходны для алмазов из кимберлитов Сибири, Южной Африки и Канады и свидетельствуют о близости временных интервалов образования алмазов в различных провинциях мира, а также указывают на многостадийность процесса формирования алмазов в мантийных породах, что было отмечено при исследовании алмазов в ксенолитах алмазоносных ЭКЛОГИТОВ [36].

Таблица 7.

Компилятивные данные по возрастам включений в алмазах из кимберлитов

Изотопная система	Месторождение		Минерал и парагенезис	
Sm-Nd	Kimberley, SA	Gnts (P-HZ)	Model age (comp)	3300±100
Sm-Nd	Finsch, SA	Gnts (P-HZ)	Model age (comp)	3200±100
Sm-Nd	Finsch, SA	Gnts+Cpx (E)	Isochron (comp)	1580±50
Sm-Nd	Finsch, SA	Gnts (E)	Model age (single di)	1657±77
Sm-Nd	Finsch, SA	Gnts (E)	Model age (single di)	1443±166
Sm-Nd	Finsch, SA	Gnts (E)	Model age (single di)	1824±66
Sm-Nd	Finsch, SA	Gnts (E)	Model age (single di)	2183±182
Sm-Nd	Finsch, SA	Gnts (E)	Model age (single di)	2408±181
Sm-Nd	Finsch, SA	Gnts (W)	Model age (single di)	2111±120
Sm-Nd	Orapa, Bot	Gnts+Cpx (E)	Isochron (comp)	990±50
Sm-Nd	Argyle, Aus	Gnts+Cpx (E)	Isochron (comp)	1580±60
Sm-Nd	Premier, SA	Gnts+Cpx (E)	Isochron (comp)	1150±60
Sm-Nd	Premier, SA	Gnts+Cpx(P-LZ)	I sochron (comp)	1930±40
Sm-Nd	Udachnaya, Ru	Gnts (P-HZ)	I sochron (comp)	2010±60
Sm-Nd	Jwaneng, Bot	Gnts+Cpx (E)	Isochron (comp)	1540±20
U-Pb	Mbuji Mayi, Zaire	Zircon	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U (single di)	628±12
Pb-Pb	Finsch, SA	Sulfides (?)	Pb-Pb model age (comp)	>2000
Pb-Pb	Kimberley, SA	Sulfides (?)	Pb-Pb model age (comp)	>2000
Pb-Pb	Premier, SA	Sulfides (?)	Pb-Pb model age (comp)	~1200
Re-Os	Koffiefontein, SA	Sulfides (P)	Isochron (single di)	68±30
Re-Os	Koffiefontein, SA	Sulfides (E)	Isochron (single di)	1048±120
Re-Os	Udachnaya, Ru	Sulfides (P)	Model age (single di)	3100-3500±300
Re-Os	Udachnaya, Ru	Sulfides (P)	Model age (single di)	3502±100
Re-Os	Wellington, Aus	Sulfides (P)	Model age (single di)	3609±300

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Согласно Re-Os и Sm-Nd датировкам СКЛМ Сибирской платформы была сформирована в Архейское время. Вертикальная и латеральная неоднородности СКЛМ являются результатом первичной дифференциации мантийного вещества и более позднего добавления субдуцированной океанической коры в центральной части платформы, а так-

же последующего преобразования мантии под действием процессов метасоматоза и частичного плавления, обычно синхронизированных с тектоническими деформациями.

В ксенолитах пород основного состава из кимберлитов Якутии, а также и других провинциях мира, в широко проявлены процессы метасоматоза и частичного плавления. В ультраосновных ксенолитах распространены процессы модального и скрытого метасоматоза. Они часто сопряжены с процессами тектонических деформаций мантийных пород и в редких случаях им сопутствует частичное плавление. Эти процессы протекали неоднократно в СКЛМ Сибирского кратона, они более интенсивно проявлены в центральной части кимберлитовой провинции и комплементарны с тектоно-магматическими событиями протекающими в коре.

В районах кимберлит-лампроитового магматизма различных провинций и континентов СКЛМ кратонов была сформирована в Архейское время и мантия сходна по набору петрографических типов слагающих ее пород, а также близки составы и ассоциации пород нижней коры. История и эволюция СКЛМ различных кратонов, а также различных районов внутри кимберлитовых провинций могла быть различной как во времени проявления тектоно-магматических событий, так и в интенсивности развития процессов мантийного метасоматоза, частичного плавления и тектонических деформаций.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бобривич А.П., Бондаренко М.Н., Гневушев М.А. и др. Алмазные месторождения Якутии.- М.:Госгеолтехиздат, 1959.-525 с.
2. Бартоинский З.В. Сравнительная характеристика алмазов из различных алмазоносных районов западной Якутии. Геология и геофизика, 1961, №6, 11 с.
3. Буланова Г.П., Барашков Ю.П., Тальникова С.Б., Смелова Г.Б. Природный алмаз-генетические аспекты. Новосибирск, Наука, 1993. 165 с.
4. Буланова Г.П., Специус З.В., Лескова Н.В. Сульфиды в алмазах и ксенолитах из кимберлитовых трубок Якутии. Новосибирск, Наука, 1990, 120 с.
5. Розен О.М., Серенко В.П., Специус З.В., Манаков А.В., Зинчук Н.Н. Якутская кимберлитовая провинция: положение в структуре Сибирского кратона, особенности состава верхней и нижней коры. Геология и геофизика, 2002, т.43, №1, с. 3-26.
6. Соболев Н.В. Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. Новосибирск, Наука, 1974, 264 с.
7. Специус З.В., Серенко В.П. Состав континентальной верхней мантии и низов коры под Сибирской платформой. М., Наука, 1990, 272 с.
8. Alard O., Griffin W.L., Lorand J.P., Jackson S.E., O'Reilly S.Y. Non-chondritic distribution of the highly siderophile elements in mantle sulfides. Nature, 407, 2000 - P. 891-894.
9. Bulanova G.P., Griffin W.L., Kaminsky F.V., Davies R., Spetsius Z.V., Ryan C.G., Andrew A. and Zharkarchenko O.D. Diamonds from Zarnitsa and Dalnaya kimberlites (Yakutia), their nature and lithospheric mantle source. Proceedings of 7th Int.Kimberlite Conf., Cape Town, 1999, v.2, p.49-56.
10. Bulanova G. P., Shelkov D., Milledge H. J., Hauray E. H. and Smith S. B. Nature of eclogitic diamonds from Yakutian kimberlites: Evidence from isotopic composition and chemistry of inclusions. Proceedings of 7th Intern. Kimberlite Conf., Cape Town, South Africa, 1999, v.1, p.57-65.
11. Dawson J. B. Kimberlites and their xenoliths. Springer-Verlag, Berlin, 1980, 252p.
12. Dawson J.B. Metasomatized harzburgites in kimberlite and alkaline magmas: enriched restites and "flushed" lherzolites in mantle metasomatism, edited by M.A. Menzies and C.J. Hawkesworth. Academic Press, London, 1987, p.125-144.
13. Erlank A.J., Water F. G., Hawkesworth C. J., Haggerty S. E., Allsopp H. L., Rickard R. S., and Menzies M. Evidence for mantle metasomatism in peridotite nodules from kimberlite pipes, South Africa, in Mantle metasomatism, edited by M.A. Menzies and C. J. Hawkesworth. Academic Press, London, 1987, p.221-311.
14. Fadili S. El. and Demaiffe D. Petrology of eclogite and granulite nodules from the Mbuji Mayi Kimberlites (Kasai, Congo): Significance of kyanite-omphacite intergrowths. Proceedings of 7th Intern. Kimberlite Conf., Cape Town, South Africa, 1999, v.1, p.205-213.
15. Griffin W. L., O'Reilly S.Y., Pearson N.J., Beyer E.E., and Spetsius Z.V. In situ Re-Os dating of sulfides in mantle peridotites: new insights into the subcontinental lithospheric mantle. Abstracts of 4th Int. Workshop: Orogenic lherzolites and mantle processes. Samani, Japan, 2002, p. 35-36.

16. *Griffin W.L., Ryan C.G., Kaminsky F.V., O'Reilly S.Y., Natapov L.M., Win T.T., Kimy 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.
17. *Griffin W.L., Spetsius Z.V., Pearson N.J., and O'Reilly S.Y.* In-situ Re-Os analysis of sulfide inclusions in kimberlitic olivine: new constraints on depletion events in the Siberian lithospheric mantle. *Geochem. Geophys. Geosystems*, 2002, subm. 2001.
18. *Harte B., Hutchison M.T., Lee M. and Harris J.W.* Inclusions of (Mg, Fe)O in mantle diamonds. Ext. Abstract of 7th Int.Kimberlite Conf., Cape Town, South Africa, 1999, p.308-310.
19. *Harte B., Winternburn P.A., and Gurney J.J.* Metasomatic and enrichment phenomena in garnet peridotite facies mantle xenoliths from the Matsoku kimberlite pipe, Lesotho, edited by M.A. Menzies and C. J. Hawkesworth. Academic Press, London, 1987, p.145-220.
20. *Ireland T. R., Rudnick R. L and Spetsius Z. V.* Trace elements in diamond inclusions from eclogites reveal link to Archean granites. *Earth Planet. Sci. Letters*, 1994, v.128, p.199-213.
21. *Meyer H.O.A.* Genesis of diamond: a mantle saga. *Amer. Mineral.*, 1985, v.70, p.344- 355.
22. *Mitchell R.H.* Kimberlites: mineralogy, geochemistry, and petrology. New York, Plenum Press, 1986, 442 p.
23. *Pearson D.G.* The age of continental roots. *Lithos*, 1999, v.48, p.171-194.
24. *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.
25. *Pearson D. G., Shirey S. B., Carlson R. W., Boyd F. R., Pokhilenko N. P. and Shimizu N.* Re-Os, Sm-Nd and Rb-Sr isotope evidence for thick Archean lithospheric mantle beneath the Siberia craton modified by multi-stage metasomatism. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1995, v.59, p.959-977.
26. *Pearson D.G., Shirey S.B., Harris J.W. and Carlson R.W.* Sulphide inclusions in diamonds from the Koffiefontein kimberlite, S. Africa: constraints on diamond ages and mantle Re-Os systematics. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1998, v.160, p. 311-326.
27. *Pearson D.G., Shirey S.B., Bulanova G. P., Carlson R.W. and Milledge H.J.* Re-Os isotopic measurements of single sulfide inclusions in a Siberian diamond and its nitrogen aggregation systematics. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1999, v.63, p.703-711.
28. *Pearson N. J., Alard O., Griffin W.L., Jackson S. E. and O'Reilly S.Y.* In situ measurement of Re-Os isotopes in mantle sulfides by Laser Ablation Multi-Collector Inductively-Coupled Mass Spectrometry: analytical methods and preliminary results. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2002, in press.
29. *Shirey S.B., Carlson R.W., Richardson S.H., Menzies A., Gurney J., Pearson. D.G., Harris J.W. and Wiechert U.* Archean emplacement of eclogitic components into the lithospheric mantle during formation of the Kaapvaal Craton. *Geophys. Res. Lett.*, 2001, v.28, p. 2509-2512.
30. *Shirey S.B. and Walker R.J.* The Re-Os isotope system in cosmochemistry and high-temperature geochemistry. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 1998, v.26, p.423-500.
31. *Sobolev N.V., Yefimova E.S. and Koptil V.I.* Mineral inclusions in diamonds in the northeast of the Yakutian diamondiferous province. Proceedings of 7th Int.Kimberlite Conf., Cape Town, 1999, v.2, p.318-322.
32. *Sobolev V.N., Taylor L.A., Snyder G.A., Sobolev N.V., Pokhilenko N.P. and Kharkiv A. D.* A unique metasomatized peridotite from the Siberian Platform. Proc. 6th Int. Kimberlite Conf., v. 1: Kimberlites, Related Rocks, and Mantle Xenoliths. *Russian Geol. Geophys.*, 1997, v.38, p.218-228.
33. *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. *Jour. Petrol.*, 1997, v.38, p.85-113.
34. *Snyder G.A., Taylor L.A., Crozaz G., Halliday A.N., Beard B.L., Sobolev V.N. and Sobolev N.V.* The diamond-bearing Mir eclogites, Yakutia: Nd and Sr isotopic evidence for the continental crustal input in an Archean oceanic environment. Ext. Abstract of 7th Int.Kimberlite Conf., Cape Town, South Africa, 1998, p.826-828.
35. *Spetsius Z.V.* Occurrence of diamond in the mantle: a case study from the Siberian Platform. *Journal of Geochemical Exploration*, 1995, v. 53, p.25-39.
36. *Spetsius Z.V.* Two generation of diamonds in the eclogite xenoliths. Proceedings of 7th Int.Kimberlite Conf., Cape Town, 1999, p.823-828.
37. *Spetsius Z.V. and Griffin B.J.* Secondary phases associated with diamonds in eclogites from the Udachnaya kimberlite pipe: Implications for diamond genesis, Ext. Abstract of 7th Int.Kimberlite Conf., Cape Town, South Africa, 1998, p.850-852.
38. *Spetsius Z.V. and Griffin W. L.* Trace elements in minerals from eclogites from the Udachnaya kimberlite pipe, Yakutia. *Russian Geology and Geophysics*, 1997, v.38, p.240-246.
39. *Spetsius Z.V. and Griffin W.L.* Trace element composition of garnet kelyphites in xenoliths from Udachnaya as evidence of their origin. Ext. Abstract of 7th Int.Kimberlite Conf., Cape Town, South Africa, 1998, p.853-

855.

40. *Spetsius Z.V., Taylor W.R. and Griffin B.J.* Major and trace-element partitioning between mineral phases in diamondiferous and non-diamondiferous eclogites from the Udachnaya kimberlite pipe, Yakutia. Ext. Abstract of 7th Int.Kimberlite Conf., Cape Town, South Africa, 1998, p.856-858.

41. *Switzer G., and Melson W. G.* Partially melted kyanite eclogite from the Roberts Victor mine. South Africa, *Smithson. Contrib. Earth Sci.*, 1969, v. 1, p.1-9.

42. *Williams A.F.* The genesis of the diamond. London, Benn Ltd., 1932, 636 p.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ РЕДКОЭЛЕМЕНТНЫХ СОСТАВОВ ГРАНАТА И КЛИНОПИРОКСЕНА ИЗ ПЕРИДОТИТОВЫХ КСЕНОЛИТОВ (ТРУБКА УДАЧНАЯ) ДЛЯ МОДЕЛИРОВАНИЯ ПРОЦЕССОВ ПЛАВЛЕНИЯ ПРИМИТИВНОЙ МАНТИИ

ГОРНОВА М.А.¹, СОЛОВЬЕВА Л.В.²

1 – Институт геохимии СО РАН, 664033, Иркутск, Фаворского 1 «а»

2 – Институт земной коры СО РАН, 664033 Иркутск, Лермонтова 128

Содержания редких элементов (Nb, Zr, Hf, Ti, La, Ce, Nd, Sm, Eu, Dy, Er, Yb and Y) в гранатах и клинопироксенах низкотемпературных зернистых гранатовых и шпинелевых перидотитов из кимберлитовой трубки Удачная были определены методом вторично-ионной масс-спектрометрии. Мантийный метасоматоз с разной степенью интенсивности воздействует на перидотиты. Наименее метасоматизированные образцы гранатов и клинопироксенов были использованы для моделирования процессов плавления по REE. Шпинелевые и гранатовые перидотиты могли образоваться как оливин + ортопироксеновые реститы при полибарическом фракционном плавлении поднижающегося вещества ПМ в интервале 60-27 кбар. Гранат, шпинель и клинопироксен образовались в результате перекристаллизации структур распада в ортопироксене.

ВВЕДЕНИЕ

Глубинные ксенолиты из кимберлитов позволяют получить информацию о составе, строении и происхождении континентальной мантии до глубины 200 и более километров. Однако интерпретация данных по геохимии главных и редких элементов осложняется непростой историей этих образцов, испытавших после своего возникновения метаморфическую перекристаллизацию и эпизоды мантийного метасоматизма [14, 19, 10].

На основании структурно-петрографических особенностей пород, химизма минералов и РТ-характеристик традиционно выделяют две главные группы перидотитов из ксенолитов в кимберлитах: зернистые низкотемпературные и деформированные высокотемпературные [6, 7, 9, 2, 3]. Большинство исследователей считает, что именно зернистые шпинелевые, шпинель-гранатовые и гранатовые гарцбургиты и лерцолиты образуют жесткую мантийную литосферу кратонов.

Наиболее характерной чертой этих пород является существенное обеднение в валовом химизме такими оксидами, как TiO_2 , Al_2O_3 , FeO, CaO, Na_2O , по сравнению с примитивной мантией (ПМ), а также с океанической литосферной мантией [7,15]. При объяснении этого факта конкурируют две главные гипотезы. Наиболее распространенная рассматривает зернистые низкотемпературные перидотиты как рестит от удаления жидкостей коматиитового состава при плавлении ПМ [21]. Вторая модель рассматривает их как оливин-ортопироксеновые кумулаты [8,12]. Современный структурный облик пород и присутствие в них шпинели ± клинопироксена (в шпинелевой фации), граната ± клинопироксена (в гранатовой фации) может быть объяснен перекристаллизацией этих минералов из

структур распада первичного ортопироксена (Px_{ss}), имевшего существенные содержания CaO , Al_2O_3 .

В данном исследовании предпринимается попытка количественной оценки реститовой модели на базе содержаний ряда несовместимых элементов в гранате и клинопироксене из 5 зернистых гранатовых лерцолитов и в клинопироксене из 2 зернистых шпинелевых лерцолитах из кимберлитов трубки Удачная.

ПЕТРОГРАФИЯ

Исследованные шпинелевые и гранатовые лерцолиты из трубки Удачная являются зернистыми перидотитами обычного типа, образующими большую часть мантийной литосферы под древними кратонами [7, 9, 3].

Для пород характерна гранобластовая структура и заметная ориентировка минералов. Структурный рисунок породы определяется каркасом из идиоморфных зерен оливина (2-8мм, редко до 10-12мм) и ортопироксена (2-5мм), между которыми располагаются мелкие (0,5-2мм), обычно ксеноморфные гранат и клинопироксен, а в шпинелевом лерцолите – шпинель и клинопироксен. В образцах 48/82, 2/84; 343/87 присутствуют редкие реликтовые мегакристаллы ортопироксена размером от 10 до 17мм. Мегакристаллы, как правило, сильно деформированы, расчленены на блоки, домены, частично сохраняющие общую ориентировку, и включают редкие пластинчатые вросстки клинопироксена, цепочки мелких зерен граната, ориентированных в ортопироксене по спайности или системе субпараллельных трещин. Обычно пространственная приуроченность граната и клинопироксена, шпинели и клинопироксена к таким реликтовым мегакристаллам. В породах видна нечеткая полосчатость, которая определяется прерывистыми цепочками из зерен $Sp \pm Crx$ и $Gnt \pm Crx$, расположенных согласно общей сланцеватости. Эти факты указывают на возможную перекристаллизацию Sp, Gnt и Crx из структур распада более раннего ортопироксена. Модальный состав перидотитов приведены в табл.1.

Таблица 1.

Модальный минеральный состав перидотитов

Образец	OI	Opx	Cpx	Sp	Gar
48/82	58,5	38,5	2,5	0,5	-
47/82	80,2	18,9	0,5	0,4	-
43/82	74,7	18,9	3,0	-	3,4
2/84	68	25,0	2,0	-	5,0
325/87	52,4	27,1	1,9	-	18,6
343/87	69,0	20,0	0,3	-	10,7
42/82	62,0	28,5	2,5	-	7,0

Примечание: OI – оливин, Opx – ортопироксен, Cpx – клинопироксен, Sp – шпинель, Gar – гранат.

Во всех исследованных образцах фиксируются проявления предкимберлитового метасоматизма и вторичные преобразования посттрубочной стадии. Минералы, связанные с метасоматизмом, представлены тонкими (<0,5мм) каемками на первичных минералах: темные келифитовые каймы на гранате с микрозернами флогопита и Al-Cr-шпинели во внешней части; волокнистый амфибол + вторичный клинопироксен + Ti-шпинель и Ti-магнетит на ортопироксене; узкие (100мк) зоны осветления с точечным рудным на клинопироксене; каймы Ti-магнетита на шпинели. Размеры зерен вторичных минералов

обычно варьируют в пределах 5-50µm. В обр. 343/87 присутствует крупная (3мм), слабо изогнутая пластинка Phl I, что, по-видимому, может указывать на процесс дометаморфического метасоматизма.

Посттрубочные изменения: в образцах 2/84, 343/87 и 325/87 развита серпентинизация (от 5 до 25%) с присутствием точечного рудного и с очень незначительным (?1%) развитием кальцита. В образцах 48/82 и 43/82 изменения в кимберлите почти не проявлены и выражены в виде примазок кальцита (?0,5%) и черных примазок и точечных выделений (?0,1%) по границам зерен минералов. Последние по данным рентгеновского анализа включают в исчезающе малых количествах такие фазы, как Al-Cr-шпинель, троилит, магнезиоферрит, периклаз.

ГЕОХИМИЯ: РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ И ОБСУЖДЕНИЕ

Исследование минералов на микроанализаторе JEOL Superprobe 733 показало отсутствие зональности по петрогенным элементам в пределах площади зерен за исключением очень узких (~50µm) краевых зон, что может быть связано с влиянием предкимберлитового метасоматизма. Концентрации микропримесей (Nb, Zr, Hf, Ti, La, Ce, Nd, Sm, Eu, Dy, Er, Yb и Y) в гранатах и клинопироксенах измерялись методом вторично-ионной масс-спектрометрии по методике, описанной в [1]. Эта методика обеспечивала точность измерений не ниже 10% для примесей с концентрациями >1 ppm и не ниже 15-20% для концентраций 1-0.1 ppm.

Микроэлементный состав проанализированных минералов приведены в табл. 2.

Таблица 2.

Содержания редких элементов (ppm) в минералах из перидотитов кимберлитовой трубки Удачная.

	48/82		47/82		43/82		2/84		325/87		343/87		42/82	
	Cpx	Cpx	Cpx	Gar	Cpx	Gar	Cpx	Gar	Cpx	Gar	Cpx	Gar	Cpx	Gar
Nb	0.342	0.011	0.352	0.338	0.376	0.672	1.925	0.232	2.385	0.360	0.349	0.302		
La	1.772	0.002	0.046	0.002	14.761	0.140	1.665	0.054	22.214	0.048	0.001	0.004		
Ce	5.662	0.005	0.125	0.008	10.070	0.429	4.009	0.06	71.829	0.676	0.004	0.009		
Nd	4.443	0.003	0.042	0.005	0.047	0.003	1.597	0.095	50.030	3.195	<0.002	0.003		
Zr	5.517	0.166	0.294	0.227	0.315	0.254	3.317	0.298	39.345	21.363	0.263	0.178		
Hf	0.078	<0.002	<0.002	0.006	0.115	<0.002	0.093	0.195	1.288	0.391	<0.002	0.012		
Sm	1.073	<0.002	0.012	0.006	0.004	0.011	0.224	0.014	4.770	1.178	<0.002	0.003		
Eu	0.194	0.001	0.001	0.003		0.003	0.124	0.010	0.909	0.260	<0.0005	<0.0004		
Ti	183	16.1	31.8	29.0	13.3	16.7	84.4	115.5	489	601	27.9	19.3		
Dy	0.348	0.005	0.003	0.026	0.024	0.01	0.125	0.289	0.693	0.497	0.002	0.04		
Y	1.945	0.041	0.018	0.530	0.015	0.160	0.427	4.978	1.219	3.972	0.031	0.701		
Er	0.226	0.003	<0.001	0.058	0.047	0.037	0.055	0.806	0.385	0.464	0.007	0.136		
Yb	0.290	0.022	0.006	0.229	0.006	0.118	0.034	1.381	0.218	0.624	0.017	0.366		

Примечание: Содержания редких элементов были определены методом вторично-ионной масс-спектрометрии в Институте микроэлектроники и информатики РАН, 2001 (аналитик – С.Г. Симакин).

Гранаты из разных образцов показывают резкие различия, как по уровню содержаний, так и по характеру кривых распределения редких элементов (рис. 1А, В). Гранаты из обр. 42/82 и 43/82 имеют очень низкие содержания REE (~ 0.006 - 0.015 хондритовых уровня для La, Ce и Nd и ~ 1,2–2 хондритовых уровня для Yb). В гранате из образца 2/84 отмечается тот же уровень средних и тяжелых редких земель, тогда как содержания La и Ce резко возрастают (~ 0,6-0,7 хондритовых уровня). Уровень содержаний тяжелых редких земель и Ti в гранате из обр. 42/82, 43/82 и 2/84 соответствует их содержаниям в самых ис-

тощенных пурпурных гранатах из низкотемпературных гарцбургитов трубки Удачная, по [18] – рис.1А. По содержанию легких и средних REE, Zr и Hf

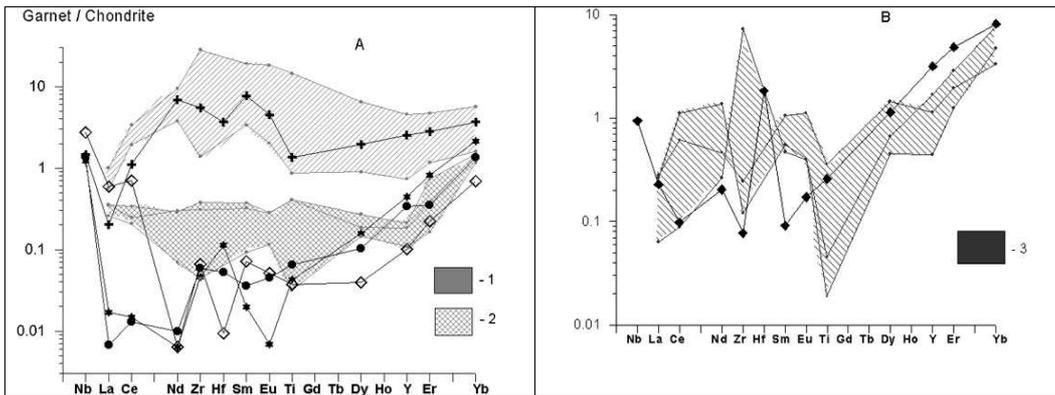


Рис. 1. Хондрит-нормализованные распределения редких элементов в гранатах из зернистых низкотемпературных перидотитов кимберлитовой трубки Удачная. Крест – обр.343/87, звезда – обр. 42/82, залитый круг – обр. 43/82, полый ромб –обр. 2/84, залитый ромб – обр. 325/87.1- поле пурпурных гранатов из высокотемпературных перидотитов тр. Удачная, по [17]; 2- поле пурпурных гранатов из низкотемпературных зернистых гарцбургитов без клинопироксена тр. Удачная, по [17]; 3- поле пурпурных гранатов из низкотемпературных зернистых гарц-бургитов с клинопироксеном тр. Удачная, по [17].

гранаты из образцов 42/82, 43/82 являются наиболее обедненными из известных проанализированных гранатов из гранатовых перидотитов в кимберлитах. Интересной особенностью гранатов (обр. 43/82, 42/82) являются максимумы на кривых для Zr и Hf.

Гранат из обр. 325/87 имеет уровень концентраций REE, подобный пурпурным гранатам из низкотемпературных гранатовых гарцбургитов с клинопироксеном, по [18]–рис.1В. Содержание Nb в гранате 325/87 находится на уровне содержания в ранее рассмотренных гранатах, а Hf показывает резкий максимум.

Гранат из обр. 343/87 (рис.1А) имеет более высокий уровень содержания всех редких элементов, кроме Nb, и характерную синусоидальную кривую для REE, расположенную в нижней части поля пурпурных гранатов из высокотемпературных гранатовых перидотитов трубки Удачная, по [18]. По составу он близок также центральным частям

Образцы с тремя типами распределений редких элементов в гранате сохраняют свою индивидуальность и по геохимии клинопироксена (рис.2 А, В). Клинопироксены из гранатовых перидотитов 42/82, 43/82 и из шпинелевого перидотита 47/82 (рис. 2А) имеют низкие содержания всех редких элементов и заметное возрастание содержаний от Dy к Yb. Для них на кривых распределения редких элементов характерны максимумы по Zr, Hf, Ti по сравнению с соседними REE. За исключением высоких нормированных концентраций для La и Ce к ним близок клинопироксен из гранатового перидотита 2/84. Клинопироксены из рассмотренных образцов содержат меньше редких элементов, чем самый бедный редкими элементами клинопироксен из низкотемпературного гранатового гарцбургита 100/91, изученного Н. Шимизу и др. [18]. Характер распределения и уровень содержаний редких элементов в клинопироксене из гранатового перидотита 325/87 близок таковым для клинопироксенов из низкотемпературных гранатовых гарцбургитов с клинопироксеном из трубки Удачная, по [18]– рис.2В. Клинопироксен 325/87 показывает обогащение легкими редкими элементами по сравнению с тяжелыми, а так же заметные минимумы для Zr, Hf и Ti.

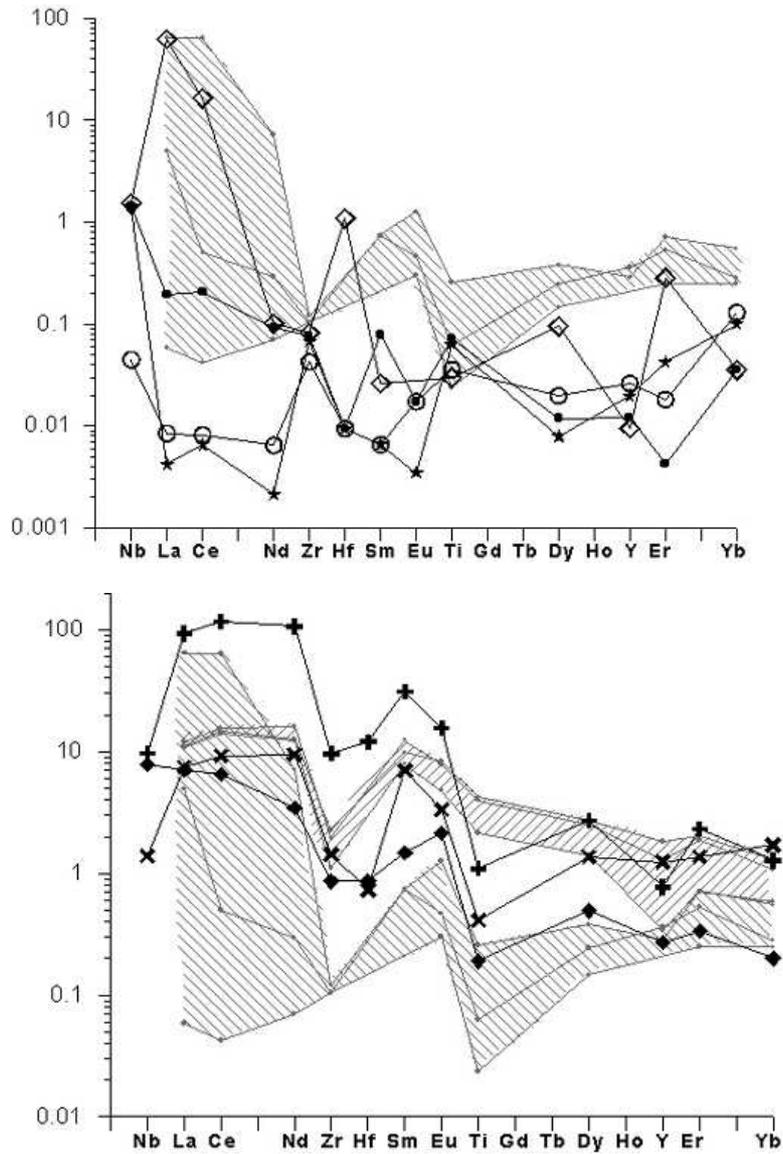
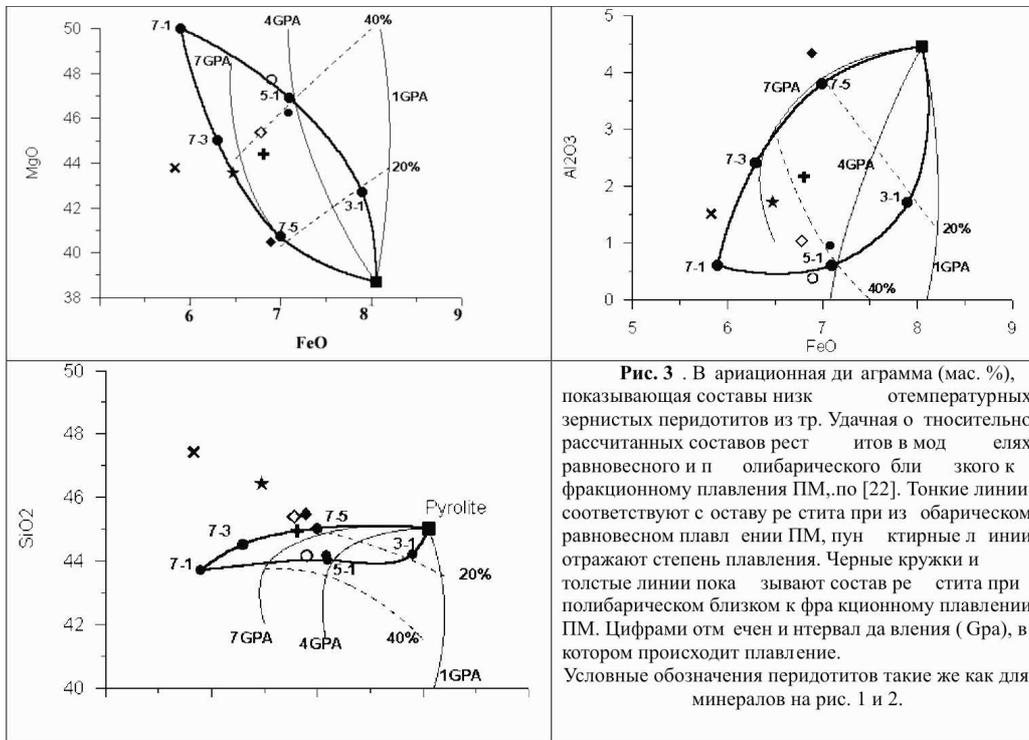


Рис. 2. Хондрит-норма-лизованные распределения редких элементов в клинопироксенах из зернистых низкотемператур-ных перидотитов кимберлитовой трубки Удачная. Полюй круг - обр. 47/82, крест - обр. 48/82. Остальные условные обозначения как на рисунке 1 (поля для клинопироксенов). гранатовых зерен из низкотемпературных перидотитов трубки Весселтон, Южная Африка [10]. На кривой распределения редких элементов проявлен заметный максимум Hf.

Клинопироксены из гранатового лерцолита 343/87 и шпинелевого лерцолита 48/83 имеют значительно более высокие концентрации редких элементов, особенно LREE, MREE, Zr, Hf и Ti и менее заметное увеличение концентрации Nb (рис.3). Для кривых распределения характерны минимумы для Nb, Zr±Hf и Ti на фоне редких земель. Уровень

содержаний и тип распределения редких элементов в этих образцах близок таковым для клинопироксенов из высокотемпературных гранатовых лерцолитов, по данным [18].

Приведенные выше данные показывают, что гранаты и клинопироксены из зернистых гранатовых лерцолитов одного типа показывают резко дифференцированные содержания и поведение несовместимых редких элементов. Это обстоятельство, как было пока



зано многими исследователями [4, 10, 11, 18], может быть связано с влиянием на сформировавшиеся в результате плавления породы флюидов или расплавов, обогащенных редкими элементами. Гранатовый и шпинелевый лерцолиты 343/87 и 48/82, по-видимому, представляют собой наиболее метасоматизированные породы в изученной серии. Это согласуется с присутствием в обр.343/87 пластинки флогопита.

Распределение редких элементов в гранатах и клинопироксенах из гранатовых и шпинелевых лерцолитов (обр. 42/82, 43/82, 47/82) можно рассматривать наиболее близким к первичному. Согласно модели мантийного метасоматизма перидотитов [5, 18] концентрация легких редких земель в последних может значительно превышать их уровень во взаимодействующем расплаве/флюиде, тогда как концентрация тяжелых REE, возможно, значительно не меняется.

Клинопироксен в обр. 325/87 по уровню и характеру распределения редких элементов близок составам из наиболее метасоматизированных образцов, тогда как гранат изменен в меньшей степени. В образце 2/84 клинопироксен также изменен больше, чем гранат. Неравновесность граната и клинопироксена, представляющих разные стадии метасоматизма, и более быстрый кинетический отклик клинопироксена на расплав отмечались в низкотемпературных гранатовых гарцбургитах трубки Удачная [18].

В соответствии с коэффициентами распределения на спайдерграммах нормированных редких элементов в первичных гранатах и клинопироксенах, образовавшихся в результате плавления, следует ожидать отрицательные аномалии Ti, а в ортопироксенах положительные аномалии Hf и Ti. Наличие на кривых распределения несовместимых редких элементов максимумов для Zr, Hf и Ti как для гранатов, так и для клинопироксенов, может быть обусловлено образованием этих минералов в результате перекристаллизации из структур распада высокотемпературного ортопироксена. В этом случае аномальная форма кривых распределения редких элементов в гранатах и клинопироксенах наследуется от первичного ортопироксена смешанного типа [4, 11]. «Первичное», унаследованное от ортопироксена, и метасоматическое распределения несовместимых редких элементов одинаково проявились в шпинелевой и гранатовой зонах литосферной мантии под трубкой Удачная.

МОДЕЛИРОВАНИЕ ПРОЦЕССА ПЛАВЛЕНИЯ ОБСУЖДЕНИЕ.

В отличие от достаточно хорошо изученного процесса плавления в срединно-океанических хребтах, формирующего океаническую литосферу, в представлениях о процессах, образовавших докембрийскую кратонную литосферу, еще много не ясного. Поскольку не известна динамика процесса, нужно рассчитывать разные модели, как изобарическое или полибарического равновесного плавления, ожидаемого в местах с оживленным мантийным подъемом, так и полибарического фракционного, которое возможно в местах с пассивным подъемом мантии [20]. Анализ экспериментальных работ [21, 22] показывает (рис. 3), что по отношению к составу примитивной мантии в реститах содержание MgO растет, а Al₂O₃, CaO уменьшается пропорционально степени плавления. Содержание Σ FeO связано обратной корреляцией с давлением, поэтому оно меньше в реститах, образовавшихся при более высоких давлениях. Содержание SiO₂ в реститах не должно превышать состава примитивной мантии (~ 45 вес. %), оно незначительно уменьшается с ростом степени плавления. Широко развитые в условиях мантии взаимодействия реститовых перидотитов с просачивающимися расплавами и флюидами могут приводить к дополнительному образованию ортопироксена с увеличением концентрации SiO₂ и уменьшением - FeO в породе, что затрудняет определение параметров первичного плавления по петрохимическому составу породы.

Рассматриваемые перидотиты из кимберлитов Удачной (рис. 3) характеризуются низкими концентрациями Σ FeO и вариациями в содержаниях Al₂O₃ и MgO, что говорит об образовании этих пород при высоких давлениях в некотором интервале степеней плавления. Сопоставление петрохимического состава пород с рассчитанными Walter [22] по экспериментальным данным составами реститов позволяет оценить параметры плавления. Это может быть полибарическое фракционное плавление ПМ в интервале 60-20 кбар или равновесное плавление ПМ при 60 кбар от ~ 20 до ~ 40% плавления.

Редкоземельные и HFS элементы являются чувствительными индикаторами магматических и метасоматических процессов, поэтому они были выбраны для проверки возможных механизмов образования перидотитовых ксенолитов из кимберлитовой трубки Удачная. Коэффициенты распределения редких элементов для условий высоких давлений взяты из сводки Wie [23].

На основе экспериментальных работ по плавлению перидотитовой мантии [21] были рассчитаны количественные реакции полибарического фракционного плавления ПМ в интервале 60-20 кбар, исходя из предположения, что в поднимающейся колонне мантийного материала 1% выплавки образуется за 1 кбар. Параметры, использованные в модели плавления, приведены в табл.3

Таблица 3.

Параметры, использованные в модели полибарического фракционного плавления (0.1 GPa – 1% расплава).

Коэффициенты распределения						P, GP a	Модальный минеральный состав плавящегося вещества (M) и реакции плавления (P)
Nb	Ol	Orx	Crx	Gr	PM	6-4.4	M: 0,54 Ol + 0,31 Crx + 0,15 Gar P: 0,22 Ol + 0,26 Crx + 0,52 Gar = 1L
La	0.01	0.01	0.05	0.005	0.713		
Ce	0.005	0.003	0.098	0.02	1.775	4.4- 3.7	M: 0,6 Ol + 0,32 Crx + 0,08 Gar P: 0,07 Ol+4,3 Crx + 1,14 Gar=4,51 Orx + 1L
Nd	0.005	0.007	0.21	0.08	1.354		
Zr	0.01	0.01	0.233	0.25	11.2		
Hf	0.005	0.03	0.2	0.23	0.309	3.7- 3.4	M: 0,64 Ol + 0,34 Orx + 0,02 Crx P: 0,32 Ol + 0,02 Orx + 0,66 Crx = 1L
Sm	0.005	0.01	0.26	0.22	0.444		
Eu	0.007	0.013	0.31	0.32	0.168		
Ti	0.006	0.1	0.1	0.1	1300	3.4- 2.0	M: 0,64 Ol + 0,35 Orx P: 0,03 Ol + 0,97 Orx = 1L
Gd	0.006	0.016	0.3	0.5	0.596		
Yb	0.002	0.049	0.28	4	0.493		

Примечание. ПМ – примитивная мантия, L - расплав.

Уравнение для расчета состава рестиита взято из работы Shaw [16]: $C_i^s = [1 - PF/D_i^0]^{1/P} \times C_i^0 / (1-F)$. Уравнение для расчета состава реститовых минералов взято из работы Johnson [10]: $C_i^{min} = [1 - PF/D_i^0]^{1/P} \times [D_i^{min/1} / (D_i^0 - PF)] \times C_i^0$. C_i^s – состав рестиита, C_i^0 – состав плавящегося вещества, первоначально это состав ПМ, D_i^0 – общий коэффициент распределения, P – общий коэффициент плавления, F – степень плавления, C_i^{min} – состав минерала, $D_i^{min/1}$ – коэффициент распределения минерала. C_i^0 , D_i^0 and P пересчитывались в соответствии с реакцией плавления.

При фракционном полибарическом плавлении ПМ, начинающемся с 60 кбар, после 37 кбар среди реститовых минералов нет граната, а после 34 кбар и клинопироксена. Рассчитанные составы реститовых гранатов и клинопироксенов в интервале 60-34 кбар приведены на рис. 4. В соответствующих минералах перидотитов из Удачной содержания HREE значительно ниже, следовательно гранат и клинопироксен не могли образоваться при этих условиях и не являются первичными реститовыми минералами. После 34 кбар рестит состоит из оливина и ортопироксена. Петрографические наблюдения и геохимический анализ концентраций редких элементов в гранатах и клинопироксенах перидотитов из Удачной показали, что эти минералы могли образоваться из структур распада в ортопироксенах. Поэтому сначала были рассчитаны составы реститового ортопироксена при плавлении в интервале 60 - 25 кбар, затем составы граната и клинопироксена, исходя из коэффициентов распределения и реально наблюдаемых соотношений Gg, Orx, Crx в образцах. Результаты расчетов приведены на рис. 5. Следует подчеркнуть, что из-за широко проявленных явлений мантийного метасоматоза, при сопоставлении реальных составов минералов перидотитов с рассчитанными можно опираться главным образом на тяжелые редкие земли.

Кривые распределения HREE в гранатах (рис. 5A) из наименее метасоматизированных перидотитов (обр.2/84, 43/82, 42/82, 325/87) хорошо согласуются с рассчитанными кривыми для гранатов, образовавшихся из структур распада реститовых ортопироксенов, сформировавшихся при фракционном полибарическом плавлении примитивной мантии от 60 до 30 кбар. Последовательное уменьшение содержания HREE в гранате сопровождается уменьшением содержания Al₂O₃ в породах, что отражает увеличение степени плавления при образовании пород. Концентрации Zr, Hf и Ti хуже согласуются с рассчитанными

значениями, что может быть вызвано неточностью выбранных коэффициентов распределения для этих элементов.

Концентрации Eu и Yb в клинопироксенах (рис. 5B) также согласуются с рассчитанными значениями и уменьшаются соответственно уменьшению содержания Al_2O_3 в породе. Нарушение этой закономерности в клинопироксене из самого деплетированного образца шпинелевого перидотита - 47/82 кажущееся, оно вызвано распадом наиболее истощенного ортопироксена на шпинель и клинопироксен, а не на гранат и клинопироксен, как в других образцах.

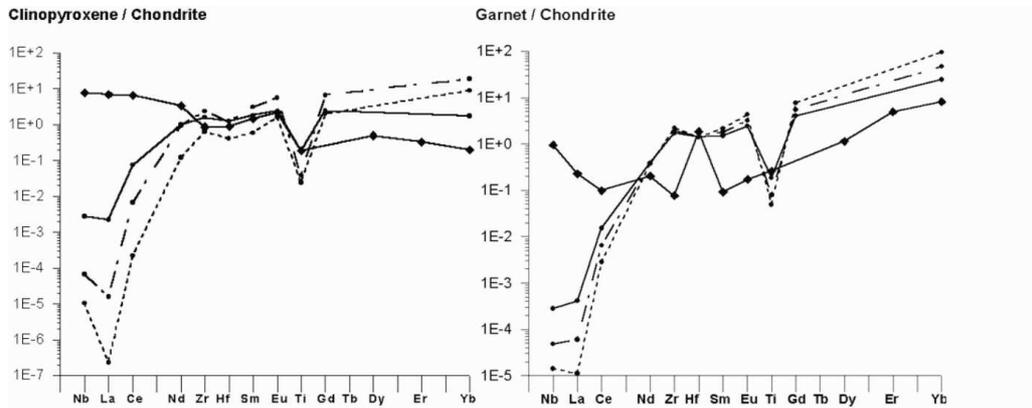


Рис. 4. Хондрит-нормализованные рассчитанные распределения редких элементов в рестиловых гранатах (А) и клинопироксенах (В) полибарическом близком к фракционному плавлению ПМ в интервале 60-34 кбар. F – степень плавления в %. $1E \pm n = 1 \cdot 10^{\pm n}$.

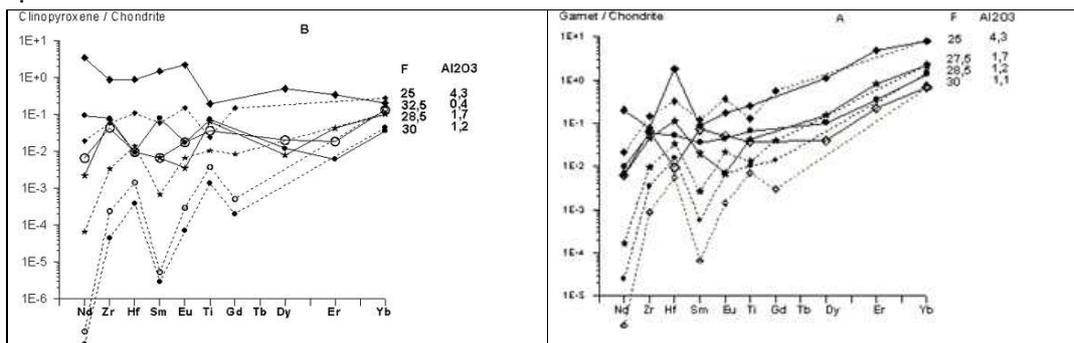


Рис. 5. Хондрит-нормализованные рассчитанные распределения редких элементов в гранатах (А) и клинопироксенах (В), образовавшихся из структур распада рестиловых ортопироксенов. Последние в свою очередь образовались при полибарическом близком к фракционному плавлению ПМ в интервале 60-27, 5 кбар. F – степень плавления в %, Al_2O_3 – содержание в породе, в вес. %. Пунктирные линии - рассчитанные кривые, линии – составы минералов из перидотитов трубки Удачная. Условные обозначения на кривой реального минерала и сопоставляемой расчетной кривой одинаковы и те же, как на рисунках 1 и 2. $1E \pm n = 1 \cdot 10^{\pm n}$.

Таким образом, Sp и Gt перидотиты из трубки Удачной, возможно, представляют собой рестиловую серию пород, образовавшихся в интервале степеней плавления 25-33%. Присутствие в одной кимберлитовой трубке пород разной степени плавления легче

всего объяснить механизмом полибарического плавления поднимающегося мантийного вещества, при котором возникающие при разных давлениях небольшие порции расплава непрерывно удаляются от рести́та. При рассчитанных для перидотитов степенях плавления выплавляющиеся композитные расплавы должны быть коматититовыми

ВЫВОДЫ:

1. Мантийный метасоматоз с разной степенью интенсивности затрагивает минералы перидотитов, поэтому возможно нахождение наименее метасоматизированных образцов и их использование для моделирования процессов плавления по HREE.

2. Sp и Gr перидотиты из кимберлитовой трубки Удачная могли образоваться как O1+Orх рести́ты при полибарическом фракционном плавлении поднимающегося вещества ПМ в интервале 60-27 кбар.

3. Gr, Sp и Crх в перидотитах из Удачной образовались в результате перекристаллизации структур распада в ортопироксене.

Исследование выполнено при поддержке граната РФФИ 02-05-64746.

ЛИТЕРАТУРА

1. Носова А.А., Сазонова Л. В., Наркисова В.В., Симакин С. Г. 2002. Редкие элементы в клинопироксенах из палеозойских вулканитов Тагильской островной дуги, Среднеуральские горы. *Геохимия*, 3: 254-268.
2. Соболев В., С. 1973. Структура верхней мантии и способы образования магм. М.: Наука, 34pp.
3. Соловьева Л.В., Владимирив В. М., Днепровская Л. В. и др. 1994. Кимберлиты и кимберлитоподобные породы. Верхняя мантия под Сибирским кратоном. Наука, Новосибирск, 256 pp.
4. Abe N., Arai S., Yurimoto H. 1998. Texture-dependent geochemical variations of Sub-Arc peridotite from Japan Island Arcs. 7th intern. Kimb.Conf. Cape Town (Ed. Dawson J. B), 1: 13-22.
5. Bodinier J. L., Vasseur G., Vernieres J., Dupuy C. and Fabries J. 1990. Mechanism of mantle metasomatism: geochemical evidence from the Lherz Orogenic peridotite. *J. Petrol*, 31(3): 597-628.
6. Boyd F. R., Nixon P. H. 1978. Ultramafic nodules from the Kimberley pipes, South Africa. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 42: 1367-1382.
7. Boyd F. R., Pokhilenko N. P., Pearson D. G. et al. 1997. Composition of the siberian cratonic mantle: evidence from Udachnaya peridotite xenoliths. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 128: 228-246.
8. Davies G. F. 1995. Punctuated tectonic evolution of the earth. *Earth Planet Sci. Lett*, 136: 363-379.
9. Dawson J. B. 1980. Kimberlites and their xenoliths. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, 300 pp.
10. Griffin W. L., Shee S. R., Ryan C. Y., Win T. T. 1999. Harzburgite to lherzolite and back again: metasomatic processes in ultramafic xenoliths from the Wesselton kimberlite, Kimberly, South Africa. *Contr. Mineral. Petrol.*, 134: 232-250.
11. Hauri E. H., Hart S. R. 1994. Constraints on melt migration from mantle plumes: a trace elements study of peridotite xenoliths from Savaii, Western Samoa. *J. Geophys. Res*, 99(B12): 24301-24321.
12. Herzberg C. T. 1993. Lithosphere peridotites of the Kaapvaal craton. *Earth Planet Sci. Lett*, 120: 13-29.
13. Johnson K. T. M., Dick J. B. H., Shimizu N. 1990. Melting in the oceanic upper mantle: an ion microprobe study of diopsides in abyssal peridotites. *J. Geophys. Res*, 95 (B3): 2661-2678.
14. Mantle metasomatism. 1987. (Ed.: M. A. Menzies, C. J. Hawkesworth). New York, Academic Press, 472.
15. McDonough W. F. 1990. Constraints on composition continental lithospheric mantle. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 101: 1-18.

16. Nisbet E., G., Walker D. 1982. Komatiites and the structure of the Archaen mantle. *Earth Planet. Sci. Letts.*, 60: 105-116.
17. Shaw D. M. 1970. Trace element fractionation during anatexis. *Geochim Cosmochim. Acta*, 34: 237-243.
18. Shimizu N., Pokhilenko N. P., Boyd F. R., Pearson D. G. 1997. Geochemical characteristics of mantle xenoliths from Udachnaya kimberlite pipe. *Russian Geology and Geophysics*, 1/38: 194-205.
19. Solovjeva L. V., Egorov K. N., Markova M. E. et al. 1997. Mantle metasomatism and melting in mantle-derived xenoliths from the Udachnaya kimberlite: their possible relationship with diamond and kimberlite formation. *Russian Geology and Geophysics*, 1/38: 182-204.
20. Turcotte D. L., Morgan J. P. 1992. The physics of magma migration and mantle flow beneath a mid-ocean ridge. *Mantle flow and melt generation at mid-ocean ridges*. (Ed.: J. P. Morgan, D. K. Blackman, J. M. Sinton). American Geophysical Union, Geophysical monograph 71: 155-182.
21. Walter M. J. 1998. Melting of garnet peridotite and the origin of komatiite and depleted lithosphere. *J. Petrology*, 39 (1): 29-60.
22. Walter M. J. 1999. Melting residues of fertile peridotite and the origin of cratonic lithosphere. *Mantle petrology: field observations and high-pressure experimentation* (Ed.: Y. Fei, C. M. Bertka, B. O. Mysen). The Geochemical Society, Special publication 6: 225-239.
23. Xie Q., McCuaig T. C., Kerrich R. 1995. Secular trends in the melting depths of mantle plumes: evidence from HFSE/REE systematics of Archean high-Mg lavas and modern oceanic basalts. *Chem. Geology*, 126: 29-42.

ПОЗДНЕМЕЛОВОЙ - РАННЕПАЛЕОГЕНОВЫЙ ЩЕЛОЧНОЙ МАГМАТИЗМ СЕВЕРНОГО ПРИХОТЬЯ – СЛЭБ ВИНДОУ ТЕКТОНИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ПРОИСХОЖДЕНИЯ

ГОРЯЧЕВ Н.А.¹, ХАНЧУК А.И.²

¹СВКНИИ ДВО РАН, Магадан, goryachev@neisri.magadan.ru

²ДВГИ ДВО РАН, Владивосток, khanchuk@fegi.ru

В статье приводится геологическая и геохимическая характеристика позднемеловых щелочных магматических пород бассейна верхнего течения р.Колымы (Северное Приохотье). Рассматриваемые проявления щелочного магматизма локализованы как среди вулканитов Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, так и в терригенных отложениях палеозойского– мезозойского возраста складчатых структур мезозоид. Среди них выделены три группы: plutonic щелочные граниты, дайки и субвулканические тела грорудитов, комендитов и трахириолитов и дайки миндалекаменных оливиновых базальтов. Эти магматические тела в пространстве и во времени ассоциируют с позднемеловыми лейкогранитовыми плутонами, часто содержащими фаялит. Все щелочные породы отличаются высокими концентрациями натрия, калия, циркония, иттрия и ниобия. Данные геохронологических исследований и геологические взаимоотношения позволяют обосновать позднемеловой– раннепалеогеновый возраст рассматриваемых щелочных пород. Тектоническое положение, возраст и геохимические параметры свидетельствуют о формировании щелочных пород в условиях расширения. Предполагается, что формирование данного комплекса магматических пород произошло в результате разрывов слэба на финальной стадии субдукции в конце позднего мела, когда зона субдукции была блокирована тектоническими блоками с повышенной мощностью литосферы.

ВВЕДЕНИЕ

В Северном Приохотье среди терригенных отложений колымских мезозоид и вулканических полей Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (ОЧВП) давно известны щелочные породы кислого и основного состава [20,21,25,26]. Они располагаются вдоль границ ОЧВП, нередко наблюдаются в его внешней зоне (рис.1). Данные магматические образования не нашли определенного места в систематике интрузивов региона и разными авторами относились к совершенно различным комплексам [5,7,9], хотя на ранней стадии изучения их самый молодой возраст сомнений не вызывал [25,26]. Вместе с тем, они обладают сходными геохимическими чертами и геологическим положением, что позволяет предположить их генетическое единство и формирование в определенной геодинамической обстановке.

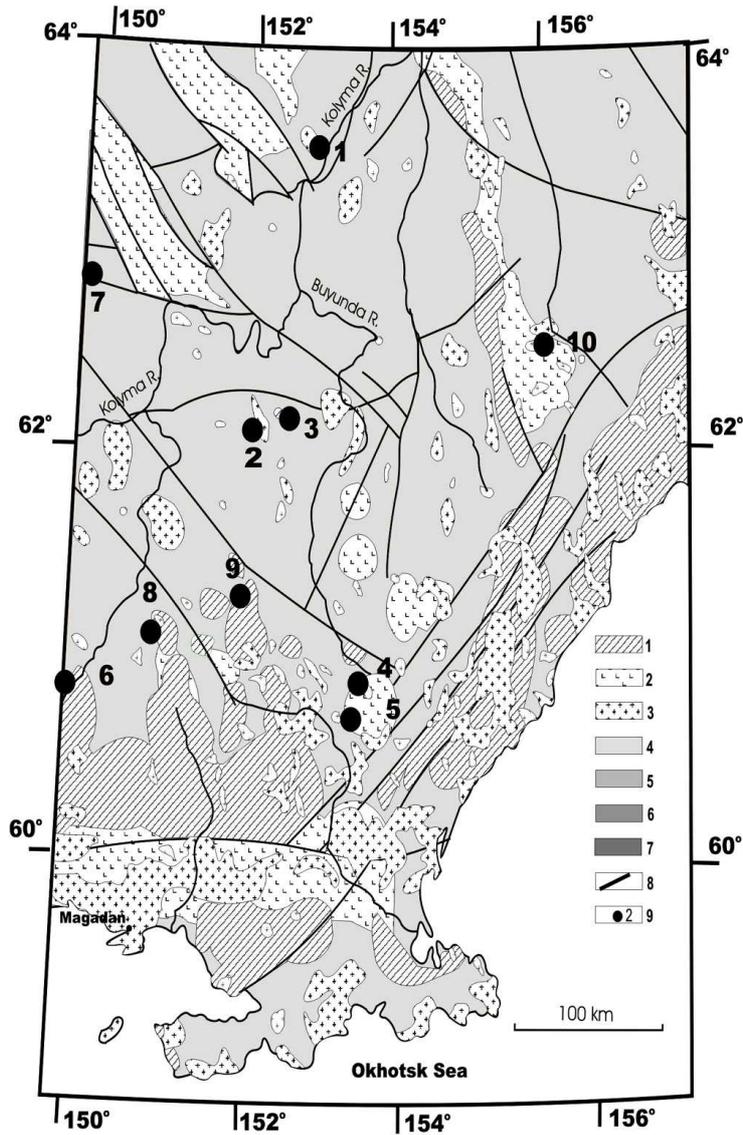


Fig. 1.

Рис. 1. Схематическая геологическая карта размещения охарактеризованных магматических тел. Условные обозначения: 1 – меловые вулканические породы ОЧВП; 2 – позднеюрские – раннемеловые вулканоогенные породы Удско-Мургалского пояса; 3 – гранитоидные плутоны позднеюрского – мелового возраста; 4 – Вилигинский террейн; 5 – Верхоянская пассивная окраина Сибирского континента; 6 – Омудевский и Приколымский террейны; 7 – Омолонский кратонный террейн; 8 - разломы; 9 – щелочные и субщелочные магматические тела: 1 – Арангасский массив, 2 – Верхне-Оротуканский массив фаялитовых лейкогранитов, 3 – район расоложение даек и вулканитов руч. Печального и Ветвистого, 4 – Верхне-Буюндинский плутон, 5 – Сухой плутон, 6 – Берганджинский массив, 7 – Хатыннахский массив, 8 – Малтано-Бохапчинский массив фаялитовых лейкогранитов, 9 – Днепровский шток фаялитовых лейкогранитов, 10 – Лево-Омсукачский массив.

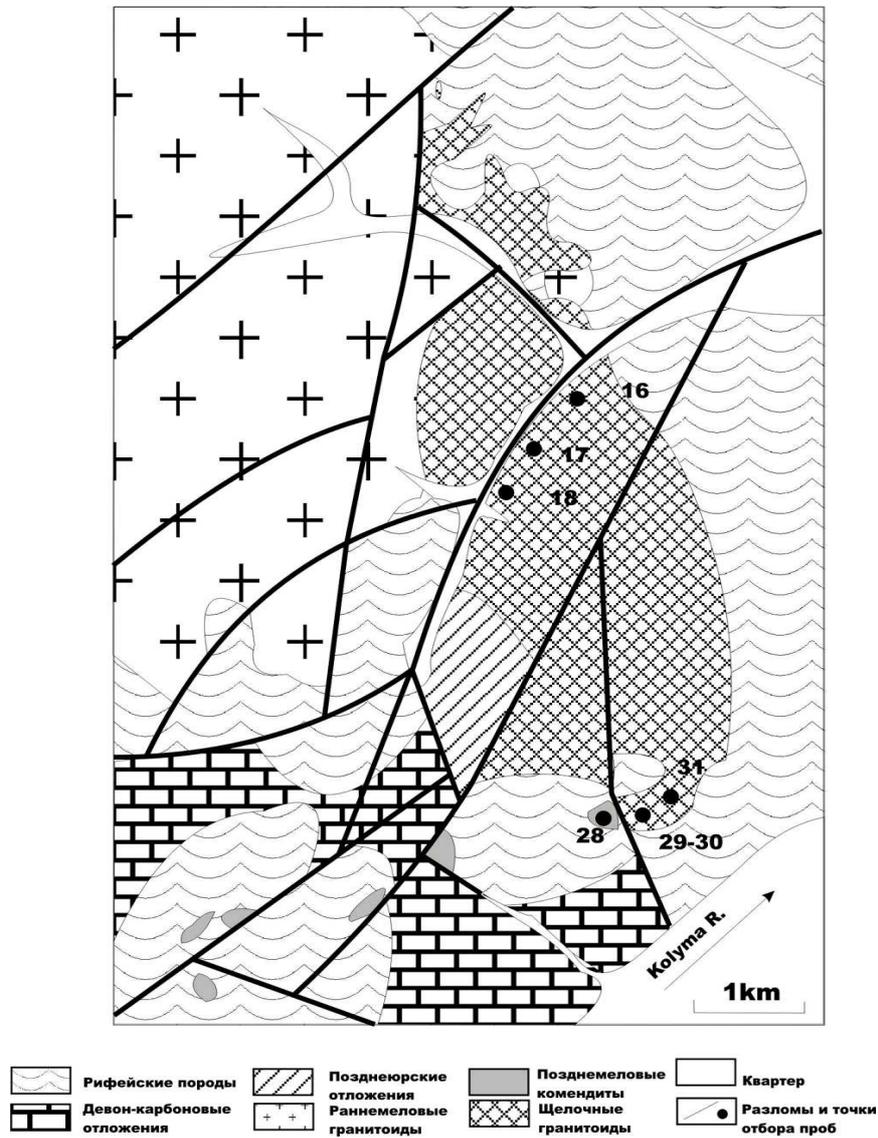


Рис. 2. Упрощенная геологическая карта Арангасского массива щелочных гранитов (составлена с использованием данных А.Н.Ручкина, 1991 г.)

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МАГМАТИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ.

Указанные магматические образования можно подразделить на три группы: (1) щелочные граниты, (2) дайки грорудитов, пэзанитов, линдеитов и субвулканические тела комендитов; (3) дайки субщелочных и щелочных миндалекаменных базальтов.

Таблица 1.

Составы минералов щелочных гранитов Арангасского массива

Окислы	Эгириин-авгит (обр 29-1)	Эгириин (обр 29-2)			Магнетит	Ильменорутит	Альбит	Ортоклаз	Анортоклаз	
		29-1	29-2	29-2					29-2	29-2
SiO ₂	51,99	52,51	53,50	54,60	Не обн.	0,18	68,93	65,10	68,75	67,59
TiO ₂	0,58	1,12	1,00	1,04	Не обн.	82,58	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
Al ₂ O ₃	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	19,69	17,40	18,79	17,09
Fe ₂ O ₃	28,89	30,05	29,77	30,80	31,58	12,57	0,19	0,76	0,86	2,52
FeO	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	70,31	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
MnO	1,76	0,89	0,75	0,73	0,05	0,10	0,02	Не обн.	Не обн.	0,05
MgO	0,43	0,19	0,21	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
CaO	5,08	2,04	1,50	1,42	Не обн.	Не обн.	0,06	Не обн.	Не обн.	Не обн.
Na ₂ O	10,28	12,68	13,66	13,91	Не обн.	0,19	11,16	1,01	6,80	5,38
K ₂ O	Не обн.	0,01	0,05	0,01	Не обн.	Не обн.	0,19	13,99	6,67	8,39
Сумма	99,04	99,49	100,44	101,52	101,96	95,63	100,26	98,31	101,88	101,02

Примечание. Анализ выполнен на микрозонде Camebax, по стандартной методике силикатного анализа в лаборатории рентгено-спектрального анализа СВКНИИ ДВО РАН, оператор Е.М.Горячева, 1994 г.

Таблица 2.

Состав щелочных гранитоидов Арангасского массива

Окислы (мас. %), элементы (г/т)	Щелочные граниты				Граносиениты			
	29	29-2	30	31	31-1	16*	17*	18*
SiO ₂	68,30	68,41	70,18	67,79	66,21	65,35	67,28	62,17
TiO ₂	0,30	0,24	0,25	0,35	0,37	0,43	0,37	0,72
Al ₂ O ₃	16,84	15,99	14,51	16,20	16,75	16,40	15,50	17,10
Fe ₂ O ₃	2,49	2,92	3,04	3,01	2,99	2,68	2,89	4,41
FeO								
MnO	0,13	0,10	0,16	0,16	0,17	0,07	0,11	0,12
MgO	0,06	0,01	0,14	0,01	0,01	0,60	0,40	0,96
CaO	0,36	0,12	0,39	0,43	0,55	0,70	0,63	1,96
Na ₂ O	6,12	6,18	5,95	6,51	6,54	6,15	6,00	6,20
K ₂ O	5,61	5,50	4,91	5,45	5,51	5,56	5,76	5,05
P ₂ O ₅	0,02	0,01	0,02	0,03	0,04	0,11	0,12	0,12
П.п.п.	0,43	0,52	0,46	0,37	0,46	0,75	0,50	0,54
Сумма	100,00	99,99	100,01	100,00	99,99	98,90	99,56	99,23
Rb	170	197	206	158	140	Не опр.	Не опр.	Не опр.
Sr	8	10	32	8	10	Не опр.	Не опр.	Не опр.
Y	36	42	67	41	38	Не опр.	Не опр.	Не опр.
Zr	457	514	712	432	396	Не опр.	Не опр.	Не опр.
Nb	38	35	52	39	32	Не опр.	Не опр.	Не опр.

Примечание. Здесь и далее (табл. 4, 6-9) анализ выполнен по стандартной методике рентгено-флуоресцентным методом в лаборатории рентгено-спектрального анализа СВКНИИ ДВО РАН, аналитики В.И.Мануилова и Т.Д.Борхоедова, 1995 г. *) Анализы заимствованы из неопубликованных данных А.Н.Ручкина (1992 г.).

К **первой группе** относятся щелочные граниты Арангасского сложного плутона. Данный массив расположен на левобережье среднего течения р.Колымы на южном фланге Приколымского поднятия и сложен пестрой гаммой кислых пород – гранодиоритов, биотитовых и биотит-амфиболовых гранитов и лейкократовых гранитов, гранит-порфиров, граносиенитов и щелочных эгириновых и арфведсонитовых гранитов. Последние слагают небольшое дайкоподобное (10×2 км) тело на восточном фланге массива (рис.2). В составе

гранитов резко преобладают эгирин, альбит и анортотоклаз (табл.1). По своим петрогеохимическим характеристикам (табл.2) это граниты А-типа, обычные производные внутриплитного магматизма. Выходы щелочных гранитов сопровождаются

Таблица 3.

**Результаты геохронологических датировок щелочных гранитоидов
Арангасского и Хатыннахского плутонов**

Лабораторный номер пробы	Номер автора	Порода, минерал	Rb ⁸⁷ мкг/г	Sr ⁸⁶ мкг/г	Rb ⁸⁷ /Sr ⁸⁶	Sr ⁸⁷ /Sr ⁸⁶	Дата
Арангасский массив							
2120	30	Мелкозернистый щелочной гранит	57,23	2,893	19,78	0,7289±0,0058	Rb-Sr изохрона по породе 63±13 млн лет Sr ₀ =0,7134±0,0117
2121	31-1	Граносиенит	40,11	1,419	28,27	0,7424±0,0016	
2122	29-2	Щелочной гранит	58,69	1,023	57,37	0,7649±0,0013	
2123	31	Щелочной гранит	45,15	1,048	43,08	0,7514±0,0040	В расчет изохроны не вошел
2124	29	Щелочной гранит	47,77	1,373	34,79	0,7650±0,0009	
	29-1	Смесь эгирина и арфведсонита	108,7 млн лет интегрированный спектр с очень большой ошибкой, аргон-аргоновый метод				76,2 млн лет, аргон-аргоновый изохронный метод при первичном отношении Ar ⁴⁰ /Ar ³⁹ = 373
Хатыннахский плутон							
Хатыннахский массив	156	Биотит	Аргон-аргоновый метод.				Плитный возраст 81,8 млн лет

Примечание. Rb-Sr датировки выполнены в лаборатории геохронологии и изотопной геохимии СВКНИИ ДВО РАН, аналитик И.А.Давыдов, 1994 г. (расчет уравнений регрессии проводился методом наименьших квадратов, ошибки в дате и первичном отношении соответствуют 95% уровню значимости, а в измеренных отношениях стронция – 68%). Большая ошибка обусловлена природной геохимической дисперсией изотопов стронция в породах Арангасского массива - 463×10^{-8} , что соответствует вкладу в ошибку возраста – 9,7 млн лет. Ar-Ar датировки выполнены в лаборатории университета Аляски UAF, доктором П.Лейером (P.W.Layer), 1997 г.

шлиховыми ореолами ксенотима, монацита и фергюссонита (А.А.Крист, 1955г.). Сами граниты отличаются высокими концентрациями циркония, иттрия и ниобия (см.табл.2). По данным изотопной геохронологии (табл.3) щелочные граниты Арангасского массива характеризуются датами 70-90 млн. лет (K/Ar и Ar/Ar данные) или 64 млн. лет (Rb/Sr изохронные данные). Они прорывают субвулканические тела комендитов. Ареал подобного магматизма с сопутствующим редкоземельным оруденением протягивается в северо-западном направлении почти на 100 км при ширине в 20-40 км.

Другим примером подобных плутонов являются Верхне-Буондинский и Сухой массивы, включаемые в состав Нявленгинской вулканоструктуры [4,8]. Эти небольшие по площади (до 35 км²) тела изометричной штокообразной (Верхне-Буондинский) и трещинной дайкоподобной формы сложены фиолетово-красноватыми мелко-, реже среднезернистыми лейкократовыми гранитами. Порода сложена микропегматитовыми и микропертитовыми сростаниями кварца (25-45 %), калиевого полевого шпата (40-65 %) и альбита (5-20 %), среди темноцветных минералов (5 %) преобладают арфведсонит и эгирин.

Спецификой пород является редкость сопровождающих их жильных образований и их редкоземельная специализация (табл. 4). Возрастное положение пород данных плутонов геологически неопределенно, они достоверно прорывают аптальбские вулканы и автомагматические

Таблица 4.

Состав щелочных гранитов Верхне-Буондинского и Сухого плутонов

	Бу-3	Бу-7	В-3	В-4	В-12	В-15	В-20	В-22	В-25	С-99	С-100	С-103	С-107	С-117	С-119
SiO ₂	76,76	76,43	75,42	74,97	75,04	74,94	74,85	75,93	75,32	75,32	76,44	75,65	76,03	75,44	76,05
TiO ₂	0,15	0,13	0,12	0,17	0,19	0,18	0,19	0,17	0,17	0,13	0,10	0,10	0,10	0,14	0,10
Al ₂ O ₃	11,79	11,59	12,68	12,60	12,50	12,66	12,77	12,46	12,27	12,12	12,08	12,25	11,94	12,25	12,0
Fe ₂ O ₃	2,57*	2,43*	1,62	2,52	2,41	2,08	2,74	2,17	1,92	1,76	1,87	1,50	1,61	2,04	1,94
FeO			0,39	0,23	0,38	0,48	0,23	0,22	0,89	1,21	0,61	0,90	0,85	0,66	0,69
MnO	0,01	0,01	0,03	0,02	0,04	0,03	0,04	0,01	0,06	0,05	0,03	0,04	0,04	0,04	0,03
MgO	0,06	0,03	0,06	0,04	0,04	0,02	0,01	0,05	0,05		0,03	0,01	0,01	0,01	0,01
CaO	0,08	0,15	0,31	0,12	0,30	0,23	0,20	0,15	0,21	0,07	0,11	0,27	0,11	0,11	0,10
Na ₂ O	3,68	4,41	4,13	4,16	3,55	4,01	3,93	3,50	3,60	4,41	3,99	4,09	4,12	4,47	4,67
K ₂ O	4,39	4,54	4,46	4,30	4,71	4,63	4,53	4,60	4,33	4,54	4,08	4,50	4,48	4,07	3,69
P ₂ O ₅	H/o	H/o	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
П.п.п.	0,50	0,28	0,39	0,27	0,39	0,28	0,31	0,23	0,79	0,30	0,30	0,32	0,34	0,47	0,31
сум- ма	99,99	100,0	99,68	99,45	99,61	99,61	99,75	99,53	99,73	100,1	99,73	99,75	99,74	99,83	99,71
Rb	114	165	162	122	127	106	114	119	112	215	182	228	182	168	148
Sr	5	7	5	12	5	5	5	5	21	5	26	7	14	9	5
Y	77	83	H/o	89	H/o	H/o	H/o	H/o	92	H/o	108	H/o	117	H/o	H/o
Zr	621	614	H/o	919	H/o	H/o	H/o	H/o	625	H/o	526	H/o	574	H/o	H/o
Nb	21	24	H/o	22	H/o	H/o	H/o	H/o	18	H/o	47	H/o	34	H/o	H/o
U	H/o	H/o	3,8	2,7	4,1	4,9	3,3	3,8	1,8	6,4	5,9	7,6	4,8	4,7	4,5
Th	H/o	H/o	16	10	12	7,3	10	13	10	20	22	21	14	16	18
Pb	H/o	H/o	14	10	20	12	12	16	11	22	38	31	39	25	36
Zn	H/o	112	H/o	124	H/o	H/o									
Cu	H/o	6	H/o	7	H/o	H/o									
As	H/o	51	H/o	51	H/o	H/o									
Ba	H/o	80	H/o	0	H/o	H/o									
Cl	H/o	190	H/o	220	H/o	H/o									

Примечание. *) железо общее. Верхне-Буондинский массив – образцы с индексами Бу и В, Сухой массив – образцы с индексами С. Определение U, Th, Pb, Zn, As, Ba проведено в лаборатории ПГО «Тажгеология», рентгено-флуоресцентным методом, 1996 г. Cl определен рентгено-флюоресцентным методом в лаборатории СВКНИИ ДВО РАН, Т.А.Дейнеко, 1986 г. Остальное - см. табл. 2., н/о – не определялось.

брекчии, а также и субщелочные биотитовые граниты массива Полиметаллический [4], но нигде не установлено их прорывание, позднемиловыми субдукционными роговообманково-биотитовыми гранитоидами массива Цирковый. По крайней мере, ни один исследователь не приводит достоверных данных о взаимоотношениях этих двух типов гранитов. Это, а также трещинная форма Сухого массива и резкие различия петрогеохимических параметров этих гранитов (см. табл. 4) по сравнению с другими гранитными плутонами данной структуры (Полиметаллический, Ночной, Лево-Буондинский, Цирковый) и материалы калий-аргоновой геохронологии неизмененных гранитов (табл. 5), показывающие позднемиловый– раннепалеогеновый интервал дат, не позволяют нам согласиться с мнением И.Н. Котляра [9] о существенном омоложении рассматриваемых щелочных гранитов и их раннемиловом возрасте.

Датировки пород из коллекций Н.А.Горячева и П.П.Колесниченко выполнены в лаборатории геохронологии и изотопной геохимии СВКНИИ ДВО РАН, аналитик А.Д.Люскин, 1995 г.

Таблица 5.

К/Аг датировки щелочных гранитоидов Нявленгинской структуры

№№ пп	Массив	№ образца	Калий, %	Аргон ⁴⁰ нг/г	Дата
1	Верхне-Буюндинский	Бу-5	4,27	24,40	81±1
2	Верхне-Буюндинский	Бу-2	3,87	23,60	86±1
3	Верхне-Буюндинский	В-3	4,27	24,30	80±2
4	Верхне-Буюндинский	В-5	3,97	21,70	77±2
5	Верхне-Буюндинский	В-10	4,31	21,60	71±1
6	Верхне-Буюндинский	В-12	4,53	24,30	76±2
7	Верхне-Буюндинский	В-15	3,79	22,40	84±2
8	Верхне-Буюндинский	В-20	4,15	23,80	81±1
9	Верхне-Буюндинский	В-25	3,99	22,80	81±1
10	Верхне-Буюндинский	214	3,80	22,60	84±1
11	Верхне-Буюндинский	212/1	4,21	24,60	83±1
12	Верхне-Буюндинский	212	4,19	23,10	78±1
13	Сухой	С-99	4,06	21,10	74±1
14	Сухой	С-100	3,77	21,30	80±1
15	Сухой	С-102	3,33	18,80	80±1
16	Сухой	С-103	3,84	21,50	79±1
17	Сухой	С-107	4,03	20,60	72±1
18	Сухой	С-116	3,92	21,60	78±1
19	Сухой	С-117	3,94	20,60	74±2
20	Сухой	С-118	3,91	24,90	90±1
21	Сухой	С-119	3,90	22,22	81±1

Таблица 6.

Состав щелочных гранитов Берганджинского плутона

	Ф-20	Ф-33	Ф-35	Ф-36	Ф-40
SiO ₂	73,78	73,73	73,23	73,46	73,41
TiO ₂	0,11	0,14	0,15	0,13	0,13
Al ₂ O ₃	13,83	13,52	13,60	13,65	13,77
Fe ₂ O ₃	2,04	2,24	2,46	2,37	2,26
MnO	0,04	0,04	0,05	0,04	0,05
MgO	Не обн.	0,14	0,12	0,10	0,10
CaO	0,38	0,36	0,34	0,21	0,30
Na ₂ O	4,54	4,19	4,36	4,57	4,66
K ₂ O	4,90	4,79	4,84	4,63	4,66
P ₂ O ₅	Не обн.	0,01	0,01	0,01	Не обн.
П.п.п.	0,38	0,84	0,85	0,90	1,30
Сумма	100,00	100,00	100,01	99,97	99,94
Rb	160	138	141	130	139
Sr	19	38	42	35	37
Y	47	48	41	43	42
Zr	301	329	331	330	338
Nb	4	5	5	4	7

К подобным же телам мы относим сиенито-диориты, граносиениты и субщелочные граниты (табл. 6) расположенного недалеко Хатыннахского плутона (басс. р. Таскан) и небольшой Берганджинский массив щелочных гранитов (табл. 7) на юго-востоке Тенькинской зоны на внешней границе Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, а также сиенито-диориты и субщелочные граниты поздней серии [22] Неорчанского плутона в бассейне р. Олы, и аналогичные породы известные в составе Магаданского батолита [2].

Таблица 7.

Состав гранитоидов Хатыннахского плутонов

	Сиенито-диориты					Граносиениты		Субщелочные граниты		Аплитовидные граниты	
	146	147	140-1	27	143	27-2	139	150	153	151	155
SiO ₂	57,09	58,30	60,11	61,91	62,11	64,71	67,28	73,35	75,35	76,34	77,13
TiO ₂	0,79	0,69	0,59	0,37	0,44	0,22	0,23	0,14	0,09	0,12	0,05
Al ₂ O ₃	18,24	17,76	18,37	17,65	18,53	17,22	17,27	14,18	13,04	12,36	13,22
Fe ₂ O ₃	6,91	6,10	5,85	5,24	4,80	4,32	2,74	1,73	1,34	1,35	0,60
MnO	0,15	0,13	0,16	0,28	0,15	0,17	0,08	0,04	0,06	0,02	0,01
MgO	2,34	2,25	1,36	1,05	0,94	0,60	0,28	H/o	H/o	H/o	H/o
CaO	5,78	4,62	3,74	1,40	3,18	1,80	1,35	1,10	0,76	1,05	0,52
Na ₂ O	4,13	3,72	4,26	4,90	4,18	4,77	4,57	3,81	4,22	2,67	4,03
K ₂ O	4,28	5,69	5,34	6,78	5,38	5,73	5,36	4,67	4,71	5,67	3,90
P ₂ O ₅	0,40	0,38	0,26	0,09	0,20	0,11	0,05	0,04	0,02	0,02	H/o
П.п.п.	0,55	0,70	H/o	0,17	0,46	0,48	0,77	0,91	0,51	0,40	0,66
Сумма	100,66	100,34	99,98	99,84	100,04	100,03	99,98	99,97	100,10	100,0	100,12
Rb	130	151	124	130	150	145	137	210	266	209	185
Sr	814	829	764	143	576	299	178	112	67	112	43
Y	23	22	21	19	17	39	16	19	H/o	9	43
Zr	229	188	118	119	232	305	393	115	H/o	100	147
Nb	10	5	6	12	12	15	13	15	H/o	18	89
U	3,3	1,5	1,0	H/o	1,9	H/o	2,4	4,4	7,5	4,3	24
Th	8	8	7	H/o	10	H/o	10	24	32	33	42
Pb	12	18	20	H/o	22	H/o	35	16	19	18	12
Zn	20	20	50	H/o	25	H/o		20	20	20	20
As	9	17	5	H/o	11	H/o	17	9	9	11	14
Ba	855	1440	1520	418	915	725	565	170	70	120	50

Примечание. Определение U, Th, Pb, Zn, As, Ba проведено в лаборатории ПГО «Гаежгеология», рентгено-флуоресцентным методом, 1996 г., остальное – см. табл. 2; н/о – не определялось.

С рассматриваемыми гранитами пространственно ассоциируют более ранние оловоносные субщелочные граниты, лейкограниты и гранит-порфиры нередко содержащие фаялит [14,15,24]. Примером таких массивов является Малтано-Бохапчинский в Северном Приохотье [15], который прорывает кислые эффузивы сеноман-туронского возраста, а также Днепровский шток, прорывающий триасово-юрские осадочные и позднемиловые вулканогенные отложения и сложенный несколькими фаціальными разновидностями гранит-порфиров. С последним, генетически связано одноименное оловорудное месторождение касситерит-силикатного типа с повышенными концентрациями редких земель [18]. По всей видимости, к этой же группе следует отнести и Западно-Бутугычагский и Верхне-Оротуканский массивы, а также Лево-Омсуканский плутон, которые отличаются повышенными концентрациями иттрия и ниобия (табл. 6), обладают акцессорным фаялитом и иногда сопровождаются редкоземельной минерализацией [11].

Вторая группа магматических образований пространственно ассоциирует с крупной Сеймчано-Буюндинской впадиной, выполненной неоген-четвертичными отложениями и характеризуется чрезвычайной пестротой состава магматических пород: трахириолиты, комендиты, линдеиты и грорудиты [17,21,25] (табл. 8). Общая мощность стратифицированных вулканических толщ варьирует от 100 до 350 м [12, 17]. Дайки грорудитов и комендитов пересекают лейкократовые оловоносные граниты Верхне-Оротуканского массива с датами 61-81 млн. лет. Прямое датирование трахириолитов калий-аргоновым методом дало 58-73 и 69-71 млн. лет [12,17], что в целом, отвечает самым молодым датам Верхне-Оротуканского и Западно-Бутугычагского массивов оловоносных лейкократовых грани-

тов и может считаться временем формирования пород данного щелочного комплекса. Дайки трахириолитов рассекают также и сиенитодиориты Хатыннахского массива. А в экзоконтакте Арангасского массива щелочных гранитов одним из авторов наблюдалось прорывание ими комендитов. Эти породы также отличаются аномальными концентрациями циркония и ниобия (см. табл. 8).

Таблица 8.

Состав щелочных гранитоидов дайковой фации

Окислы (вес.%) элементы (ppm)	Район Хатыннахского массива		Дайки в Верхне-Оротуканском Плутоне			Район Арангасского массива			Бассейн руч.Печальный		
	Трахириолит		Риолит	Грорудит	Пэзанит	Комендит			Трахириолит		
	29	30	176	210	41	28a	28б	28-2	С-19	3-2	1111
SiO ₂	70,69	70,57	77,45	75,29	74,84	71,53	71,53	71,09	79,01	76,99	79,31
TiO ₂	0,26	0,19	0,02	0,22	0,04	0,21	0,29	0,27	0,04	0,05	0,03
Al ₂ O ₃	14,85	15,22	13,80	9,32	9,82	14,20	13,96	13,30	11,30	13,13	11,33
Fe ₂ O ₃	2,67*	2,75*	0,90	5,00	3,38	1,77*	2,64*	2,46*	0,77*	0,55*	0,40*
FeO			0,13	1,05	1,97						
MnO	0,02	0,04	0,06	0,07	0,09	0,17	0,17	0,16		0,01	
MgO	0,65	0,36	0,05	0,05	0,30	0,10	0,01	0,01		0,17	0,14
CaO	1,33	1,76	0,05	0,08	0,30	0,29	0,21	0,26	0,18	0,09	2,52
Na ₂ O	3,83	3,95	1,56	3,50	3,92	6,64	6,67	5,57	1,66	2,17	5,50
K ₂ O	4,53	4,45	4,18	4,41	4,16	3,73	3,23	4,53	6,04	4,59	
P ₂ O ₅	0,12	0,10	0,05	0,02	0,04	0,01	0,01	0,01	Н/о	Н/о	Н/о
П.п.п.	1,15	0,60	1,87	1,08	0,48	0,63	0,52	2,36	0,93	2,23	0,77
Сумма	100,12	99,99	100,02	100,04	99,83	99,99	100,00	100,01	99,94	100,00	100,00
Rb	100	92	205	477	Н/о	175	144	230	519	177	511
Sr	321	404	42	23	Н/о	32	15	11	29	54	211
Y	13	8	15	261	Н/о	73	71	40	19	9	24
Zr	193	183	39	3099	4900**	812	788	708	86	70	78
Nb	11	18	9	169	Н/о	71	49	62	15	11	18
Ba	Н/о	Н/о	136	149	Н/о	Н/о	Н/о	Н/о	Н/о	239	Н/о

Примечание. *) суммарное содержание железа. **) в виде ZrO₂. Анализ образца 41 заимствован из [21].
Н/о – не определялось.

Третья группа представлена дайками миндалекаменных базальтов, которые прорывают субщелочные гранит-порфиры Берганджинского массива, лейкограниты Верхне-Оротуканского и Западно-Бутугычагского массивов, кислые вулканы ольской свиты ОЧВП в Малтано-Ольском секторе и в Тенькинской зоне. Щелочные базальты подстилают покровы трахириолитов и комагматичных им субвулканических комендитов [12,17]. Дайки, как правило, имеют незначительную мощность и протяженность. Характерной особенностью пород данной группы является наличие в них вкрапленников оливина и обилие миндалин, выполненных кальцитом, реже микрозернистым кварцем. Присутствие миндалин обуславливает высокие содержания летучих в их составе (табл. 9). Для них также типично повышенное содержание щелочей и ниобия (см. табл. 9).

Состав щелочных базальтов Северного Приохотья

	Берганджинский массив, дайки миндалекаменных базальтов		Месторождение Нявленга, пострудные базальты			Район Верхне-Оротуканского массива, дайки миндалекаменных базальтов	
	Ф-40д	Ф-14	В-7	Н-1	Н-3	179	178
SiO ₂	46,23	46,09	45,82	51,16	50,43	54,50	53,87
TiO ₂	1,75	1,70	2,48	1,44	1,53	1,14	1,14
Al ₂ O ₃	16,06	15,90	14,59	16,31	16,95	15,42	15,57
Fe ₂ O ₃	9,83*	8,70*	12,69*	9,34*	9,55*	7,18*	6,00
FeO	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	1,28
MnO	0,19	0,18	0,16	0,16	0,14	0,13	0,13
MgO	5,82	4,89	5,14	4,47	4,88	2,55	2,67
CaO	7,54	8,63	6,29	7,96	7,69	7,17	7,37
Na ₂ O	4,05	2,46	3,26	3,11	3,05	3,32	3,32
K ₂ O	3,14	3,33	1,45	1,09	1,39	2,97	2,96
P ₂ O ₅	0,76	0,64	0,68	0,68	0,69	0,27	0,28
П.п.п.	4,64	7,48	7,41	4,27	3,70	5,33	5,51
Сумма	100,01	100,00	99,97	99,99	100,00	99,98	100,10
Rb	45	71	51	86	22	100	100
Sr	1055	1073	327	609	765	307	307
Y	25	17	24	29	26	28	28
Zr	264	248	239	209	263	237	237
Nb	43	41	5	4	2	12	12
Ba	Не опр	Не опр	Не опр	Не опр	Не опр	403	Не опр
Cr	Не опр	Не опр	Не опр	Не опр	Не опр	59	Не опр
Ni	Не опр	Не опр	Не опр	Не опр	Не опр	18	Не опр

- Суммарное железо. Не опр. – элемент или окисел не определялись. Определение Ba, Cr, Ni выполнено рентгено-флюоресцентным методом в лаборатории СВКНИИ В.Я.Борходоевым, 2002 г.

ВОЗРАСТНАЯ ПОЗИЦИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ ТЕЛ

Все охарактеризованные здесь магматические образования прорывают терригенные породы мезозой и вулканические покровы ОЧВП. Они также пересекают позднемиоценовые гранитоиды перивулканической зоны ОЧВП. Следует отметить, что описанные Е.К.Устиевым [25] линдеиты в виде дайки прорывают платобазальты Ольского плато, относимые всеми исследователями к самым поздним магматическим образованиям ОЧВП. Рассматриваемые нами магматические тела датированы различными методами в достаточно узком интервале 58-83 млн.лет, частично перекрывающимся с датировками субдукционных гранитоидов ОЧВП [9]. Однако для всех них намечается общая последовательность от ранних субщелочных гранитов и гранит-порфиров с фаялитом (80-83 млн. лет), сиенито-диоритов и щелочных гранитов (71-83 млн. лет) к позднему щелочнобазальт-трахириолит-комендитовому комплексу (58-73 млн. лет), которым, возможно, комагматичен эгириновый гранит Арангасского массива (64-77 млн. лет). Следует также отметить, что рубидий-стронциевые датировки некоторых ранних тел субщелочных лейкогранитов и гранит-порфиров, как правило, моложе калий-аргоновых и аргон-аргоновых и укладываются в интервал дат позднего комплекса (рис. 3).

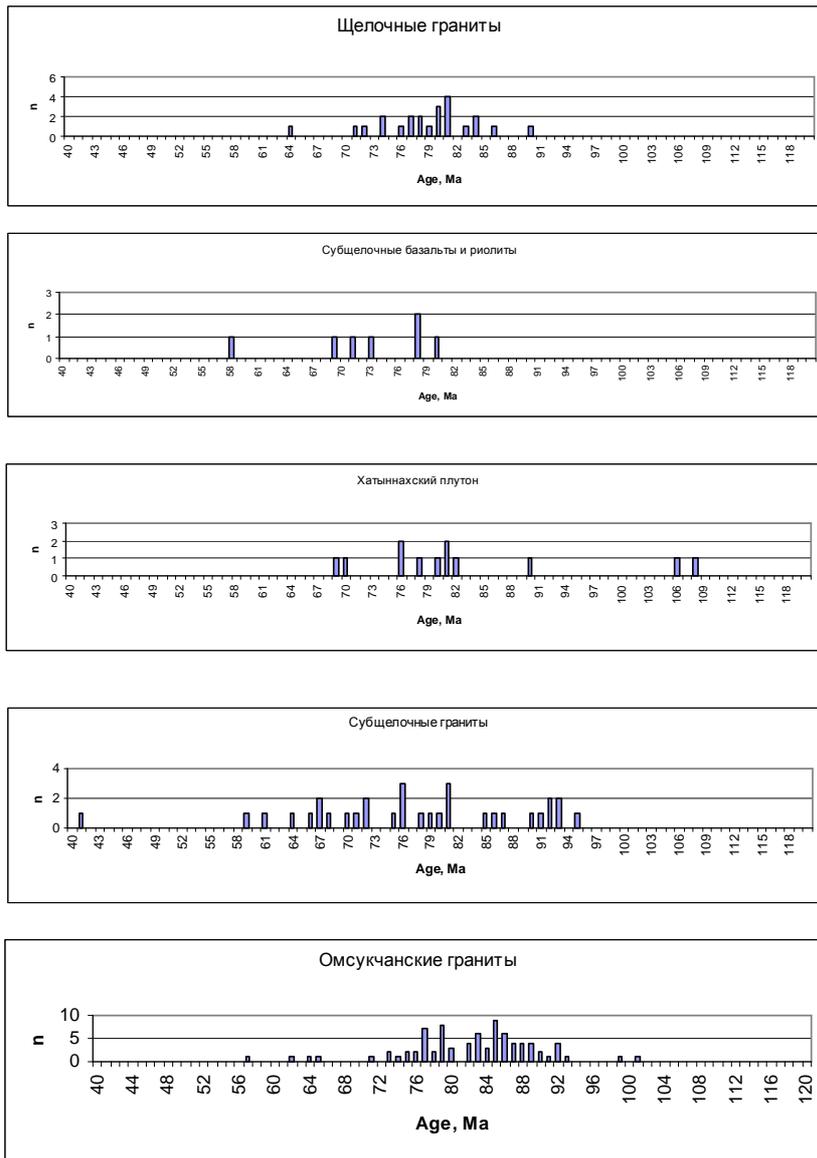


Рис. 3. Геохронологические датировки щелочных и субщелочных магматических тел по материалам [9] и авторам.

ОБЩИЕ ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ

Общими геохимическими особенностями пород, слагающими охарактеризованные магматические тела, являются их высокая щелочность и повышенные (вплоть до аномальных) концентрации циркония, иттрия и ниобия (рис. 4). Наряду с молодыми датировками, это свидетельствует об их формировании в условиях регионального растяжения, сменившего геодинамические обстановки существования окраинно-континентального Охотско-Чукотского вулканического пояса.

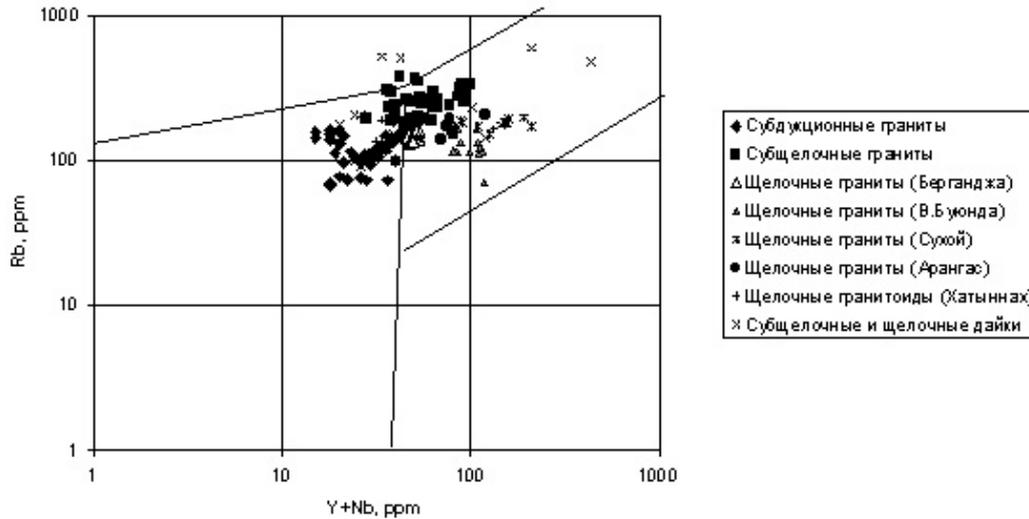


Рис. 4. Геодинамическая диаграмма щелочных и субщелочных гранитоидов Северного Приохотья.

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ

Анализ пространственного положения рассматриваемых магматических тел показывает, что все они расположены в ближней тыловой зоне магматической дуги ОЧВП. Однако относительно структур вмещающих мезозоид, эти плутоны и вулканические поля расположены дискордантно и контролируются зонами разломов в общем ориентированных перпендикулярно простиранию ОЧВП. Эти зоны некоторыми авторами выделены как зоны тектоно-магматической активизации мезозоид (А.И. Калинин, В.М. Кузнецов и др.). Указанные плутоны локализованы как в древних рифейских и палеозойских толщах (Арангасский массив), так и среди триасово-юрских отложений Яно-Колымского складчатого пояса (Куларо-Нерского сланцевого пояса – Хатыннахский массив), и в триасово-юрских породах (Днепровский массив), слагающих Вилигинский террейн [29]. Некоторые из них прорывают вулканы ольской свиты ОЧВП (Неорчанский массив) с возрастными датировками в 80 млн. лет [9]. Следует также отметить, что указанные плутоны и вулканические поля сгруппированы в Приохотском секторе ОЧВП на расстоянии в несколько сотен км от предполагаемого палеожелоба.

СЛЭБ-ВИНДОУ ТЕКТОНИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ ГРАНИТОИДОВ

Исходя из изложенного, формирование гранитоидов данного типа, может быть представлено в рамках модели отрыва слэба при прекращении процессов субдукции под окраину континента [23,27]. В нашем случае таким фактором, прекратившем деятельность Охотско-Чукотской зоны субдукции послужили тектонические блоки с большой мощностью литосферы (до 150 км), которые фиксируются в прилегающей части дна Охотского моря [28]. Возможно, они имеют сиалическую природу, согласно данным геофизики и глубинного драгирования дна Охотского моря [1,10], или представляют собой фрагменты океанического плато [3]. Независимо от истолкования природы этих блоков, можно полагать, что в конце позднего мела они, вместе с подошедшими с севера (в современных ко-

ординатах) коряжскими террейнами, блокировали зону субдукции Охотско-Чукотского окраинно-континентального вулканического пояса (рис. 5). При этой блокировке, вследствие наличия правосдвиговой компоненты при движениях блоков, возникли

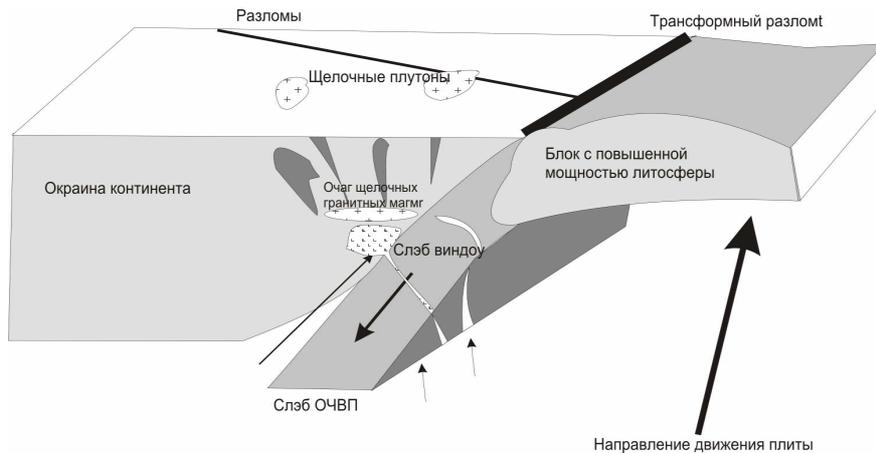


Рис. 5. Слэб виндоу тектоническая модель щелочного магматизма Северного Приохотья.

разрывы в поглощаемой пластине океанической коры, в которые «ворвался» (или был втянут) в результате декомпрессии материал разогретой верхней мантии. Это и привело к формированию рассматриваемых щелочных пород. Полного отрыва слэба, по всей видимости, не произошло (см.рис. 5), иначе мы бы имели вариант широкого распространения бимодального молодого вулканизма подобно калифорнийскому побережью и структурам Бассейнов и Хребтов Запада США [30] и трансформную окраину. В нашем случае, трансформная окраина, вероятно, не успела развиться из-за продолжавшегося интенсивного давления тихоокеанской плиты Кула, и перескока зоны субдукции в район Курильских островов, что вызвало сильные сжимающие горизонтальные усилия и прекратило процессы начавшегося расширения в пределах ОЧВП. В самом ОЧВП началу этой стадии отвечало формирование платобазальтов мыгдыкитской свиты и сопутствующих им в существенно подчиненных количествах риолитов [16], прорванных дайкой линдеитов [25].

Литература

1. Авдейко Г.П., Берлин Ю.М., Богданов Н.А. и др. Тектоника Охотского моря и окружающих территорий. Объяснительная записка к тектонической карте м-ба 1:1500000. М.: ИЛОВМ РАН, 2000. 193 с.
2. Андреева Н.В., Пономарева А.П., Крук Н.Н., Титов А.В., Трушин А.В. Магаданский батолит: строение, состав и условия формирования. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1999. 264 с.
3. Богданов Н.А., Добрецов Н.Л. Охотское океаническое вулканическое плато // Геология и геофизика. т.40. № 2. 2002. С.101-114
4. Бочарников Ю.С., Ичетовкин Н.В. Связь магматизма и оруденения на примере Нявленгинской вулканотектонической депрессии // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Вып. 25. 1980. С.74-87
5. Гельман М.Л. Интрузивные формации // Объяснительная записка к Металлогенической карте Магаданской области и сопредельных территорий м-ба 1:1500000. Часть 1. Магадан: СВПГО, 1986. С. 66-87
6. Горячев Н.А. Геология мезозойских золото кварцевых жильных поясов Северо-Востока Азии. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1998. 210 с.
7. Государственная геологическая карта. Масштаб 1:1000000 (новая серия). Лист О-56-Магадан, Р-56,57-Сеймчан. Объяснительная записка. СПб.: 1992. 112 с. (ВСЕГЕИ, ПГО «Севостгеология»).

8. *Котляр И.Р.* Золотосеребряная рудоносность вулканических структур Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М.: Наука, 1986. 263 с.
9. *Котляр И.Н., Жуланова И.Л., Русакова Т.Б., Гагиева А.М.* Изотопные системы магматических и метаморфических комплексов Северо-Востока России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2001. 319 с.
10. *Леликов Е.П.* Геологическое строение фундамента дна Охотского моря // Геология морей и океанов. Тез. докл. XIV Междунар. школы морской геологии. Т.2. М.: ГЕОС, 2001. С.41-42
11. *Матвеевко В.Т.* Начальное комплексное месторождение. Магадан: ВНИИ-1, 1957. 37 с.
12. *Михайлова В.П.* Схема стратиграфического расчленения нижнекайнозойских отложений Колымо-Омолонского региона и Северного Приохотья // Новые местные стратона фанерозойских отложений Колымо-Омолонского региона и северного Приохотья. Магадан: СВНЦ ДВО РАН, СВНИЦМИС, 1997. С.66-78
13. *Ньюберри Р.Дж., Лейер П.В., Ганс П.Б. и др.* Предварительный анализ хронологии мезозойского магматизма, тектоники и рудной минерализации Северо-Востока России, основанный на ⁴⁰Ar/³⁹Ar датировании и геохимии редких элементов в породах и рудах // Золотое оруденение и гранитоидный магматизм Северной Пацифики. Т.1. Геология, геохронология и геохимия. Труды Всеросс.совещания. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2000. С. 181-205
14. *Осинов А.П.* О фаялитеносных гранитах Северо-Востока СССР // Изв. ВУЗов. Сер. Геол. И разв. 1970. №5. С.48-54
15. *Осинов А.П.* Позднемезозойское тектономагматическое развитие западной части Охотско-Колымского водораздела. Новосибирск: Наука, 1975. 160 с.
16. *Пальмский Б.Ф.* Вулканические серии Северного Приохотья // Магматизм и метаморфизм Северо-Востока Азии. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2000. С. 64-66
17. *Панычев И.А., Титов В.А.* О возрасте молодых эффузивов на правом берегу верховьев Колымы // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Вып. 24. 1978. С.68-71
18. *Скорняков П.И.* Иттрийсодержащий флюорит из оловрудного месторождения Днепровского // Труды ВНИИ-1. Т. XIV Геология. 1959. С.78-80.
19. *Соболев А.П.* Мезозойские гранитоиды Северо-Востока СССР. М.: Наука, 1989. 249 с.
20. *Соколова Е.А.* О двух редких щелочных базальтовых породах из района рек Колымы и Иня // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Вып. 3. Магадан: Советская Колыма, 1948. С. 38-44.
21. *Стулов Н.Н.* Дайки редких щелочных пород в бассейне реки Оротукана // Колыма, 1947, № 7. С.
22. *Трушин А.В., Кузнецов В.Н.* Геологическое строение неорчанского массива и функции распределения петрогенных окислов в гранитоидах // Региональная геология и полезные ископаемые Северо-Востока СССР. Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1989. С.74-83
23. *Тычков С.А., Владимиров А.Г.* Модель отрыва субдуцированной океанической литосферы в зоне Индо-Евразийской коллизии // Докл. РАН. Т.354, №2. С.238-241
24. *Устиев Е.К.* Фаялит некоторых месторождений Колымы // Зап. ВМО. 1946. № 2. С.95-103
25. *Устиев Е.К.* Третичные линдеиты Ольского плато // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Вып. 3. Магадан: Советская Колыма, 1948. С. 64-70
26. *Устиев Е.К.* Натровый феррогастингит из щелочных гранит-порфиров массива «Корсар» // там же, Вып. 6, 1949. С.25-32
27. *Ханчук А.И.* Тектоника и магматизм палеотрансформных континентальных окраин калифорнийского типа на Востоке России // Общие вопросы тектоники. Тектоника России. Материалы XXXIII Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2000. С.544-547
28. *Levin L.E., Viskovsky Yu.A., Rogacheva L.E.* The Far East Seas – Japan, Okhotsk and Bering: thermal regime of the Lithosphere and Petroleum potential // Proceedings of International Symposium on new concepts in Global Tectonics. November 20-23, 1998. Tsukuba, Japan. Pp.239-243
29. *Nokleberg W.J., Parfenov L.M., Monger J.W.H., et al.* Circum-North Pacific tectonostratigraphic terrane map. N.Y. 1994. 433 p. 2 sheetes, scale 1:5000000; 2 sheets scale 1:10 000 000 (US Geol Surv. Open-File Report 94-714).
30. *Rutiba J.J.* Cenozoic metallogeny of California //(A.R.Coyner and P.L.Fahey eds) Geology and Ore Deposits of the American Cordillera. Symposium Proceedings. Geological Society of Nevada. Reno: Nevada, 1996. PP.803-822.

ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ЛОВОЗЕРСКИХ РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ (КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ) ПО ИЗОТОПНО-ГАЗОВЫМ (He,Ar) ДАННЫМ

НИВИН В.А., ИКОРСКИЙ С.В.

Геологический институт Кольского НЦ РАН, Апатиты, nivin@geoksc.apatity.ru

Изучены концентрации и соотношения изотопов гелия и аргона во флюидных включениях и породах/минералах в целом из Ловозерского нефелин-сиенитового массива и связанных с ним редкометальных месторождений. Установлены широкие вариации изотопно-газовых показателей, обусловленные смешением в различных пропорциях захваченного флюида, являющегося, в свою очередь, смесью мантийной и атмосферной составляющих, и образовавшихся *in situ* радиогенных газовых компонентов. Совокупные данные по изотопному составу благородных газов подтверждают или позволяют предполагать, в частности, мантийный источник, рудной (лопаритовой) минерализации равно как и вмещающих пород массива, наиболее раннюю магматическую кристаллизацию большей части лопарита относительно ассоциирующих минералов, меньшие временной интервал и температурный градиент между формированием кристаллической матрицы и флюидных включений в рудных породах относительно нерудных, возможность частичного образования (преобразования) рудных залежей или внешних зон некоторых кристаллов лопарита на сравнительно низкотемпературном постмагматическом этапе при участии метеорных вод.

ВВЕДЕНИЕ

Редкометальные (лопаритовые) месторождения в пределах Ловозерского агапитового массива фельдшпатоидных (главным образом, нефелиновых) сиенитов и фойдолитов характеризуются относительно простым геологическим строением и, как и собственно вмещающий их плутон, достаточно хорошо изучены. Результаты исследований различных аспектов геологии, петрологии, минералогии и геохимии массива и, в меньшей степени, связанных с ним месторождений отражены в многочисленных публикациях, включая монографии и сравнительно недавние обобщающие статьи в широко распространенных изданиях, например [2,3,4,5,9,10,18,19,22,24]. В последнее время, в частности, уточнен девонский (~370 млн. лет) возраст массива [25], рассчитана и построена трехмерная плотностная модель его глубинного строения [2,19], даны оценки состава исходного мантийного субстрата и предложены модели возникновения родительских расплавов без- или при крайне ограниченном участии коровых источников в генезисе пород и руд [1,10,19,25], выявлены существенные вариации химического состава лопарита, в том числе закономерные изменения его с глубиной по разрезу главных комплексов массива [10,23,24,28], обоснованы и признаны магматическое происхождение редкометального оруденения и ведущая роль процессов кристаллизационной дифференциации в его формировании как и ритмичной расслоенности Ловозерского массива в целом [10,24]. Тем не менее, ряд вопросов генезиса лопаритового орудене-

ния, в частности, касающихся флюидного режима и, особенно, возможного участия сравнительно низкотемпературных флюидов в возможном постмагматическом преобразовании рудной минерализации, требуют дополнительного изучения, а ряд фактов и наблюдений остаются не полностью согласованными.

Между тем, в последние десятилетия все большее признание получают такие геохимические трассеры многих геологических процессов, как изотопы благородных газов, которые, в том числе, успешно использовались для идентификации и количественной оценки вклада различных источников, а также характера дегазации расплавов, родительских для палеозойских щелочных и карбонатитовых комплексов Кольской провинции [33,34]. В результате этих исследований, в частности, установлено, что девонский импульс щелочного магматизма провинции инициировался глубинным мантийным плюмом, в составе которого надежно устанавливается нижнемантийная компонента. И хотя, по сравнению с другими комплексами, породы и руды Ловозерского массива в наименьшей степени сохранили мантийные изотопно-газовые «метки», единые тренды фигуративных точек пород в разных координатах системы U-Th-He позволяют предполагать общность источника первичных расплавов для всех этих интрузивов [15]. Известно также ограниченное количество работ, в которых изотопный состав благородных газов использовался для установления источников и эволюции рудообразующих или сопровождающих рудообразование флюидов различных, преимущественно сравнительно молодых (мезо-кайнозойских) месторождений [20,21,32]. В настоящей работе предпринимается попытка выявить особенности условий формирования Ловозерских редкометальных месторождений и самого массива на основе распределения изотопов гелия и аргона в породах и минералах.

Сокращения, аббревиатура и обозначения

ДК– дифференцированный комплекс

ДМ– деплетированная мантия

изм– измеренный

КМ (км)– кристаллическая матрица

МВВ– метеорные воды с растворенным атмосферным воздухом

общ- общий

рас– рассчитанный

ФВ (фв)– флюидные включения

ЭК– эвдиалитовый комплекс

* (надстрочный индекс)– радиогенный изотоп

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ОБРАЗЦОВ И МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Ловозерский массив агапитовых нефелиновых сиенитов, второй по величине из щелочных комплексов мира, как и еще более крупный, близко расположенный Хибинский, сформировался на пике палеозойской тектоно-магматической активизации восточной части Балтийского щита. Вмещающими породами являются гнейсы и гранито-гнейсы архея. По совокупности имеющихся данных выделяются три главных интрузивных фазы форми-

рования массива. Породы первой фазы представлены преимущественно пойкилитовыми и неравномернотернистыми нозеановыми, вишневитовыми, нефелиновыми и содалитовыми сиенитами, встречаются в виде останцов различной формы и размеров в породах более поздних фаз и, возможно, преобладают в глубоких частях массива. По-видимому, часть

пойкилитовых фельдшпатоидных сиенитов, особенно мелких их обособлений, залегающих среди пород второй фазы, и большая их часть, заключенная в породах третьей фазы, являются принадлежностью соответствующих комплексов. Во вторую фазу образовался так называемый дифференцированный (расслоенный, лопаритоносный) комплекс (ДК), сложенный многочисленными (до 200) пологозалегающими, ритмически чередующимися горизонтами (слоями) луявритов, фойяитов и уртитов, образующих трех- и двухчленные пачки. Мощность отдельных слоев варьирует от нескольких сантиметров до десятков метров. Кроме указанных основных типов пород, в состав комплекса в подчиненных количествах входят ювиты, ийолиты, малиньиты и др. Главные породообразующие минералы – нефелин, калинадровый полевошпат и клинопироксен (в основном, эгирин). ДК в значительной своей части перекрыт породами третьей интрузивной фазы, образующими воронкообразное тело эвдиалитового комплекса (ЭК). Этот комплекс сложен разнозернистыми эвдиалитовыми луявритами с отдельными пластами фойяитов и ювитов и обособлениями пойкилитовых нефелин-сода-литовых сиенитов. Эвдиалит здесь – один из главных породообразующих минералов. В ЭК и верхней части разреза ДК встречаются останцы кровли массива, слагаемой палеозойской вулканогенно-осадочной толщей. Рудные (лопаритовые), они же, наряду с другими, маркирующие горизонты Ловозерского массива сосредоточены преимущественно в пределах наиболее крупного, дифференцированного комплекса. Лопарит обычно образует пластовые зоны вкрапленности мощностью 0.5-2.5 м, согласные общей (субгоризонтальной) стратификации комплекса, в низах трехчленных (уртит, фойяит, луяврит) пачек, с максимумом по контакту уртитового и нижележащего луявритового слоев. Для маркирующих горизонтов принята номенклатура, включающая номер серии, на которые разделяется ДК (сверху вниз), и порядковый номер горизонта от верхней границы серии. В ЭК известны один горизонт лопаритовых ювитов с промышленно значимым оруденением и отдельные участки, обогащенные лопаритом.

Распределение изотопов гелия и аргона изучено в 86 образцах пород и минералов массива и вмещающих (табл. 1), включая фельдшпатоидные сиениты предположительно I фазы, важнейшие разновидности пород II и III фаз, основные промышленные залежи лопарита ДК (I-4, II-4, II-7 и III-14) и горизонт лопаритовых ювитов ЭК. Изучены также образцы из гидротермальных жил, ассоциирующих с породами I и II фаз, породы контактовой зоны массива (нефелиновые сиениты, фениты и фенитизированные гнейсы) и останцы кровли (алевролиты и авгитовые порфириты).

Методика изотопно-газовых измерений была неоднократно опубликована ранее [33,34]. Здесь же достаточно отметить, что извлечение редких газов из образцов пород и минералов осуществлялось двумя методами – плавлением в высоковакуумной электропечи и механическим измельчением в вакуумированных стеклянных ампулах. В первом случае экстрагировался газ из всего объема образца породы или минерала, во втором – главным образом из флюидных микровключений. Вычитая из первого второе, получаем содержания газов в кристаллической матрице образца. Далее в тексте и на рисунках для обозначения этих форм нахождения газов используются соответствующие подстрочные индексы "общ", "фв" и "км".

Сопоставление общих концентраций изотопов гелия и аргона в породе с теоретически ожидаемыми, рассчитанными исходя из содержания родительских (U, Th, Li, K) элементов, возраста пород и допущения закрытости системы, позволяет количественно оценить захваченную компоненту газов. Во флюидных включениях многих минералов соотношение изотопов захваченных газов может длительное время сохраняться, будучи ближе к исходному и с матрице.

При интерпретации полученных результатов учитывались последние оценки изотопных отношений для земных резервуаров: $^3\text{He}/^4\text{He}$ (наиболее информативный

Таблица 1.

Краткая характеристика образцов

Табличный номер	Индекс	Порода, минерал	Геологическое Положение
1	4223-4	Нозеановый сиен т пойкилитовый	I фаза ?
2	709-12	Нефелиновый сиенит пойкилитовый	То же
3	903-1131	Нефелиновый сиенит неравномернозернистый	- « -
4	ИЛ-2а	Ювит-уртит содалит- и виллиомитсодержащий	ДК, I-1
5	УГ-19	Уртит лопаритовый	ДК, I-4
6	УГ-41	Ювит-уртит с содалитом	То же
6а	УГ-41П	Клинопироксен из ювит-уртита	- « -
6б	УГ-41ППШ	К-Na полевои шпат из ювит-уртита	- « -
6в	УГ-41Н	Нефелин из ювит-уртита	- « -
6г	УГ-41С	Содалит из ювит-уртита	- « -
7	Л-136	Ювит	ДК, I серия
8	МГЦ-4	Уртит содалитсодержащий, цеолитизированный	ДК, II-4
9	МГЦ-1	Малиньит лопаритовый	То же
9а	МГЦ-1Л	Лопарит из малиньита	- « -
9б	МГЦ-1БЛ	Безлопаритовая фракция малиньита	- « -
10	С-447-48	Уртит цеолитизированный	ДК, II-5
11а	Л-10-2Л	Лопарит из уртита	ДК, II-7
11б	Л-10-2П	Клинопироксен из уртита	То же
11в	Л-10-2А	Апатит из уртита	- « -
12	904-1480	Ийолит-уртит	ДК, V серия
13	С-904-2	Ювит трахитоидный	То же
14	С-904-3	Ювит с эвдиалитом	- « -
15	С-904-3д	Ювит	- « -
16	ИЛ-4	Фойяит виллиомитсодержащий	ДК, выше I-2
17	ИЛ-11	Фойяит цеолитизированный	То же
18	447-17	Фойяит	ДК, II-1
19	ИЛ-5	Фойяит с виллиомитом и эвдиалитом	ДК, II-3
20	МГЦ-7	Фойяит анальцитсодержащий	ДК, II-4
21	МГЦ-5	Ювит-фойяит альбитизированный	То же
22	80-2	Фойяит цеолитизированный	ДК, ниже II-4
23	ЦШ-8-2	Фойяит	То же
24	ЦШ-18-2	Фойяит с содалитом и канкринитом	- « -
24а	ЦШ-18-2В	Виллиомит из фойяита	- « -
25	С-447-1	Фойяит эвдиалитсодержащий	ДК, выше II-5
26	С-447-2	То же	То же
27	С-447-19	- « -	- « -
28	С-215-31	Фойяит апатит- и эвдиалитсодержащий	ДК, выше III-1
29	С-215-31д	Фойяит с эвдиалитом	То же
30	709-10	Ювит-фойяит виллиомитсодержащий	ДК, III-14
31	724-18	Фойяит виллиомитсодержащий	То же
32	С-215-159	Фойяит эвдиалитсодержащий	ДК, ниже III-16
33	215-159д	То же	То же
34	447-1249	Фойяит	ДК, ниже IV-5
35	904-1496	То же	ДК, V серия
36	УГ-18	Луяврит цеолитизированный	ДК, I-4

Таблица 1. (Продолжение)

37	УГ-20	Лопаритовый луаврит цеолитизированный	ДК, I-4
38	Л-18-12	Луаврит	ДК, II серия
39	Л-10-12	Луаврит с амфиболом	ДК, II-7
40	49-11	Луаврит амфиболовый	ДК, II серия
41	724-7	Луаврит	ДК, III-14
42	706-2	То же	То же
43	702-1	Луаврит лопаритовый с виллиомитом	- « -
44	724-8	Ювит-луаврит лопаритовый	- « -
44а	724-8Л	Лопарит из ювит-луаврита	- « -
44б	724-8П	Клинопироксен из ювит-луаврита	- « -
44в	724-8ППШ	Нефелин+полевоый шпат из ювит-луаврита	- « -
45	Л-15-13	Нефелиновый сиенит неравнозернистый	ДК,эндоконтакт
46	Л-15-12	То же	То же
47	Л-15-11	- « -	- « -
48	Л-15-1	Нефелиновый сиенит пегматоидный	- « -
49	Л-13-6	Эвдиалитовый ювит с лопаритом	ЭК
50	Л-16-19	Лопарит-эвдиалитовый ювит содалитсодержащий	То же
51	179-249	Эвдиалитовый фойяит	- « -
52	Л-16-11	Эвдиалитовый луаврит	- « -
53	Л-16-26	То же	- « -
54	179-185	- « -	- « -
55	Л-16-6	Мурманит-эвдиалитовый луаврит порфировидный	- « -
56	657-Б-2	Содалитовый сиенит пойкилитовый	- « -
57	Л-16-16	Альбитит	- « -
58	731-1а	Гидротермалит усингитовый	ДК, жила
59а	ЛА-1в	Цеолиты из гидротермалита	То же
59б	ЛА-1аб	Кварц из гидротермалита	- « -
60	Л-17-14	Алевролит	Останец кровли
61	Л-17-15	То же	То же
62	Л-19-11	Туф авгитового порфирита	- « -
63	Л-19-13	Авгитовый порфирит	- « -
64	Л-19-15	То же	- « -
65	Л-15-2	Фенит пироксен-полевошпатовый	ДК,экзоконтакт
66	Л-15-3	То же	То же
67	Л-18-6	Фенит амфибол-пироксен-полевошпатовый	- « -
68	Л-18-1	Гнейс фенитизированный	- « -
69	Л-15-4	То же	- « -
70	Л-15-5	- « -	- « -
71	Л-15-6	- « -	- « -
72	Л-15-9	Гнейс биотитовый	Вмещающая Порода

Примечания. ДК – дифференцированный комплекс; I-1 ч III-16 – номер серии ч номер горизонта (слоя) внутри серии.

индикатор источника глубинных флюидов) в земной коре $\sim 2 \cdot 10^{-8}$, в верхней мантии $\sim 1,1 \cdot 10^{-5}$, в нижней мантии $\sim 1,8 \cdot 10^{-4}$; $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ в атмосфере- 295,5, в верхней мантии ~ 40000 , в нижней мантии $\sim 5000-6000$ [35]. меньшей примесью радиогенной компоненты по сравнению с газами в кристаллической

Таблица 2.

Общие концентрации и отношения изотопов благородных газов в породах и минералах

Образец	Порода/минерал	$^4\text{He}, 10^{-6} \text{ см}^3/\text{г}$	$^3\text{He}/^4\text{He} \cdot 10^{-8}$	$^{40}\text{Ar} \cdot 10^{-6} \text{ см}^3/\text{г}$	$^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$
1	Нозановый сиенит	74	22.9	33.6	3743
2	Нефелиновый сиенит	185	9.4	80.7	7326
5	Уртит лопаритовый	9800	1	52	4930
6	Ювит-уртит	374	6	150	601
6a	Клинопироксен	715	7.4	22.7	2991
6б	Полевой шпат	269	7.8	89.7	6720
6в	Нефелин	469	6.7	78.2	6751
6г	Содалит	528	7.4	21.3	1270
8	Ювит	382	2	122	7830
9	Малиньит лопаритовый	28000	1	17	4085
9a	Лопарит	40200	1	9.8	360
9б	Безлопаритовая фракция	1910	1	49	7550
11a	Лопарит	17860	0.2	2	504
11б	Клинопироксен	570	4.7	6.5	953
11в	Апатит	1013	0.3	1	393
12	Ийолит-уртит	199	12.3	69.6	8315
13	Ювит	372	9.1	46	7823
15	То же	777	15	48.5	18110
17	Фойяит	73	4	75.3	6341
20	То же	127	9.2	98	11000
21	Ювит-фойяит	367	2.5	109	8800
22	Фойяит	1980	0.5	44	6830
24	То же	115	7	59	7171
24a	Виблиомит	44	56.3	1.3	437.7
28	Фойяит	148	3.6	82	6116
29	То же	110	6.4	103	5473
32	- « -	254	7.4	71	11700
33	- « -	99	14	59	14100
36	Луяврит	195	4	76	6100
37	Луяврит лопаритовый	1060	1	49	2136
44	Ювит-луяврит-лопаритовый	1600	0.3	75	11514
44a	Лопарит	24560	0.2	5.8	316
44б	Клинопироксен	1092	1.9	9.2	436
45	Нефелиновый сиенит	58	4.5	43.5	14726
47	То же	233	3.2	39	3432
49	Эвдиалитовый ювит	39	4.3	54.3	12921
50	Лопарит-эвдиалитовый ювит	2142	0.3	76.1	3234
51	Эвдиалитовый фойяит	55	4.2	55.1	6527
52	Эвдиалитовый луюврит	73	9.2	66.4	8986
53	То же	825	1.7	36.7	4768
55	- « -	278	1.1	57.1	11470
57	Альбитит	225	6	82	3513
58	Гидротермалит	108	16.8	14	1072
59a	Цеолиты	1.4	4.3	2.2	410
59б	Кварц	0.4	27	2.9	310
64	Авгитовый порфирит	313	7.7	12.1	3600
6б	Фенит	23.2	10.2	26.9	6432

Примечание. Большая часть масс-спектрометрических анализов выполнена И.Л. Каменским

Таблица 3.

Сравнение измеренных и рассчитанных концентраций изотопов He и Ar

Образец	Порода/минерал	Содержания изотопов, см ³ /г					
		Измеренные			Рассчитанные		
		⁴ He, 10 ⁻⁶	³ He, 10 ⁻¹²	⁴⁰ Ar*, 10 ⁻⁶	⁴ He*, 10 ⁻⁶	³ He*, 10 ⁻¹²	⁴⁰ Ar*, 10 ⁻⁶
1	Нозеановый сиенит	74	16.9	30.9	480	3.2	56.4
2	Нефелиновый сиенит	185	17.4	77.4	483	3.4	77.7
5	Уртит лопаритовый	9800	98.0	48.9	10906	249	52.1
6	Ювит-уртит	374	22.4	76.2	1302	27.2	70.4
8	Ювит	382	7.6	117	1356	10.8	39.0
9	Малигнит лопаритовый	28000	280	15.8	14020	54.0	19.8
11a	Лопарит	17860	35.7	0.8	54666	0.13	0.7
12	Ийолит-уртит	199	24.5	67.1	220	2.0	44.5
13	Ювит	372	33.9	44.3	352	4.6	72.0
15	То же	777	117	47.7	760	2.1	54.0
20	Фойяит	127	11.7	95.4	1359	14.8	93.3
21	Ювит-фойяит	367	9.2	105	1174	9.1	84.5
22	Фойяит	1980	9.9	42.1	954	7.0	46.8
24	То же	115	8.1	56.6	1448	11.4	84.7
24a	Виллиомит	44.3	24.9	0.4	1448	101	1.2
28	Фойяит	148	5.3	78.0	1203	17.4	92.4
29	То же	110	7.0	97.1	890	10.6	96.8
32	- « -	254	18.8	69.2	894	8.1	66.5
33	- « -	99	13.9	57.8	1103	10.6	66.5
36	Луяврит	195	7.8	72.0	1245	15.9	92.4
37	Лопаритовый луюврит	1060	10.6	42.2	1583	21.4	52.1
44	Ювит-луяврит	1600	4.8	73.1	12134	39.8	64.5
44a	Лопарит	24560	49.1	0.4	37333	0.16	0.5
44b	Клинопироксен	1092	20.7	3.0	569	2.4	2.6
45	Нефелиновый сиенит	58	2.6	42.6	834	9.0	85.8
47	То же	233	7.5	35.6	286	4.0	78.0
49	Эвдиалитовый ювит	38.8	1.7	53.1	925	1.7	0.5
50	Ювит лопарит-эвдиалитовый	2142	7.3	69.1	7088	19.5	51.7
51	Эвдиалитовый фойяит	54.8	2.3	52.6	2932	58.4	85.4
52	Эвдиалитовый луюврит	73	6.7	64.2	2213	16.7	82.0
53	То же	825	14.0	34.4	1712	32.6	52.2
55	- « -	278	3.1	55.6	1747	16.2	71.0
57	Альбитит	225	13.5	75.1	2840	55.0	83.4
58	Гидротермалит	108	18.1	10.1	8007	658	3.8
64	Авгитовый порфирит	313	24.1	11.1	224	1.4	8.9
66	Фенит	23.2	2.4	25.7	164	0.7	32.2

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Изотопы благородных газов в породах и минералах в целом

Общие концентрации и соотношения изотопов гелия и аргона в породах и минералах приведены в табл. 2. Наибольшие вариации (до 5 порядков величины) характерны для ^4He , концентрации которого определяются преимущественно содержанием радиоактивных U и Th в образцах. Поэтому максимальные количества этого изотопа измерены в лопарите и лопаритовых рудах. Наиболее высокое $^3\text{He}/^4\text{He}$ отношение обнаружено в виллиомите из фойяита ДК. Повышенные отношения установлены также в фельдшпатоидных сиенитах I фазы, некоторых (главным образом, из глубоких частей разреза ДК) ювитах и фойяитах, луаврите из ЭК, усингите и кварце из гидротермальных жил, авгитовом порфирите и фените. Остальные образцы, в первую очередь рудные, характеризуются типично коровыми, радиогенными значениями изотопно-гелиевого отношения. Сравнение (табл. 3) измеренных и рассчитанных концентраций изотопов гелия показывает, что большинство пород Ловозерского массива потеряли основную часть (до 99 %) радиогенного ^4He . Наиболее дегазированными оказались гидротермалиты, относительно поздний виллиомит из фойяита ДК, породы ЭК и эндоконтактной зона массива. Лишь в некоторых образцах (ювитах нижней и фойяите средней части разреза, клинопироксене из ювит-луаврита и авгитовом порфирите) отношение $^4\text{He}_{\text{изм}}/^4\text{He}_{\text{рас}}$ составляет 1-2, что, однако, не превышает максимально возможную ошибку расчетов и не позволяет уверенно говорить о значительных количествах захваченного радиогенного изотопа. Потери же ^3He существенно меньше во всех образцах, а достаточно высокие отношения $^3\text{He}_{\text{изм}}/^3\text{He}_{\text{рас}}$ (5-297) во многих образцах свидетельствуют о значительных количествах захваченного мантийного флюида, обогащенного легким изотопом гелия. Максимальная доля такого гелия сохранилась в лопаритах.

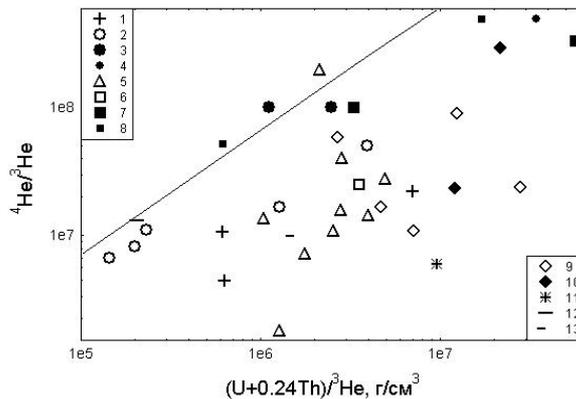


Рис. 1. Соотношение изотопов системы U-Th-He в породах и минералах в целом. Наклонная прямая – эволюционная линия, соответствующая возрасту 370 млн. лет. Образцы: пойкилитовые фельдшпатоидные сиениты и нефелиновые сиениты зоны эндоконтакта массива (1); уртиты и ювиты (2), лопаритовые уртиты и малиньиты (3), минералы лопаритовых уртитов и малиньитов (4), фойяиты (5), луавриты (6), лопаритовые луавриты (7) и минералы лопаритовых луавритов (8) дифференцированного комплекса; безрудные (9) и рудные (10) породы эвдиалитового комплекса; гидротермалиты (11); породы останцов кровли (12); фениты и гнейсы экзоконтактной зоны массива (13).

Кроме того, ^3He явно был захвачен фойяитами и, особенно, ювитами нижней части разреза ДК, рудным малиньитом, фельдшпатоидными сиенитами I фазы, пироксеном из руды и авгитовым порфиритом. О потерях породами гелия и важном вкладе в его баланс радиогенного изотопа свидетельствует и расположение большинства образцов ниже эволюци-

онной линии, рассчитанной на возраст 370 млн. лет, на графике соотношений родительских (U и Th) элементов и изотопов гелия (рис. 1). Фигуративные точки пород, ближайшие к эволюционной линии и с наиболее низкими $^4\text{He}/^3\text{He}$ отношениями, нанесенные на график в тех же координатах, но в линейном масштабе (рис.2), позволили оценить возможный интервал отношений $^3\text{He}/^4\text{He}$ в захваченном флюиде, который составил $(7-25) \cdot 10^{-8}$. Эти значения, на 2-3 порядка более низкие, чем установленное ранее [34] начальное отношение для щелочно-ультраосновных комплексов провинции, очевидно, является заниженными и для ловозерских пород. Изменение $^3\text{He}/^4\text{He}$ в захваченном флюиде могло произойти вследствие постмагматических потерь обоих изотопов гелия и последующей добавки радиогенного ^4He , концентрациями которого в большей мере, чем ^3He , определяется здесь отношение $(^3\text{He}/^4\text{He})_{\text{общ}}$ [15] и как это может следовать из наличия отрицательной корреляции между ^4He и $^3\text{He}/^4\text{He}$ и отсутствием корреляции между ^3He и $^3\text{He}/^4\text{He}$.

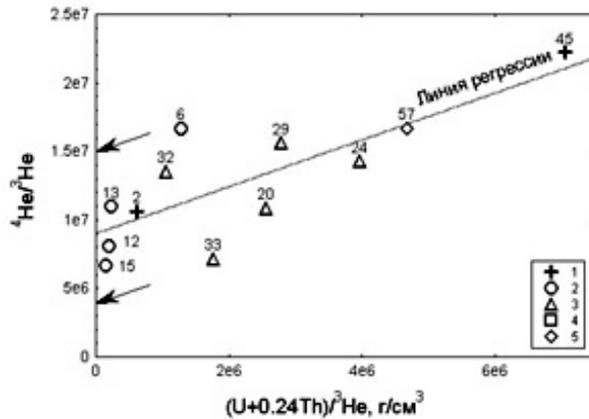


Рис. 2. Взаимосвязь изотопов системы U-Th-He (линейный масштаб). Породы: 1 – нефелиновые сиениты; 2, 3 и 4 – соответственно, ювит-уртиты, фойяиты и лувяриты дифференцированного комплекса; 5 – альбитит эвдиалитового комплекса. Номера образцов соответствуют номерам в таблицах 1 и 2.

Концентрации ^{40}Ar в изученных породах и минералах варьируют от 1 до $150 \mu\text{см}^3/\text{г}$, а отношения $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ изменяются от почти воздушного (310) до 18110 (табл. 2). Минимальными отношениями отличаются лопариты, клинопироксен из рудных залежей и гидротермалиты. Сопоставление измеренных и рассчитанных концентраций радиогенного ^{40}Ar (табл. 3) показывает, что большая часть образцов потеряла аргон в меньшей степени, чем гелий. Повышенные $^{40}\text{Ar}_{\text{изм}}/^{40}\text{Ar}_{\text{рас}}$ отношения, равные 3 и 2.6, соответственно в уртите П-4 и уссингитовом гидротермалите, предполагают захват некоторого количества этого изотопа. На эволюционной диаграмме K-Ar систематики (рис. 3) большинство образцов располагаются вблизи изохроны возраста 370 млн. лет. Этот рисунок также подтверждает возможность захвата некоторыми образцами аргона с отношением выше, чем воздушное. В наибольшей степени потеряли аргон нефелиновый сиенит зоны контакта и лопаритсодержащий ювит ЭК.

О преимущественных потерях $^4\text{He}^*$ по сравнению с $^{40}\text{Ar}^*$ и добавке радиогенных, образовавшихся *in situ*, изотопов свидетельствует также положение изученных образцов на диаграмме взаимосвязи между родительскими элементными (U,Th/K) и дочерними изотопными ($^4\text{He}/^{40}\text{Ar}^*$) отношениями (рис. 4). Большинство образцов располагается ниже конкордии. На диаграмме $^{36}\text{Ar}/^3\text{He} - ^4\text{He}/^3\text{He}$ (рис.5) нерудные породы образуют тренд, предполагающий смешение флюидов деплетированной мантии и корового, с некоторым влияни-

ем метеорных вод, насыщенных растворенным воздухом. Руды из-за добавки радиогенных изотопов гелия смещаются на этой диаграмме вверх и влево. О заметном вкладе, особенно в нерудных породах, воздушного ^{36}Ar свидетельствует и намечающаяся положительная корреляция отношений $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ и $1/^{36}\text{Ar}$ (рис. 6). Для рудных пород и минералов из руд такой зависимости не наблюдается.

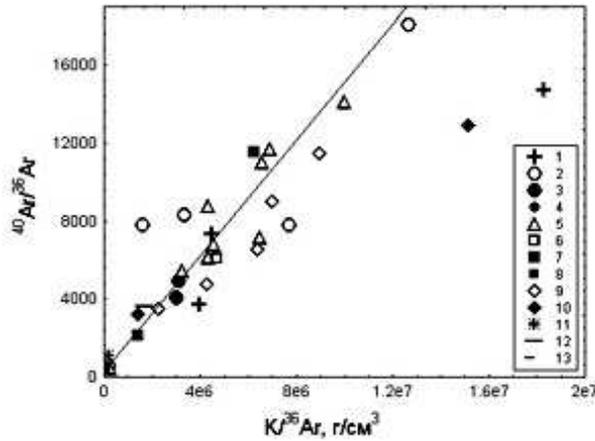


Рис. 3. Эволюционная диаграмма для К-Аг системы. Наклонная прямая – эволюционная линия, соответствующая возрасту 370 млн. лет. Условные обозначения - см. рис. 1.

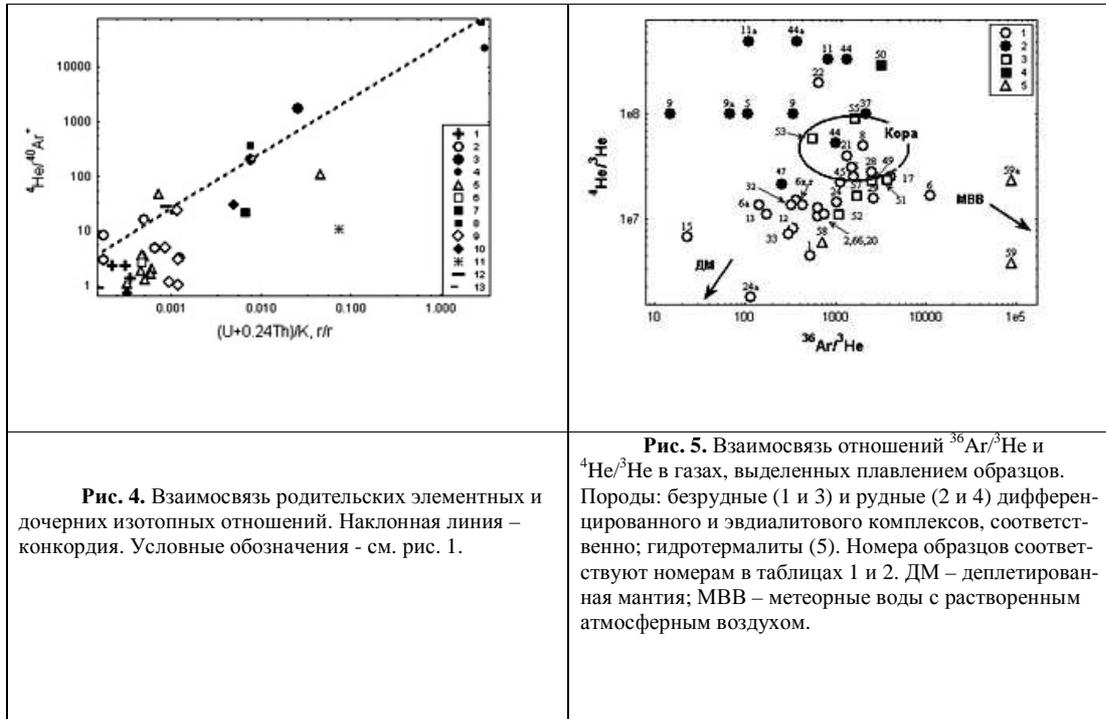


Рис. 4. Взаимосвязь родительских элементных и дочерних изотопных отношений. Наклонная линия – конкордия. Условные обозначения - см. рис. 1.

Рис. 5. Взаимосвязь отношений $^{36}\text{Ar}/^3\text{He}$ и $^4\text{He}/^3\text{He}$ в газах, выделенных плавлением образцов. Породы: безрудные (1 и 3) и рудные (2 и 4) дифференцированного и эвдиалитового комплексов, соответственно; гидротермалиты (5). Номера образцов соответствуют номерам в таблицах 1 и 2. ДМ – деплетированная мантия; МВВ – метеорные воды с растворенным атмосферным воздухом.

Ко

породах и минералах в целом (табл. 4). Максимальные значения ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$, превышающие 1Е-6, установлены в нозеановом сиените I фазы, фените экзоконтакта массива и авгитовых порфиритах. Эти значения превышают таковые, оцененные по породам и минералам в целом, подтверждая, таким образом, повышенные ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ отношения в магматическом и наиболее

Таблица 4.

Изотопы гелия и аргона во флюидных включениях

Образцы	Порода/минералы	${}^4\text{He}$	${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$	${}^{40}\text{Ar}$	${}^{40}\text{Ar}/{}^{36}\text{Ar}$
		$10^{-6} \text{ см}^3/\text{г}$	10^{-8}	$10^{-6} \text{ см}^3/\text{г}$	
1	Нозеановый сиенит	1.2	110	2.2	491
2	Нефелиновый сиенит	27	27	Не опр.	Не опр.
3	То же	0.5	12.7	То же	То же
4	Ювит-уртит	2.1	4.2	- « -	- « -
5	Уртит лопаритовый	190	1	- « -	- « -
6	Ювит-уртит	260	7.2	- « -	- « -
7	Ювит	2.3	2.2	0.8	590
8	Уртит	47	3	Не опр.	Не опр.
9	Малиньит лопаритовый	632	1	То же	То же
9a	Лопарит	960	0.7	- « -	- « -
10	Уртит	2.4	4	- « -	- « -
11a	Лопарит	693	0.5	0.13	343
11b	Пироксен	8.2	17.9	0.3	357
11c	Апатит	15.2	2.9	0.08	311
12	Ийолит-уртит	64.8	19.2	13.9	3602
13	Ювит	63.7	15.8	Не опр.	Не опр.
14	То же	329	16	То же	То же
15	- « -	295	20	2.2	491
16	То же	3.2	4.9	Не опр.	Не опр.
17	- « -	1.2	4.9	3.5	394
18	- « -	1.6	4.1	1.4	461
19	- « -	4.9	3.8	Не опр.	Не опр.
20	- « -	37	4.5	То же	То же
21	Ювит-фойяит	25	2.3	- « -	- « -
22	Фойяит	47	1.2	- « -	- « -
23	То же	2.2	4.3	- « -	- « -
24	- « -	21.9	5.2	- « -	- « -
25	- « -	1.1	6.5	- « -	- « -
26	- « -	1.4	3.7	- « -	- « -
27	- « -	0.8	8.6	- « -	- « -
28	- « -	6	24	- « -	- « -
29	- « -	7.7	26.8	- « -	- « -
30	Ювит-фойяит	29.5	25.3	5.9	1672
31	Фойяит	6.8	25.2	2.7	792
32	То же	32	25	Не опр.	Не опр.
33	- « -	24	30.2	То же	То же
34	- « -	26.7	27.4	8.8	1432
35	- « -	149	12.2	21.8	4634
36	Луяврит	4.4	1.6	Не опр.	Не опр.
37	Лопаритовый луюврит	145	0.5	То же	То же
38	Луяврит	2.15	5.5	- « -	- « -
39	То же	6.3	3.2	- « -	- « -
40	- « -	14.4	2.1	- « -	- « -
41	- « -	7.6	10.9	6.6	1579
42	Луяврит	13	15	6,1	1123
43	Луяврит лопаритовый	49,5	1,6	5	1572
44	Ювит-луяврит лопаритовый	70	1	3,9	1731

Таблица 4. (продолжение)

44b	Пироксен	17.7	11.2	0.5	338
44c	Нефелин + полевой шпат	4	13	1.6	811
45	Нефелиновый сиенит	1.47	4.8	Не опр.	Не опр.
46	То же	6	4.8	То же	То же
47	- « -	0.84	4.4	- « -	- « -
48	- « -	1.01	3.7	- « -	- « -
49	Эвдиалит-ювит	0.9	12	2.5	524
50	Лопарит-эвдиалитовый ювит	41.3	0.4	Не опр.	Не опр.
51	Эвдиалитовый фойяит	0.8	10.2	3.4	378
52	Эвдиалитовый лояврит	0.6	17.5	3.3	603
53	То же	2.4	6.4	Не опр.	Не опр.
54	- « -	3.3	5.8	1.5	496
55	- « -	1.8	5.5	Не опр.	Не опр.
56	Содалитовый сиенит	31.4	5.6	То же	То же
57	Альбитит	4.4	10.2	5.9	368
60	Алевролит	2.6	20.1	Не опр.	Не опр.
61	То же	1.3	17	2.3	2059
62	Туф авгитового порфирита	20.8	1.4	Не опр.	Не опр.
63	Авгитовый порфирит	2	176	1.8	890
64	То же	5.9	118	Не опр.	Не опр.
65	Фенит	0.5	85	То же	То же
66	То же	0.5	111	- « -	- « -
67	- « -	1.7	3.3	- « -	- « -
68	Гнейс	1.4	7.8	- « -	- « -
69	То же	0.8	78	- « -	- « -
70	- « -	7	93	- « -	- « -
71	- « -	0.7	54	- « -	- « -
72	- « -	0.7	17.4	- « -	- « -

Примечание. Изотопные анализы большей частью выполнены И.Л. Каменским

ИЗОТОПЫ He И Ar ВО ФЛЮИДНЫХ ВКЛЮЧЕНИЯХ

Флюидные включения в минералах ловозерских пород, в подавляющем большинстве своем, газовые, существенно углеводородные и вторичные по времени образования [8,12,13,14,30]. Предполагается, что большая часть ^3He и значительная часть ^4He , извлекаемых из образцов методом измельчения, располагается в тех же включениях, что и углеводородные компоненты [8,29]. Концентрации ^4He и изотопный состав аргона в ФВ изменяются в меньших пределах, а $^3\text{He}/^4\text{He}$ отношение, напротив, отличается большим размахом, чем в высокотемпературном постмагматическом флюиде. Учитывая, что вероятная температура формирования фенитов, соответствующих по составу сиенитам, составляет 800-660С [31], изучаемые породы, по-видимому, приобрели современный изотопный состав гелия при более низких температурах. Намечаются тенденции увеличения с глубиной в однотипных породах $^3\text{He}/^4\text{He}$ отношения (рис. 7). При этом рудные породы, характеризующиеся низкими радиогенными значениями данного отношения не только общими, но и во ФВ, из этой тенденции выпадают. С глубиной также, в целом, увеличивается и отношение $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ в ФВ (табл. 4, 1).

Более слабая, чем для пород в общем, но все же заметная положительная корреляция отношений $(U+0.24\text{ Th})/^3\text{He}$ и $^4\text{He}/^3\text{He}$ (рисунок не приводится) свидетельствует о некотором

вкладе образовавшегося *in situ* радиогенного ^4He и в состав гелия в ФВ. Также прямая в целом зависимость между ^4He и ^3He (рис. 8) и между ^{40}Ar и ^{36}Ar (рис. 9) предполагает не определяющую роль дополнительных количеств радиогенных изотопов, получившихся в результате распада радиоактивных родительских элементов после формирования пород. Положительная корреляция между отношениями $^3\text{He}/^{36}\text{Ar}$ и $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ (рис. 10) указывает на возможность смешения в захваченном флюиде двух конечных членов: атмосферной с низкими значениями обоих отношений и мантийной компонент. При этом минералы, выделенные из руды,

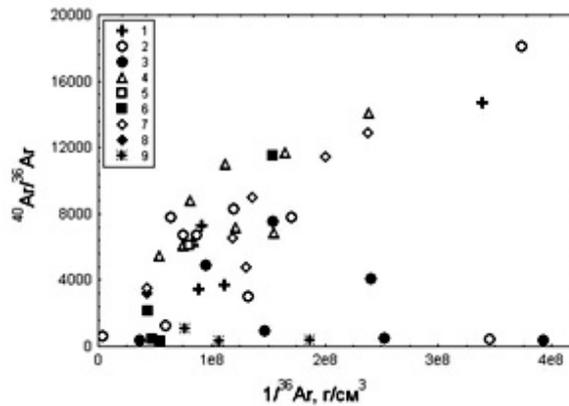


Рис. 6. Отношения $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ и $1/^{36}\text{Ar}$ в породах и минералах в целом. Породы: пойкилитовые фельдшпатоидные сиениты и нефелиновые сиениты зоны эндоконтакта массива (1); безрудные (2) и рудные (3) уртиты, ювиты, малиниты и минералы из них, фойяиты (4), безрудные (5) и рудные (6) люявриты дифференцированного комплекса; безрудные (7) и рудные (8) породы эвдиалитового комплекса; гидротермалиты (9).

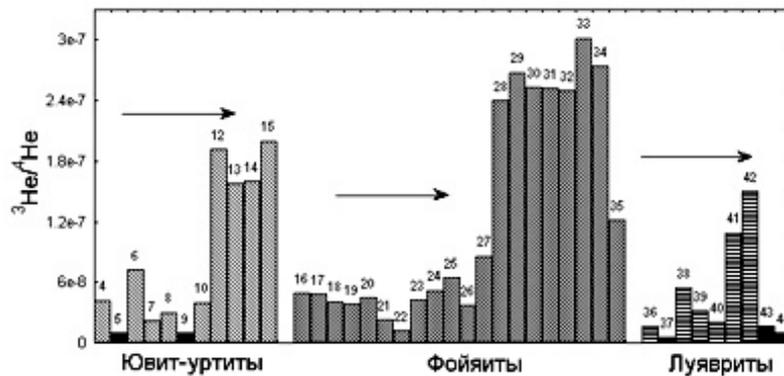


Рис. 7. Изменение отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$ во флюидных включениях в разрезе дифференцированного комплекса. Стрелками показано увеличение глубины отбора образцов. Номера образцов соответствуют номерам в таблицах 1 и 4. Залитые (черные) столбцы на диаграмме – рудные (лопаритовые) породы.

опять выпадают из этого тренда, характеризуюсь довольно высокими $^3\text{He}/^{36}\text{Ar}$ отношениями и близ атмосферным отношением изотопов аргона. Влияние метеорных вод на изотопный состав благородных газов в ФВ больше, чем на состав газов в породах в целом

(рис.11, ср.рис.4). Поскольку, как это следует из вышеизложенного, ^3He в ФВ преимущественно первичный мантийный, а ^{36}Ar главным образом атмосферный, отношение $^3\text{He}/^{36}\text{Ar}$ может являться информативным показателем смешения этих конечных членов и отражать эволюцию флюида как во времени, так и в пространстве. И действительно, намечаются тенден-

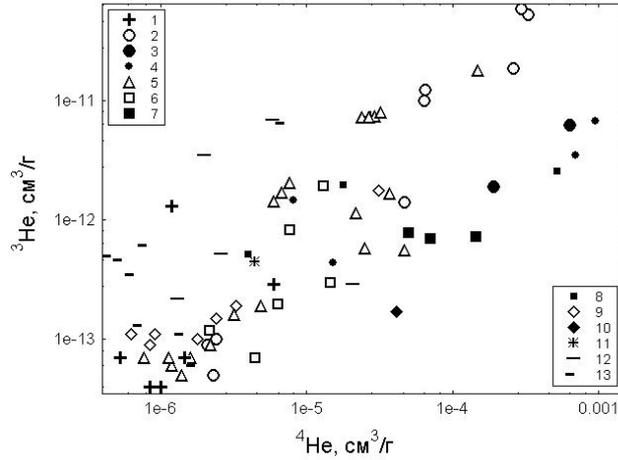


Рис. 8. Взаимосвязь изотопов гелия во флюидных включениях. Условные обозначения - см. рис. 1.

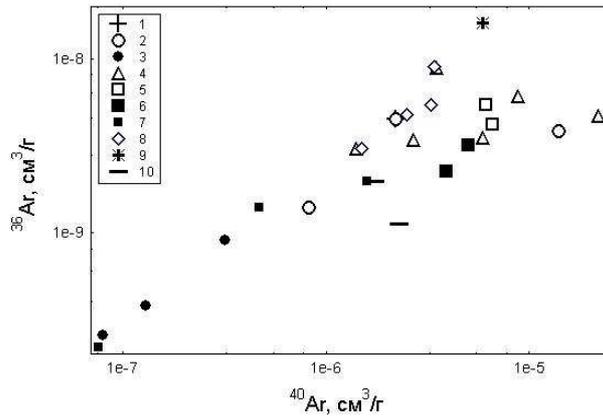


Рис. 9. Соотношение изотопов аргона во флюидных включениях.Породы: нозеановый сиенит (1); ювит-уртиты (2), минералы из рудных ювит-уртитов (3), фойяиты (4), луавриты (5), рудные луавриты (6) и минералы рудных луавритов (7) дифференцированного комплекса; безрудные породы эвдиалитового комплекса (8); гидротермалиты (9); останцы кровли массива (10).

ии снижения данного отношения в однотипных породах от более глубоких частей разреза к поверхности и от относительно ранних сосуществующих минералов к поздним (рис. 12). В последнем случае пониженное отношение $^3\text{He}/^{36}\text{Ar}$ в нефелин-полевошпатовой фракции

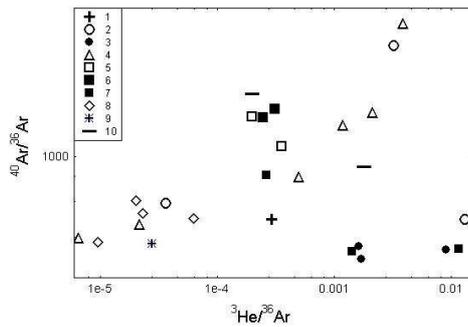


Рис. 10. Взаимосвязь отношений $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ и $^3\text{He}/^{36}\text{Ar}$ во флюидных включениях. Условные обозначения – см. рис. 9.

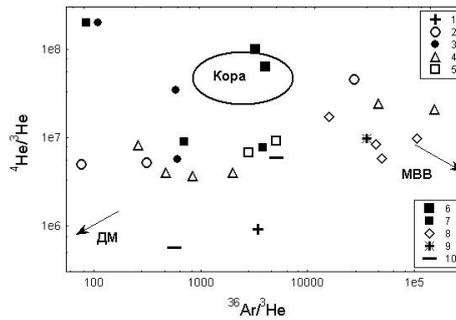


Рис. 11. Взаимосвязь отношений $^4\text{He}/^3\text{He}$ и $^{36}\text{Ar}/^3\text{He}$ во флюидных включениях. Условные обозначения – см. рис. 9.

по сравнению с клинопироксеном, формирование которого при магматическом порядке кристаллизации должно происходить позже других главных породообразующих минералов, казалось бы не подчиняется отмеченной закономерности. Однако на самом деле, это обусловлено, очевидно, более поздним завершением постмагматического преобразования нефелина и полевого шпата, чем пироксена. Максимальными значениями $^3\text{He}/^{36}\text{Ar}$ отношения, наиболее близкими к таковым в мантии (промежуточными между коровыми и мантийными) характеризуются лопариты, пироксены, фоййиты IV серии, авгитовый порфирит, а минимальными, промежуточными между типично коровыми и метеорными водами, – фоййит верхней части разреза ДК и породы ЭК.

СРАВНЕНИЕ ИЗОТОПНЫХ СОСТАВОВ ГЕЛИЯ И АРГОНА ВО ФЛЮИДНЫХ ВКЛЮЧЕНИЯХ И КРИСТАЛЛИЧЕСКОЙ МАТРИЦЕ

Сопоставление распространенности изотопов гелия и аргона в ФВ и КМ пород (табл. 5) показывает, что (1) концентрации ^4He и ^{36}Ar в ФВ как правило в десятки раз меньше, чем в КМ, составляя в среднем 16 и 8 %, соответственно; (2) доля ^3He в ФВ значительно выше (в среднем около 36 %), а отношение $^{36}\text{Ar}_{\text{ФВ}}/^{36}\text{Ar}_{\text{КМ}}$ изменяется в наиболее широких пределах (от 0.01 до 3); (3) отношение $^3\text{He}/^4\text{He}$ в большинстве случаев больше, иногда намного, в ФВ чем в матрице, а отношение $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ почти всегда ниже. При этом руды и собственно лопарит характеризуются чаще относительно малыми количествами изотопов гелия в ФВ по сравнению с матрицей, близкими (низкими) $^3\text{He}/^4\text{He}$ отношениями. Также относительно низкими концентрациями гелия в ФВ отличаются породы ЭК и верхней части разреза ДК. Максимальные же доли ^4He и ^3He во включениях установлены в ювитуриите горизонта I-4 и породах глубоких частей разреза ДК. Наибольшие превышения $^3\text{He}/^4\text{He}$ в ФВ над таковым в КМ обнаруживаются в авгитовом порфирите и фените, пироксене и апатите из рудных горизонтов, в нозеановом сиените. Минимальные относительные содержания ^{36}Ar в ФВ и наименьшие различия между $(^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_{\text{ФВ}}$ и $(^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_{\text{КМ}}$ характерны для лопарита и пироксена из руд, а противоположная картина обнаруживается в цеолитизированном фоййите верхней части разреза ДК, эвдиалитовом луяврите и альбитите ЭК. Положительная корреляция концентраций ^4He , ^3He и ^{40}Ar , отношений $^3\text{He}/^4\text{He}$ (рис. 13) и $^4\text{He}/^{40}\text{Ar}$ (рис. 14) и отсутствие какой-либо корреляции ^{36}Ar , отношений $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ и $^3\text{He}/^{36}\text{Ar}$ в ФВ и КМ предполагают общность происхождения одноименных изотопов обеих форм нахождения кроме ^{36}Ar , большая часть которого, с учетом также вторичного характера ФВ, по-видимому, поступила в систему позже и не из магматического источника.

Таблица 5.

Сопоставление содержания изотопов He и Ar во флюидных включениях (фв) и кристаллической матрице (км) образцов

Образец	$\frac{^4\text{He}_{\text{фв}}}{^4\text{He}_{\text{км}}}$	$\frac{^3\text{He}_{\text{фв}}}{^3\text{He}_{\text{км}}}$	$(\frac{^3\text{He}}{^4\text{He}})_{\text{фв}} \cdot 10^{-8}$	$(\frac{^3\text{He}}{^4\text{He}})_{\text{км}} \cdot 10^{-8}$	$\frac{^{40}\text{Ar}_{\text{фв}}}{^{40}\text{Ar}_{\text{км}}}$	$\frac{^{36}\text{Ar}_{\text{фв}}}{^{36}\text{Ar}_{\text{км}}}$	$(\frac{^{40}\text{Ar}}{^{36}\text{Ar}})_{\text{фв}}$	$(\frac{^{40}\text{Ar}}{^{36}\text{Ar}})_{\text{км}}$
1	0.016	0.08	110	21.5	0.07	0.99	491	6984
2	0.17	0.72	27	6.4	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
5	0.02	0.02	1	1.0	То же	То же	То же	То же
6	2.3	5.03	7.2	3.3	- < -	- < -	- < -	- < -
8	0.14	0.23	3	1.9	- < -	- < -	- < -	- < -
9	0.02	0.02	1	1.0	- < -	- < -	- < -	- < -
9a	0.02	0.017	0.7	1.0	- < -	- < -	- < -	- < -
11a	0.04	0.11	0.5	0.2	0.07	0.11	343	521
11б	0.015	0.06	17.9	4.5	0.05	0.15	357	1043
11в	0.015	0.17	2.9	0.3	0.09	0.11	311	402
12	0.48	1.03	19.2	9.0	0.25	0.86	3602	12346
13	0.21	0.42	15.8	7.7	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
15	0.61	1.03	20	11.9	То же	То же	То же	То же
17	0.017	0.02	4.9	4.0	0.05	2.98	394	24089
20	0.41	0.17	4.5	11.1	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
21	0.07	0.07	2.3	2.5	То же	То же	То же	То же
22	0.02	0.06	1.2	0.5	- < -	- < -	- < -	- < -
24	0.24	0.16	5.2	7.4	- < -	- < -	- < -	- < -
28	0.04	0.37	24	2.7	- < -	- < -	- < -	- < -
29	0.08	0.41	26.8	4.9	- < -	- < -	- < -	- < -
32	0.14	0.74	25	4.9	- < -	- < -	- < -	- < -
33	0.32	1.10	30.2	8.8	- < -	- < -	- < -	- < -
36	0.02	0.009	1.6	4.1	- < -	- < -	- < -	- < -
37	0.16	0.07	0.5	1.1	- < -	- < -	- < -	- < -
44	0.05	0.17	1	0.3	0.05	0.53	1731	16687
44a	0.02	0.06	0.5	0.2	0.01	0.01	347	316
44б	0.016	0.11	11.2	1.7	0.05	0.07	338	443
45	0.03	0.03	4.8	4.5	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
49	0.02	0.07	12	4.1	То же	То же	То же	То же
50	0.02	0.02	0.4	0.3	- < -	- < -	- < -	- < -
51	0.016	0.04	10.2	4.1	- < -	- < -	- < -	- < -
52	0.009	0.02	17.5	9.1	0.05	2.86	603	32922
53	0.003	0.011	6.4	1.7	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
55	0.007	0.03	5.5	1.1	То же	То же	То же	То же
57	0.02	0.03	10.2	5.9	0.08	2.19	368	10411
64	0.019	0.40	118	5.6	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
66	0.02	0.27	111	8.2	То же	То же	То же	То же

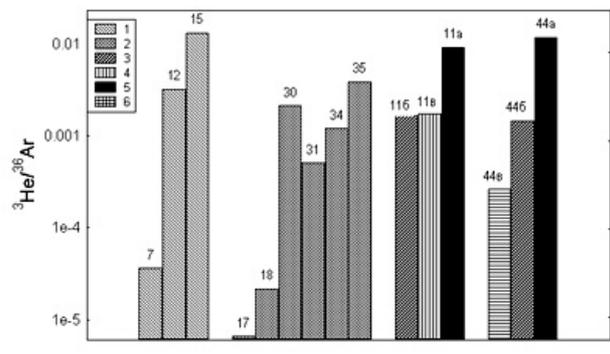


Рис. 12. Вариации отношения $^3\text{He}/^{36}\text{Ar}$ во флюидных включениях пород и парагенных минералов дифференцированного комплекса. Породы и минералы: 1–ювит-уртиты, 2–фой-яиты, 3–пироксен, 4–апатит, 5–лопарит, 6–не-фелин+полевоы шпат. Номера образцов соответствуют номерам в таблицах 1 и 4

ВОЗМОЖНЫЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ

Несмотря на довольно низкие измеряемые $^3\text{He}/^4\text{He}$ отношения в большинстве случаев, результаты более детального анализа распространенности изотопов гелия и аргона согласуются с данными по другим изотопным системам [25], предполагающими мантийный источник исходных расплавов, сформировавших как массив в целом, так и связанные с ним редкометалльные месторождения. Максимальные превышения измеренных концентраций ^3He в лопаритах относительно ожидаемых и высокие $^3\text{He}/^{36}\text{Ar}$ отношения как в минерале в целом, так и в той части газа, которая извлекается измельчением, наименьшее различие здесь изотопно-газовых показателей КМ и ФВ, подтверждают наиболее раннюю магматическую кристаллизацию лопарита, предполагаемую по другим данным [24], а также могут свидетельствовать о минимальном временном и температурном интервалах между формированием кристаллической матрицы и флюидных включений. Хотя и в меньшей степени, эти заключения могут быть распространены и на рудные залежи в целом по отношению к смежным слоям. Пока открытым остается вопрос о причинах низких, близких воздушным, $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ отношениях в лопаритах. При ранней магматической кристаллизации этого минерала, захватившего значительные количества мантийного ^3He , и сравнительно высоких $^3\text{He}/^{36}\text{Ar}$ отношениях, следовало бы ожидать и гораздо более высоких $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ отношений. В работе [27] на основании намечающейся позитивной корреляции ^{36}Ar и ^3He в ограниченном количестве образцов из [26] низкие (менее 1000) значения $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ в породах щелочно-ультраосновных с карбонатитами комплексов Кольской провинции объясняются присутствием в глубинном мантийном флюиде аргона с низким, за счет ассимиляции из субдуцированной древней осадочной коры, изотопным отношением. Однако для значительно большей по объему выборки образцов из тех же комплексов, как и ловозерских, какой-либо корреляции легких изотопов гелия и аргона нами не установлено ни в породах (минералах) в целом, ни во флюидных включениях. Учитывая относительно малую глубину магматической камеры, можно было бы предположить контаминацию расплава метеорными водами с растворенным воздухом еще на докристаллизационной стадии, однако это не согласуется с явным снижением отношения $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ по мере эволюции рудно-магматической системы. Наиболее вероятным объяснением представляется захват лопаритом аргона с воздушным изотопным отношением на сравнительно поздней постмагматической стадии, хотя участие низкотемпературных флюидов в формировании лопарита обычно отрицается [24]. Такой аргон скорее всего концентрируется во внешних зонах часто зонального [24] лопарита, которые, как нам кажется, все же могли формироваться на постмагматических этапах. Кроме того, ряд геологических наблюдений указывает на возможность существования двух генераций лопарита в рудных залежах, одна из которых может иметь относительно позднее метасоматическое происхождение [16]. По-видимому, так же можно объяснить низкие $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ отношения в пироксенах и пониженные – в рудах по сравнению с нерудными породами. Нефелин и полевошпатовые постмагматические преобразования которых завершаются при более низких температурах [7], могли захватить еще большие количества воздушного аргона, однако здесь, как и в обогащенных этими минералами породах, отношение $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ впоследствии значительно увеличилось за счет добавки значительного количества радиогенного, образовавшегося *in situ*, аргона. Аналогичное возрастание контаминационной роли метеорных вод от ранних минеральных ассоциаций к более поздним устанавливается по изменению изотопного состава кислорода в Хибинском массиве [17].

Сходные тренды изменения изотопно-газовых отношений могут указывать на общую направленность эволюции флюида как в магматической камере в целом, по мере кристаллизации расплава снизу вверх [11,24], так и в каждом отдельном слое по мере

снижения температуры. О том, что эволюция интеркумулусной жидкости на определенном стратиграфическом уровне может идти в том же направлении и также глубоко, как в магматической камере в целом, свидетельствует вариации состава сфена в разрезе ДК Ловозерского массива [6]. Характер взаимосвязи изотопного состава редких газов в КМ и ФВ изученных пород и минералов свидетельствует об относительной закрытости системы

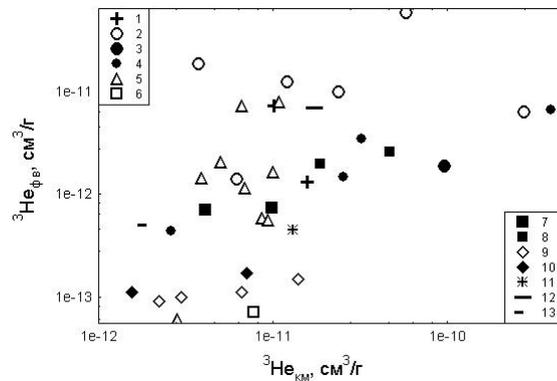


Рис. 13. Концентрации ^3He во флюидных включениях и кристаллической матрице. Условные обозначения – см. рис. 1.

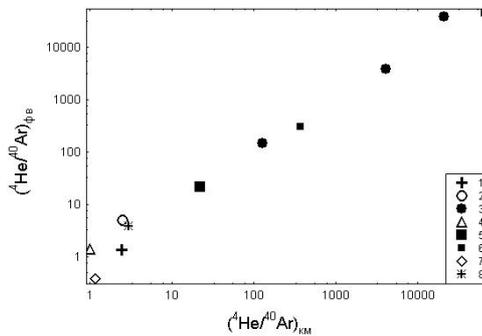


Рис. 14. Взаимосвязь отношений $^4\text{He}/^{40}\text{Ar}$ во флюидных включениях и кристаллической матрице. Образцы: нозеановые сиениты (1), ийолит-уртиты (2), минералы из рудных ювит-уртитов (3), фойяиты (4), рудные ювит-луавриты (5), минералы из рудных луавритов (6) дифференцированного комплекса; безрудные породы эвдиалитового комплекса (7); гидротермалиты (8).

флюид-порода и автотерматическом характере постмагматических преобразований вплоть до самых поздних стадий, что согласуется с данными и термодинамических расчетов и экспериментальными [9,12]. Сравнительный анализ изотопно-газовых показателей в щелочных и карбонатитовых комплексах Кольской провинции [15], позволяет предполагать, что чем теснее связь их в КМ и ФВ, тем меньше был временной разрыв между этими двумя стадиями эволюции пород. Следовательно, учитывая преимущественно вторичную постмагматическую природу ФВ Ловозерских пород [8,12,13,14], можно во многих случаях допускать сравнительно низкотемпературные эпимагматические преобразования также и КМ. Флюидная составляющая большинства изученных пород, включая рудоносные, является смесью захваченного флюида и образовавшихся *in situ* радиогенных газовых компонентов. В свою очередь, захваченный флюид, по-видимому, есть результат смешения в разных пропорциях мантийной, атмосферной и, возможно, коровой компо-

нент. Для мантийной компоненты были характерны высокие концентрации ^3He и отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$, $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ и $^3\text{He}/^{36}\text{Ar}$. Атмосферная компонента попадала в систему благодаря циркуляции приповерхностных метеорных вод с воздушным $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ и низкими $^4\text{He}/^{40}\text{Ar}$ и $^3\text{He}/^{36}\text{Ar}$ отношениями. Коровый флюид мог представлять собой циркулирующие на сравнительно больших глубинах или застойные грунтовые воды с низким $^3\text{He}/^4\text{He}$, варьирующими $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ и повышенными $^4\text{He}/^{40}\text{Ar}$ отношениями. Разбавление исходного мантийного флюида могло начаться еще до кристаллизации пород массива и продолжаться вплоть до настоящего времени, если иметь в виду новообразование радиогенных изотопов газов. Параллельно терялись первичные компоненты мантийного флюида. Вероятно, максимум этих потерь приходился на докристаллизационный этап при подъеме магмы и поступлении ее в магматическую камеру и на сравнительно позднюю постмагматическую стадию, когда завершалась перекристаллизация породообразующих нефелина и полевого шпата и система, по-видимому, была максимально открыта в отношении флюидных компонентов. Ранней дегазации расплава способствовала небольшая глубина магматической камеры, а свидетельством ее могут служить высокие $^3\text{He}/^4\text{He}$ отношения в ФВ фенитов экзоконтакта массива.

ЗАКЛЮЧИТЕЛЬНЫЕ ЗАМЕЧАНИЯ

Изучение концентраций и соотношений изотопов гелия и аргона в породах и минералах Ловозерского массива и связанных с ним редкометалльных месторождений выявило широкие вариации изотопно-газовых показателей как в кристаллической матрице, так и во флюидных включениях. Современный изотопный состав благородных газов обуславливается здесь степенью дегазации родительских расплавов, концентрацией захваченных изотопов и их сохранностью, зависящей от меняющихся свойств вмещающих минералов, длительностью, интенсивностью и характером постмагматических процессов, частичной контаминацией коровым флюидом и атмосферными компонентами, содержанием радиоактивных элементов, генерацией, миграцией и потерями радиогенных изотопов. По сравнению с другими палеозойскими щелочными и карбонатитовыми комплексами Кольской провинции, породы Ловозерского массива в наименьшей степени сохранили первичные флюидные компоненты, что, по всей вероятности, определялось повышенной щелочностью расплава и длительной кристаллизацией на небольшой глубине. Продолжительным остыванием, наряду с высоким содержанием щелочей и накоплением в расплаве химически активных флюидов, обуславливалось интенсивное проявление постмагматических процессов, главным образом, аутометасоматического характера. Гипабиссальные условия способствовали контаминации магматических флюидов атмосферными компонентами преимущественно на поздних этапах становления массива. Флюидная составляющая большинства изученных пород, включая рудные, является смесью захваченного флюида и образовавшихся *in situ* радиогенных газовых компонентов. В свою очередь, захваченный флюид, по-видимому, есть результат смешения в разных пропорциях мантийной, атмосферной и, возможно, коровой компонент. Для мантийной компоненты были характерны высокие концентрации ^3He и отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$, $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ и $^3\text{He}/^{36}\text{Ar}$. Атмосферная компонента попадала в систему благодаря циркуляции приповерхностных метеорных вод с воздушным $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ и низкими $^4\text{He}/^{40}\text{Ar}$ и $^3\text{He}/^{36}\text{Ar}$ отношениями. Коровый флюид мог представлять собой циркулирующие на сравнительно больших глубинах или застойные грунтовые воды с низким $^3\text{He}/^4\text{He}$, варьирующими $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ и повышенными $^4\text{He}/^{40}\text{Ar}$ отношениями. Разбавление исходного мантийного флюида могло начаться еще на докристаллизационном этапе эволюции массива и продолжается до настоящего времени. Совокупные результаты изучения распространенности изотопов He и Ar подтверждают или предполагают: (1) мантийный источник исходных расплавов для изученных пород, вклю-

чая рудную (лопаритовую) минерализацию; (2) общую направленность эволюции флюида как в магматической камере в целом, по мере кристаллизации расплава снизу вверх так и в каждом отдельном слое по мере его консолидации на фоне снижения температуры; (3) относительную закрытость системы флюид-порода во время магматической кристаллизации расплава и на самых ранних этапах эпимагматических преобразований и преимущественно аутометасоматический характер последних; (4) максимальные потери первичных флюидных компонентов на докристаллизационной магматической стадии, а также на сравнительно низкотемпературных завершающих этапах постмагматических изменений, сопровождавшихся также интенсивным разбавлением магматического флюида атмосферной составляющей, поступающей с метеорными водами; (5) наиболее раннюю магматическую кристаллизацию большей части лопарита относительно других ассоциирующих минералов; (6) меньшие временной интервал и температурный градиент между формированием кристаллической матрицы и флюидных включений в рудных породах относительно нерудных, (7) возможность частичного образования (преобразования) рудных горизонтов или внешних зон некоторых кристаллов лопарита на сравнительно низкотемпературном постмагматическом этапе при участии метеорных вод.

Авторы выражают благодарность И.Л.Каменскому, выполнившему большую часть изотопных анализов и И.Н. Толстихину за полезное обсуждение и конструктивные замечания, способствовавшие улучшению рукописи.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект 00-05-64174).

ЛИТЕРАТУРА

1. Арзамасцев А.А., Арзамасцева Л.В., Беляцкий Б.В. Щелочной вулканизм инициального этапа палеозойской тектоно-магматической активизации северо-востока Фенноскандии: геохимические особенности и петрологические следствия //Петрология.- 1998.-Т. 6.-№ 3.- С. 316-336.
2. Арзамасцев А.А., Арзамасцева Л.В., Глазнев В.Н., Раевский А.Б. Глубинное строение и состав нижних горизонтов Хибинского и Ловозерского комплексов, Кольский полуостров: петролого-геофизическая модель//Петрология.1998.Т.6.№ 5. С.478-496.
3. Буссен И.В., Сахаров А.С. Петрология Ловозерского щелочного массива. Л.: Наука, 1972. 296 с.
4. Власов К.А., Кузьменко М.В., Еськова Е.М. Ловозерский щелочной массив. М.: Изд-во АН СССР, 1959.- 623 с.
5. 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. 381 с.
6. Зайцев В.А., Вильямс Т.С., Когарко Л.Н. Эволюция химического состава сфена в вертикальном разрезе дифференцированного комплекса Ловозерского массива// Всерос.семинар с участием стран СНГ «Геохимия магматических пород», школа «Щелочной магматизм Земли». Материалы годичной сессии 20-21 марта 2002 года. М.,2002.С. 43-44.
7. Зырянов В.Н. Фазовое соответствие в системах щелочных полевых шпатов и фельдшпатоидов. М.: Наука, 1981. 220 с.
8. Икорский С.В., Нивин В.А., Припачкин В.А. Геохимия газов эндогенных образований. Спб.: Наука, 1992. 179 с.
9. Когарко Л.Н. Проблемы генезиса агпаитовых магм. М.: Наука, 1977. 234 с.
10. Когарко Л.Н. Проблемы генезиса гигантских апатитовых и редкометалльных месторождений Кольского полуострова (Россия) // Геол. руд. месторожд. 1999. Т. 41. № 5. С. 387-403.
11. Когарко Л.Н. Клинопироксеновый мониторинг химической эволюции агпаитовой магмы (Ловозерский массив, Кольский полуостров) // Всерос. семинар с участием

стран СНГ «Геохимия магматических пород», школа «Щелочной магматизм Земли». Материалы годичной сессии 20-21 марта 2002 года. М., 2002. С. 48.

12. Когарко Л.Н., Костольяни Ч., Рябчиков И.Д. Геохимия восстановленного флюида щелочных магм // Геохимия. 1986. № 12. С. 1688-1695.

13. Когарко Л.Н., Романчев Б.П. Фазовые равновесия в щелочных расплавах // Зап. Всесоюз.минерал.о-ва. 1982. Ч. III. Вып. 2. С.167-182.

14. Нивин В.А. Газонасыщенность породообразующих минералов продуктивного комплекса Ловозерского массива // Минералогический журнал.-1991.- Т.13.- N 5.- С.3-11.

15. Нивин В.А., Икорский С.В., Каменский И.Л. Изотопно-газовые (He, Ar) индикаторы источников вещества палеозойских щелочных комплексов Кольской провинции и связанных с ними рудных месторождений // Щелочной магматизм и проблемы мантийных источников. - Иркутск, 2001.- С.129-142.

16. Осокин Е.Д. Редкометалльная минерализация и генетические аспекты формирования Ловозерского массива //Рудная геохимия и геология магматогенных месторождений. М.: Наука, 1980. С. 168-178.

17. Ульянов А.А., Устинов В.И., Турчкова А.Г., Пеков И.В. Изотопный состав кислого рода минералов из высокощелочных пород Хибинского массива (Кольский полуостров, Россия) //Вестн. Моск. ун-та.- Сер. 4. Геология.-2001.- С. 54-63.

18. Arzamastsev A.A. (1994). Unique Paleozoic intrusions of the Kola Peninsula. Ed. F.P. Mitrofanov. Apatity (Russia), 80 pp.

19. Arzamastsev A.A., Bea F., Glaznev V.N., Arzamastseva L.V. and Montero P. (2001). Kola alkaline province in the Paleozoic: evaluation of primary mantle magma composition and magma generation conditions. Russian Journal of earth Sciences, 3(1)

20. Burnard P.G., Hu R., Turner G. and Bi X.W. (1999). Mantle, crustal and atmospheric noble gases in Ailaoshan gold deposits, Yunnan province, China. Geochimica et Cosmochimica Acta, 63(10), p. 1595-1604.

21. Hu R., Burnard P.G., Turner G. and Bi X. (1998). Helium and argon isotope systematics in fluid inclusions of Machangqing copper deposit in west Yunnan province, China. Chemical

Geology, 46, p. 55-63.

22. Kogarko, L.N., Kononova, V.A., Orlova, M.P., Woolley, A.R. (1995). Alkaline rocks and carbonatites of the World, Part 2: Former USSR. Chapman & Hall, London, 230 pp.

23. Kogarko L.N., Williams T. and Osokin E.D. (1996). The evolution of loparite compositions in the Lovozero massif. Geochem. Int., 34, p. 262-265.

24. Kogarko L.N., Williams C.T. and Woolley A.R. (2002). Chemical evolution and petrogenetic implications of loparite in the layered, agpaitic Lovozero complex, Kola Peninsula, Russia. Mineralogy and Petrology, 74, p. 1-24.

25. Kramm U., Kogarko L. N. (1994). Nd and Sr isotope signatures of the Khibina and Lovozero agpaitic centres, Kola Alkaline Province. Russia. Lithos, 32, p. 225-242.

26. Marty B., Tolstikhin I., Kamensky I., Nivin V., Balaganskaya E., Zimmermann J.-L. (1998). Plume-derived rare gases in 380 Ma carbonatites from the Kola region (Russia) and the argon isotopic composition in the deep mantle. Earth and Planetary Science Letters, 164 (1-2), p. 179-192.

27. Matsumoto T., Chen Y. and Matsuda J. (2001). Concomitant occurrence of primordial and recycled noble gases in the Earth's mantle. Earth and planetary Science Letters, 185, p. 35-47.

28. Mitchell R.H. and Chakhmouradian A.R. (1996). Compositional variation of loparite from the Lovozero alkaline complex, Russia. Can. Mineral., 34, p. 977-990.

29. Nivin V.A., Kamensky I.L. and Tolstikhin I.N. (1993) Helium and argon isotope abundances in rocks of Lovozero alkaline massif. - *Isotopenpraxis*, 28, p. 281-287.
30. Potter J., Rankin A.H., Treloar P.J., Nivin V.A., Ting W., Ni P. (1998) A preliminary study of methane inclusions in alkaline igneous rocks of the Kola igneous province, Russia: Implications for the origin of methane in igneous rocks. *European Journal of Mineralogy*, 10 (6), p. 1167-1180.
31. Sindern S. and Kramm U. (2000). Volume characteristics and element transfer of fenite aureoles: a case study from the Iivaara alkaline complex, Finland. *Lithos*, 51, p. 75-93.
32. Stuart F.M., Burnard P.G., Taylor R.P. and Turner G. (1995). Resolving mantle and crustal contributions to ancient hydrothermal fluids: He-Ar isotopes in fluid inclusions from Dae Hwa W-Mo mineralisation, South Korea. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 59 (22), p. 4663-4673.
33. Tolstikhin I.N., Kamensky I.L., Marty B., Nivin V.A., Vetrin V.R., Balaganskaya E.G., Ikorsky S.V., Gannibal M.A., Kirnarsky Yu.M., Weiss D., Verhulst A., and Demaiffe D. (1999). Low mantle plume component in Devonian Kola ultrabasic-alkaline-carbonatite complexes: Evidences from rare gas isotopes and related parent elements. Reprint. Apatity-Nancy-Bruxelles, 97 pp. (in English and Russian).
34. Tolstikhin I.N., Kamensky I.L., Marty B., Nivin V.A., Vetrin V.R., Balaganskaya E.G., Ikorsky S.V., Gannibal M.A., Weiss D., Verhulst A., Demaiffe D. (2002). Rare gas isotopes and parent trace elements in ultrabasic-alkaline-carbonatite complexes, Kola Peninsula: identification of lower mantle plume component. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 66 (5), p. 881-901.
35. Tolstikhin I.N., Marty B. (1998). The evolution of terrestrial volatiles: a view from helium, neon, argon and nitrogen isotope modeling. *Chemical Geology*, 147, p. 27-52.

ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЙ МАФИТ-УЛЬТРАМАФИТОВЫЙ МАГМАТИЗМ ВОСТОЧНОЙ И ЦЕНТРАЛЬНОЙ КАРЕЛИИ

КУЛИКОВ В.С. *, КУЛИКОВА В.В. *, ПУХТЕЛЬ И.С. **,
БЫЧКОВА Я.В. ***, БЫЧКОВ А.Ю.***

*Институт геологии Карельского НЦ РАН (г.Петрозаводск),

Университет Чикаго, США *МГУ им. Ломоносова (г. Москва)

Дано обоснование новым базовым классификационным диаграммам для высокомагнезиальных магматических пород различной сериальной принадлежности (кеннингитовой-анортзитовой, бонинитовой, коматитовой, пикритовой, меймечитовой и лампроитовой) на химической основе с использованием трех наиболее характерных для них элементов: Mg, Ti и Al ($MgO-10 \times TiO_2-Al_2O_3$, $MgO-ATM$ (Al_2O_3/TiO_2 - алюмо-титановый модуль) и $lg MgO-lg ATM$). Полученные авторами новые данные по геологии, петрохимии и изотопным возрастам мафит-ультрамафитового магматизма протерозоя Восточной (Ветренный Пояс) и Центральной (Онежская мульда) Карелии позволили показать эволюционную направленность его развития в сумми (2.5-2.4 Ga), ятулии (2.2 – 2.1 Ga), людиковии (2.0-1.9 Ga) и вепсии (1.8 – 1.7 Ga), вероятно, под воздействием периодических мантийных плюмов.

ВВЕДЕНИЕ

Палеопротерозойский магматизм Карелии наиболее ярко представлен в двух крупнейших структурах Фенноскандинавского щита: Ветренного Пояса и Онежской. При отсутствии геохронологических данных корреляция вулканогенных и осадочных образований этих структур традиционно строилась на некоторых чертах сходства вещественного состава выделяемых стратиграфических единиц в ранге свит. Такой подход отражен на государственной геологической карте м-ба 1 : 1 000 000 (лист Петрозаводск) (2000). Другой подход с учетом новых изотопных датировок по магматическим породам палеопротерозоя, специфики их состава и условий образования использован при составлении (с участием одного из авторов настоящей работы – В.С. Куликова) Международной геологической карты Фенноскандинавского щита м-ба 1 : 2 000 000 (2001).

Исследования авторов в последние годы позволили, выделить в докембрии Фенноскандии самостоятельную коматитовую серию, имеющую свои характеристики, внутреннюю динамику и исходную материнскую магму, существенно отличающуюся от пикритовой и других магматических высокомагнезиальных серий [11 и др], а также доказать изотопными методами одновременность их образования на изученных территориях [13, 27 и др.], что принципиально меняет стратегию изучения как геологии, так и перспектив поисков различного рода полезных ископаемых в регионе, связанных с мафит-ультрамафитовым магматизмом.

О КЛАССИФИКАЦИИ И НОМЕНКЛАТУРЕ ВЫСОКОМАГНЕЗИАЛЬНЫХ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

Классификация и номенклатура высокомагнезиальных вулканических пород (ВМВП) – коматиитов, коматиитовых базальтов, пикробазальтов, пикритов, меймечитов, бонинитов, марианитов, кимберлитов, лампроитов неоднократно обсуждались и на примере отдельных регионов и стран, и на планетарном уровне, при этом принимались соответствующие рекомендации [3,20,10,21 и др.]. Однако этот комплекс мер еще не отвечает современному уровню знаний.

Разработка классификации, которая могла бы претендовать на общемировое использование, является весьма актуальной задачей петрологов. Авторами разработаны и намечены новые базовые диаграммы для классификации и номенклатуры ВМВП.

Другой задачей является выявление для ВМВП соответствующих серий плутонических комагматов. Существующая практика, когда интрузивные основные – ультраосновные породы описываются как частный или особый случай в определенных тектонических условиях, приводит к тому, что, например, «перидотит» или «дунит» оказались терминами общего пользования, а смысловая нагрузка «офиолитов» стала весьма размытой.

До настоящего времени в мировой практике не существует однозначного определения высокомагнезиальных вулканических пород (ВМВП). В международной классификации [20] для коматиитовой и толеит-пикритовой серий ВМВП должны содержать MgO 18%, а для бонинитовой – 8%. Анализ вещественного состава позволяет считать, что к ВМВП следует относить породу, в которой содержание MgO (в пересчете на безводный остаток) составляет более 9%. При этом для измененных разновидностей ВМВП принадлежность их к классу магматических (изверженных) пород устанавливается по геологическим, петрографическим и минералогическим признакам с учетом сохранившегося первичного минерального состава.

Для высокомагнезиальных вулканических пород характерны следующие особенности:

1) резкое преобладание темноцветных минералов в составе пород (это в основном мафические и ультрамафические породы);

2) наличие значительного количества стекловатой фазы в первичном составе породы;

3) высокое содержание валового MgO (более 9%);

4) редкая сохранность первичного минерального состава, особенно в докембрийских вулканитах, доля которых среди всех ВМВП не менее 2/3, и как следствие этого, невозможность использования модального минерального состава в качестве главного параметра для классификации;

5) наличие среди ВМВП большого количества измененных пород не позволяет эффективно использовать традиционные петрохимические параметры SiO_2 и $(Na_2O + K_2O)$ для их классификации, т.к. щелочи весьма мобильны при метаморфизме и могут существенно исказить соотношения химических элементов в первичном составе собственно вулканической породы;

6) кремнезем в процессе дифференциации высокомагнезиальных расплавов и формирования соответствующих пород играет пассивную роль (в отличие от MgO) и поэтому не может претендовать на главный параметр базовых классификационных диаграмм ВМВП;

7) ВМВП принадлежат к различным петрогенетическим сериям, формирующимся из разных мантийных субстратов, имеющих различные материнские расплавы, и, как правило, отражающим различные геодинамические обстановки их формирования.

Возможные подходы к созданию единой классификации и номенклатуры ВМВП с учетом указанной выше специфики ВМВП могут базироваться на следующих принципах.

1. Классификация осуществляется на основе химического состава породы, исходя из принципов, сформулированных Подкомиссией по классификации и номенклатуре изверженных горных пород МСГН [7], и, в частности, «если реальный (модальный) минеральный состав магматической горной породы не может быть установлен, химический состав выступает как следующий классификационный признак». При этом к классу ВМВП не могут быть отнесены породы, подвергшиеся интенсивным метасоматическим преобразованиям с существенным привносом или выносом элементов, в т.ч. инертных. Для них должны использоваться классификации метаморфических пород.

2. В качестве главных параметров химической классификации ВМВП используются три элемента Mg, Al и Ti, поскольку они имеют наиболее широкое распространение в земной коре и устойчивы при метаморфизме и относятся к разным группам (Mg- ПА, Al- ПА, Ti- IVБ) и разным типам (Mg- *s*, Al- *p*, Ti- *d*) Периодической системы Д.И.Менделеева, наиболее полно характеризую изменение энергии орбиталей в последовательности $s < p < d$. Mg и Al являются элементами-модификаторами, Ti- сеткообразователем. Mg- главный элемент, отражающий генетическую природу (степень плавления мантийного субстрата) и степень дифференциации магматического расплава в процессе петрогенеза, составляющий основу доминирующих минеральных фаз ВМВП (оливин, пироксены). Al и Ti- геохимически труднорастворимые, резко амфотерные элементы, склонные к концентрации и стабильные при метаморфизме, а их отношение Al_2O_3/TiO_2 - (алюмотитановый модуль- АТМ) в ВМВП, как правило, соответствует АТМ материнского магматического расплава.

3. Привлечение для базовой классификационной диаграммы других элементов, в т.ч. РЗЭ, существенно осложняет диаграмму, что противоречит принципу простоты, который рекомендован Подкомиссией по систематике изверженных горных пород Международного союза геологических наук в качестве важного для классификации. Другие элементы могут быть использованы при выделении среди ВМВП разновидностей.

4. Наименование видов ВМВП (корневых слов) производится в соответствии с принципом приоритета, т.е. соответствует первичному названию, присвоенному автором, впервые описавшим данную породу.

5. При введении предлагаемой классификации ВМВП следует внести некоторые коррективы для крайней левой части TAS- диаграммы, которая рекомендована Подкомиссией по систематике изверженных пород МСГН для классификации всех вулканических пород. Границу по SiO_2 между ультраосновными и основными породами следует считать «плавающей». Это означает, например, что коматиит как ультраосновная порода в некоторых случаях по содержанию SiO_2 - будет превышать рубеж в 45%, принятый для TAS- диаграммы за верхний предел ультраосновной породы. Такая же «плавающая» (около $M=90$) граница фактически существует в ВМВП между мафитовыми и ультрамафитовыми породами.

6. Учитывая специфику каждой петрогенетической серии целесообразно сохранить оригинальные названия видов ВМВП в рамках этих серий, а сами серии именовать по наиболее представительному в них виду породы.

Выбранные три главных элемента (Mg, Al, Ti) для классификации являются наиболее представительными для ВМВП. При исключении из рассмотрения состава ВМВП SiO_2 , играющего пассивную роль при кристаллизационной дифференциации высокомагнезиальных расплавов, на долю трех окислов MgO, Al_2O_3 и TiO_2 приходится от 50 до 80% оставшейся массы породы. При этом, если учесть, что поведение FeO в кристаллизационной дифференциации в основном аналогично TiO_2 , то представительность вышеназванных трех окислов в магматическом расплаве становится еще более значимой. Поэтому базовые диаграммы для классификации ВМВП предпочтительно строить в системе Al_2O_3 -

MgO–TiO₂. Авторами в разное время были предложены три варианта базовых диаграмм: 1) MgO–1O x TiO₂–Al₂O₃, 2) MgO – АТМ (Al₂O₃/TiO₂ - алюмо-титановый модуль) и 3) lg MgO–lg АТМ [6, 11].

Каждая из диаграмм позволяет довольно уверенно выделять петрогенетические серии ВМВП (бонинитовую, коматиитовую, пикритовую, меймечитовую, лампроитовую и др.) и имеет определенные достоинства по отношению к другим используемым диаграммам.

Так, диаграмма MgO–10xTiO₂–Al₂O₃ по набору элементов близка к широко используемой зарубежными геологами катионной диаграмме Al₂O₃–(FeO+Fe₂O₃+TiO₂)–MgO [24]. Однако в последней все ВМВП находятся в «коматиитовом поле» и отнесены к «ультрамафитовым коматиитам» или «базальтовым коматиитам» с плавающей (20% MgO) границей между ними. Известно, что параметр (FeO + Fe₂O₃) для ВМВП, является относительно постоянным при вариациях MgO от 9 по 50% [19, 4], поэтому включение его в диаграмму для систематики ВМВП не целесообразно. В тоже время содержание TiO₂ в породах, как правило, на порядок ниже MgO и Al₂O₃, и поэтому для повышения изобразительных качеств предложенной тройной диаграммы следует использовать параметр 10xTiO₂.

Относительным недостатком данной тройной диаграммы является необходимость производить дополнительные расчеты трех ее параметров (MgO+ Al₂O₃+10 x TiO₂=100%) на основе химического анализа ВМВП. Кроме того, поля пород имеют косые ограничительные линии, что не отвечает классификационному принципу простоты. В этом отношении более выигрышна двойная диаграмма MgO – АТМ (табл. 1). Она позволяет детально проанализировать особенности широкого спектра магматических пород и объективно разделить магматиты основного-ультраосновного состава на самостоятельные серии боуэновской направленности дифференциации.

Координаты АТМ и MgO в логарифмическом масштабе значительно расширили возможности классификации и других серий магматических пород, а также позволили выявить петрохимические серии боуэновской (В- и А-серии) и феннеровской (F-серии) направленности дифференциации. Высокомagneзиальные магматические породы боуэновского типа располагаются в интервале MgO = 9 - 55% и образуют на диаграмме lg MgO–lg АТМ семь равных по площади полей соответствующих петрохимических серий [11].

На оси MgO двойных диаграмм выделяются отрезки с шагом в 5 и 10 % MgO (9,14,24,34 и 44), которые характеризуют определенные виды ВМВП и их плутонических аналогов.

9% MgO– нижний предел содержания магнезии в ВМВП коматиитовой серии [22]. 24 и 34% MgO– нижняя и верхняя границы коматиита, как вида ВМВП. Этими же параметрами следует ограничить и пикрит. Иные параметры по MgO (>18%) приняты для коматиита у канадских геологов, нашедших отражение и в рекомендациях Подкомиссии по систематике изверженных пород МСГН [21,20,23 и др.]. Главным аргументом в пользу проведения границы в 18% MgO послужили данные по химизму пород коматиитовой серии Канадского щита, так как к ней приурочен статистический минимум содержания MgO. В других районах мира она не установлена ни для коматиитовой, ни для других серий ВМВП. Целесообразно сохранить принцип приоритета при определении параметров коматиитового базальта, в соответствии с предложением М. и Р.Вильонов [28], т.е. 24% MgO.

Базальт– общепринятое корневое слово для вулканических пород основного (т.е. SiO₂ = 45-53%) состава. Проведенное исследование ВМВП, содержащих MgO от 18 до 24%, на Фенноскандинавском щите и в других докембрийских районах показало, что более 90% этих пород следует относить к основным породам, т.к. в них SiO₂ 45% [4]. Подобный вывод можно сделать и относительно меланократовости (индекс М) пород с содержанием MgO 18-24%. По данным Н.Т.Ардта [21], в них М=65-70, то есть меньше

Таблица 1.

Петрохимическая классификация высокомагнезиальных вулканических (курсив) и плутонических пород

70	Аллвалит ?	Троктолит	?	Гарризит	Перидотит с высокохромистым гранатом	(Анортозитовый) дунит(?)	Кеннингитовая (анортозитовая) серия
30	Бонинит Габро-норит	Вебстерит	<i>Марианит</i>		Пироксен-гранатовый (бонинитовый) перидотит	Бонинитовый Дунит	Бонинитовая серия
10	(Коматиитовый) мелабазальт Габро-Норит	Коматиитовый базальт (комабазальт) Вебстерит	Коматиит пироксенит		Коматиитовый перидотит Шпинелевый (коматиитовый) перидотит	Коматиитовый Дунит	Коматиитовая <i>Хондритовая</i> линия серия
6.0	(Пикритовый) мелабазальт	Пикро-базальт Вебстерит	Пикрит Пироксенит		Гранатовый (пикритовый) перидотит	Пикритовый Дунит	Пикритовая Серия
4.0	Ферродолерит, ферробазальт <i>А н к а р а м и т</i>		Ферропикрит?		?	?	
2.0	Оренидт, меллитолит, камафугит ?	Анкаратрит ферропикробазальт	Альенит, кудит Ферропикрит		Кимберлит, меймечит Карбонатный (меймечитовый) перидотит	Меймечитовый дунит (?)	Меймечитовая серия
?<0.5	Лейцитовый лампроит ?	Оливин-флогопитовый лампроит ?	Якуирагит, кимберлит-3		Ильменит-пироповый перидотит	?	Лампроитовая Серия
	9	14	24	34	44	54	

 $Al_2O_3 / TiO_2 MgO$ (% мас. в пересчете на сухой остаток)

M=90- необходимого минимума для ультрамафических пород. Эти породы коматиитовой серии в соответствии с рекомендациями упомянутой Подкомиссии МСГН должны быть в классе мафических пород.

Таким образом, предпочтительнее к коматииту как представителю ультрамафической породы установить нижнюю границу по MgO 24% в пересчете на безводный остаток. Целесообразен интервал 24-34% MgO для коматиита, пикрита, марианита, а также базальтоидного и слюдяного кимберлита.

Важной задачей остается выявление для ВМВП соответствующих плутонических комагматов. Породы с MgO 34-44%, как правило, не содержат стекловатой фазы и по минеральному составу относятся к перидотитам или дунитам (оливинитам). В зависимости

от количества оливина они могут рассматриваться как орто- или мезокумуляты [23]. Ультрамафиты, содержащие $MgO 44\%$, представляют собой адкумуляты оливина. По принадлежности к соответствующей серии кумулятивные породы могут иметь в своем наименовании перед корневым словом прилагательное, соответствующее названию серии (например, коматиитовый дунит, коматиитовый перидотит и т.д.). Дальнейшие исследования в области изучения высокомагнезиальных плутонических пород должны сосредоточиться на анализе составов минералов (оливинов, пироксенов, амфиболов, плагиоклазов) в вебстеритах, ортопироксенитах, перидотитах и других, имеющих в настоящее время статус понятий широкого пользования для различных магматических серий. Возможно, что еще более неопределенный термин «офиолит», кроме тектонического, приобретет также вещественное содержание.

Границы по оси Al_2O_3/TiO_2 (АТМ) устанавливаются для выделяемых серий пород на основе данных по наиболее представительным природным ассоциациям. Учитывая, что АТМ для ВМВП во многом определяется составом исходного расплава, который нередко несет черты региональности, интервал колебания его в пределах одной серии может быть значительным. Так, для коматиитовой серии были выделены 2 группы пород: Al-деплементированная и Al-недеплементированная [25]. В первой АТМ незначительно превышает 10, а во второй – близок к 20 (хондритовому отношению). Реально существуют ассоциации, где показатель изменяется от 10 до 30. АТМ70 характеризует анортозитовую (кеннингитовую, алливалитовую) серию. В интервале 70-30 располагаются породы бонинитовой серии, 10-4 пикритовой (4-6 – подсерия щелочных пикритов), 4-2- меймечитовой, менее 2- лампроитовой.

В анортозитовой серии в ряду (от ультраосновных к основным): анортозитовый дунит(?)перидотит с высокохромистым гранатом троктолит гарризит алливалит устанавливается наименее магнезиальная группа пород- алливалиты. Алливалиты [18]– «низкокремнеземистые (преимущественно оливин-анортозитовые) включения объемом около 5-7% в вулканических породах низкокальциевых толеитовых серий островных дуг, вероятно, являются протокристаллизатами наименее дифференцированных расплавов и имеют кумулятивный генезис. Сравнительное изучение состава и изотопии Sr включений алливалитов и вмещающих их базальтов для трех вулканов Курило-Камчатской островной дуги показало их генетическое родство». Для этих пород характерен очень высокий АТМ– до 520 (табл. 2).

Предлагаемый подход к классификации высокомагнезиальных пород позволяет более строго выделить среди них виды, а в пределах видов по структуре и минеральному (модальному) составу – разновидности. При наименовании разновидностей в качестве прилагательных к корневому слову используются характеристики структуры, минерального состава или другие особенности (например, порфиновый коматиит, спинифексный коматиит и т.п.). По нашему мнению, следует исключить устаревшие названия таких видов пород коматиитовой серии как «базальтовый коматиит», «пироксенитовый коматиит» Представляется целесообразным после соответствующей апробации использование данной классификации ВМВП во всех геологических работах, в т.ч. при геологическом картировании, а также в учебных программах.

СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ МАФИТ-УЛЬТРАМАФИТОВЫХ МАГМАТИТОВ ВОСТОЧНОЙ И ЦЕНТРАЛЬНОЙ КАРЕЛИИ

Объектами для сравнительного анализа мафит-ультрамафитового магматизма выбраны наиболее представительные структуры Восточной Карелии- палеорифт Ветренный Пояс (в частности, его восточная часть – Синегорье) и Центральной- Онежская мульда (в

частности, ее западная часть: район Красная Речка– Гирвас– заповедник Кивач, и центральная- Кимозеро)(рис.1).

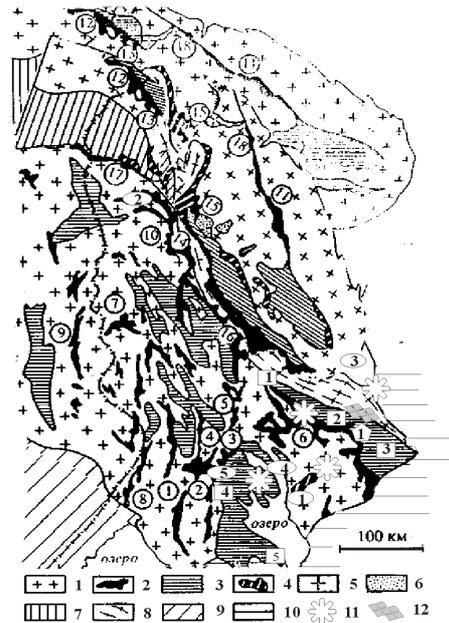


Рис.1. Схема геологического строения восточной части Фенноскандии с палеореконструкциями В.В.Куликовой на палеопротерозой (сидерий) в пределах Белого моря (по авторским и материалам Института геологии Кар НЦ РАН).

1 – 3 - нерасчлененные супракрустальные комплексы: 1-палео- и мезоархей; 2- мезо- и неоархей; 3 – палеопротерозоя и мезопротерозоя. 4 – 6 – интрузивные комплексы: 4 – габбро-анортозиты, расслоенные интрузивы палеопротерозоя; 5 – гранодиориты и чарнокиты палеопротерозоя; 6 – нефелиновые сиениты палеозоя. 7 – 9 – наложенные свекофенские и более молодые структуры: 7 – Лапландско-Колвиц-кий; 8 – Беломорский; 9 – Свеко-Карельский, 10 – платформенный чехол.

Мезоархейские зеленокаменные пояса

и структуры (цифры в кружках): 1 – Хаутаваарская, 2 – Койкарская, 3 – Палаламбинская, 4 – Остерская, 5 – Парандовская, 6 – Каменноозерская, 7 – Костомукшская, 8 – Ялонваарская, 9 – Кухмо-Суомусалми-Типасярви, 10 – Хизоваарская, 11 – Полмос-Поросозерская, 12 – Каскамская, 13 – Аллареченская, 14 – Примандровская, 15 – Заимандровская (Оленегорская), 16 – Терская, 17 – Корватундровская, 18 – Урагубская.

Объекты исследований в данной работе: 1 (цифра в пятиугольнике) – палеопротерозойский (сумийско-сариолийский) рифт Ветренный Пояс. 1 – 4 (цифры в квадратах): 1 – г.Голец, 2 – г.Большая Левгора, 3 – Синегорье, 4 – районы Центральной Карелии (Крас-ная Речка, Гирвас, Кивач). 1 – 4 (цифры в овалах) интрузивы: 1 – Бураковско-Аганозерский, 2 – Кивак-ка, Ципринга, Луккулайсваара, 3 – Кийостровский, 4 – Пудожгорский, 5 – Койкарско-Святнаволоцкий 11 - звездочка: в Онежской мульде – (Кимозеро), на Водлозерском блоке и в устье р.Онеги – заверенные ПГО «Архангельскгеология» аномалии с находками алмазов. 12 – зона биотитизации, флогопитизации и карбонатизации в районе СВ борта Ветреного Пояса.и «перидотитовый коматит», т.к. их наименование находится в противоречии с принятыми правилами по номенклатуре магматических пород

Таблица 2.

**Содержания петрогенных элементов (вес.%)
в эффузивах и оливин-плагноклазовых включениях (Фролова и др., 1999)**

№ пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	ATM	
													MgO
Вулкан Менделеева (эффузивы)													
G-94/5	43.90	0.24	23.82	1.79	7.28	0.12	8.93	12.74	0.88	0.07	0.02	1.00	99
Вулкан Менделеева (включения)													
G-94/8	43.61	0.08	26.59	0.96	5.62	0.10	7.76	14.14	0.72	0.05	0.02	0.84	332
G-94/9	44.41	0.61	19.89	3.80	7.60	0.16	7.78	14.60	0.67	0.20	0.01	1.42	33
G-94/10	44.70	0.18	26.61	3.10	3.05	0.09	6.50	14.45	0.86	0.05	0.02	0.90	148
Вулкан Заварицкого (включения)													
C320/2g	44.00	0.31	19.74	2.85	6.33	0.13	10.08	15.57	0.53	0.01	0.01	0.88	64
C-320/1	44.40	0.13	25.88	1.42	4.40	0.09	7.68	14.52	0.79	0.04	0.01	0.74	199
Вулкан Ксудач (включения)													
Ка-77/7	44.28	0.07	29.97	0.83	2.64	0.05	4.51	16.56	0.74	0.03	0.00	0.75	428
Ка139/7	45.06	0.19	17.55	1.30	5.66	0.11	13.69	15.65	0.45	0.01	0.00	0.50	92
Ка-3/7	45.35	0.15	23.26	1.32	3.31	0.08	7.88	17.63	0.27	0.01	0.00	0.57	155

Восточная Карелия. На территории Карелии и Архангельской области, открыт и впервые нанесен на географические карты в конце 30-х годов XX в. М.Н. Карбасниковым кряж Ветренный Пояс. На современном эрозионном срезе он представляет собой крупный реликт обширной рифтогенной структуры на площади около 5 тыс. км² и протяженностью с СЗ на ЮВ более чем 250 км. Кряж состоит из цепи отдельных гор с абсолютной высотой от 200 до 350 м, сопряженно переходящих одна в другую: Голец, Челпан, Шапочка, г. Высокая, Шуйгора, Оловгора, Безымянная (наиболее высокая- 437 м, по мнению В.С.Куликова, должна иметь название «гора Карбасникова» по имени первооткрывателя кряжа), Б. и М. Левгоры, Мяндуха и др. Здесь широко развиты коматиитовые базальты и коматииты свиты Ветренный Пояс мощностью в несколько километров, формирование которых происходило в несколько стадий и в разных условиях. Sm-Nd возраст вулканитов на г.Голец- 2448±42- 2449±35 - 2441± 25 Ма и Б. Левгоры - 2410±34 [26, 27]. В районе Синегорья (рис.2) установлено широкое поле пологозалегающих лавовых потоков коматиитовых базальтов общей мощностью до 5км с общим падением к северо-востоку. Это преимущественно тела мощностью 5–50 м с подушечными текстурами в кровельной зоне. Для лав характерно обилие стекловатой фазы, разнообразие структурных форм «спинифекс», заполнение межподушечного пространства кремнистым материалом, что, возможно, свидетельствует о подплавлении изливавшимися расплавами кварцитов нижележащей токшинской свиты. Коматиитовые базальты относятся к хондритовым разновидностям (Al₂O₃/TiO₂- около 20; MgO– 8-17%; SiO₂- 48-52%) со слабо выраженной дифференциацией (табл.3). По содержанию MgO базальты различаются по территории с юга на север с определенной последовательностью: 1) наиболее магнезиальные (15-17%) подушечные лавы распространены на севере в верховьях рр. В.Иг, Сомба и на юге в основании г. Мяндуха [4]; 2) в среднем течении р.Сомба лавы содержат MgO 12-14%, как и покровы средней и вершинной части г. Мяндухи; 3) на северном берегу оз. Вожозера наблюдается широкое развитие структур спинифекс пироксенового типа с MgO = 8-10 %.

В районе деревни Булатово (в одноименном карьере) в поле локальной магнитной аномалии на контакте коматиитовых базальтов и перекрывающих их известняков карбона впервые установлено нектоподобное тело плагноклазсодержащих оливиновых вебстеритов диаметром до 20(?)м. Оно представлено крупнокристаллическими породами, отличающихся от коматиитовых базальтов пониженным содержанием глинозема- 5.54%, несколько более высоким FeO– около 12% и MgO– 23,6%, с пониженным Na₂O- 0.83; Al₂O₃/TiO₂– 15. В шлифах и минералогическим анализом выявлены, наряду с клинопироксеном (30.6%), ортопироксеном (42.83%) и оливином (8.55%), плагноклаз (17.0%), биотит

(0.9%), акцессории (апатит, рутил, циркон, хромит), а также пирит и магнетит и вторичные (амфибол, мусковит и др.), что также отмечалось и для расслоенных потоков г.Голец, но с большим содержанием вторичных (лейкоксен, карбонаты, дистен и др.).

Структурная позиция лавового поля Синегорья позволяет предположить несколько центров излияния, один из которых располагался в районе оз.Ундозеро, где по геофизическим данным находится крупный («кольцевой») Ундозерский массив.

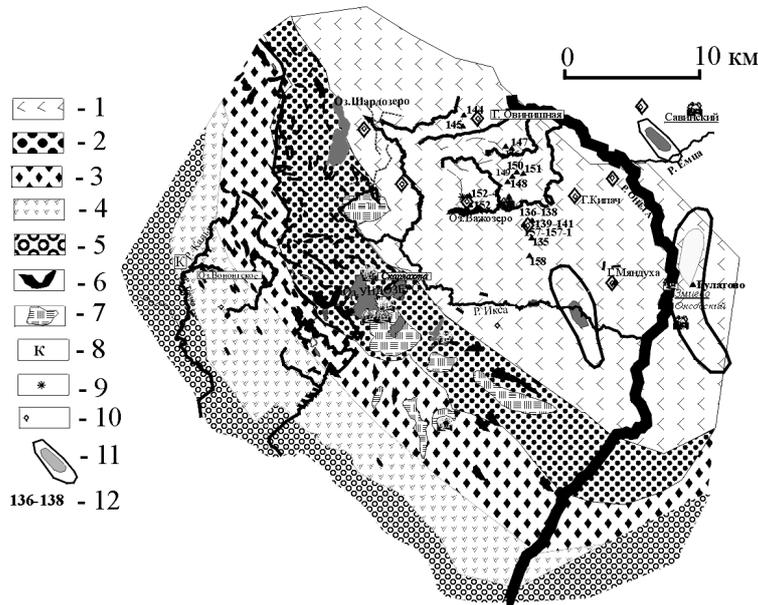


Рис. 2. Схема геологического строения Синегорья (вост часть палеорифта Ветренный Пояс) Составили В.С.и В.В. Кули-кова, 2001 г .

1 – коматиитовые базальты свиты Ветренный Пояс с подушечными текстурами и структурами спинифекс; 2 – осадочные породы виленгской свиты; 3 – вулканиты и осадки кожозерской свиты; 4 – коматиитовые базальты киричской свиты с реликтами лавовых озер (Калья); 5– осадки ток-шинской свиты; 6 – нерасчлененные дайки; 7- мафит- ультрамафитовые интрузии-вы, частично расслоенные; 8 – местоположение лавового озера «Калья»; 9 – места с широким развитием пироксеновых спинифекс структур; 10 – горы; 11 – геофизические аномалии; 12 – дороги; 13 – номера проб.

Интрузивы сумийской (2.5–2.4 млрд.лет) вулcano-плутонической ассоциации, за исключением единичных уникальных массивов (например, Бураковско-Аганозерский), изучены слабо. По имеющемуся объему петрохимических характеристик, в общем, они представляют собой малосульфидные с дефицитом серы в разной степени дифференцированные тела от дунитов до габброидов.

Поверхностным аналогом дифференцированных интрузивов могут служить лавовые озера, впервые выделенные в пределах г.Б.Левгоры (рис.3), г.Голец и р.Калья. В разрезах этих озер мощностью около 100м отчетливо выделяются следующие зоны (снизу вверх): кумулятивная (порфировый коматиит) надкумулятивная (базальт) спинифексная (коматиитовый базальт с различными чередующимися оливиновыми и пироксеновыми спинифексными структурами) кровельная (коматиитовый базальт с миндалекаменной и микро-спинифексной структурами). В других районах Фенноскандинавского щита подобные лавовые озера с прекрасной сохранностью пород пока не выявлены.

На ЮЗ плече рифта располагаются также реликты стратовулканов- Калга-чинского, Киричского и др.). Киричский вулкан по возрасту субвулканических дацитов из верхней пачки сформировался 2437 ± 3 Ма назад [26].

Таблица 3.

Химические анализы коматитовых базальтов Синегорья

№ анализа	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	p.p.p.	P ₂ O ₅	ATM	MgO
0135	50.36	0.59	12.2	0.83	8.76	0.18	11.81	8.69	1.95	0.31	0.29	3.33	0.15	21	12.3
0136	47.05	0.57	10.72	2.85	9.39	0.182	14.36	9.06	1.42	0.29	0.52	3.37	0.13	19	14.9
0137	47.30	0.56	11.21	2.13	9.63	0.183	14.7	8.72	1.57	0.20	0.40	2.56	0.13	20	15.1
0137-1	47.74	0.58	10.89	0.94	9.05	0.178	16.50	8.58	1.36	0.37	0.12	3.25	0.09	19	17
0138	49.90	0.60	12.09	1.35	9.05	0.194	13.26	8.86	1.57	0.37	0.06	2.18	0.09	20	14
0139	48.42	0.63	11.65	0.7	9.84	0.187	13.99	8.92	1.82	0.32	0.25	2.64	0.15	19	14.4
0140	49.28	0.59	11.93	0.98	9.77	0.194	13.29	9.14	1.94	0.21	0.21	1.88	0.13	20	13.5
0141	48.26	0.61	11.28	0.9	9.84	0.209	14.19	9.06	1.64	0.32	0.28	2.58	0.13	19	14.6
0142	48.56	0.60	11.41	0.83	9.91	0.194	14.95	8.62	1.37	0.35	0.22	2.54	0.13	19	15.3
0143	48.92	0.61	11.66	0.42	9.70	0.19	15.06	8.62	1.23	0.35	0.19	2.55	0.13	19	15.5
0144	52.04	0.61	12.71	1.09	8.18	0.172	10.22	8.93	2.51	0.41	0.12	2.35	0.10	21	10.5
0144-1	50.94	0.62	11.57	1.10	8.33	0.21	10.47	11.89	1.93	0.50	0.09	1.92	0.14	19	10.7
0145	48.82	0.61	11.40	1.05	9.33	0.19	13.72	8.99	1.83	0.31	0.15	3.17	0.15	19	14.2
0145-1	48.18	0.58	10.89	0.67	9.48	0.20	16.23	8.47	1.21	0.34	0.16	3.07	0.16	19	16.7
0145-2	48.84	0.59	11.41	0.90	9.84	0.20	13.93	8.99	1.51	0.37	0.16	2.96	0.11	19	14.4
0146	47.70	0.59	10.88	1.42	9.70	0.19	15.63	8.87	1.44	0.21	0.13	3.05	0.11	18	16.1
0147	49.26	0.57	12.21	1.48	9.10	0.19	12.83	8.44	1.66	0.39	0.19	2.88	0.12	21	13.2
0147-1	49.26	0.61	11.92	1.41	8.98	0.18	13.57	9.01	1.77	0.36	0.04	2.60	0.13	20	13.9
0148	49.30	0.58	11.67	1.19	9.19	0.184	14.34	8.58	1.38	0.40	0.11	2.65	0.09	20	14.8
0149	48.68	0.59	10.88	1.02	9.70	0.19	16.14	8.87	1.60	0.19	0.02	1.90	0.12	18	16.6
0150	47.66	0.57	10.90	1.35	9.58	0.19	15.93	8.58	1.47	0.26	0.09	2.58	0.12	19	16.4
0151	48.14	0.59	11.40	1.48	9.10	0.20	15.01	8.72	1.43	0.21	0.20	2.69	0.12	19	15.4
0152	51.36	0.69	14.00	2.41	8.19	0.18	7.30	10.73	1.82	0.33	0.25	2.04	0.18	20	7.5
0152-2	52.06	0.63	13.78	1.45	9.05	0.19	7.91	10.15	2.02	0.51	0.25	1.42	0.15	22	8.0
0152-3	49.52	0.58	11.41	1.49	8.18	0.173	13.93	9.00	1.68	0.30	0.07	2.82	0.09	20	14.4
0153	48.88	0.61	12.18	0.96	9.55	0.194	13.93	8.20	1.62	0.32	0.05	2.65	0.13	20	14.5
0154	48.72	0.58	10.65	1.26	8.76	0.175	13.47	8.72	3.37	0.32	0.11	3.56	0.08	20	14.0
0155	48.96	0.60	11.67	1.15	9.58	0.21	13.98	8.87	1.80	0.37	0.05	1.92	0.12	19.5	14.2
0156	48.72	0.59	11.14	1.49	9.46	0.20	14.80	9.01	1.58	0.25	0.10	2.17	0.12	19	15.2
0156/2a	49.14	0.58	11.67	1.43	8.98	0.184	14.70	8.29	1.71	0.44	0.11	2.08	0.09	20	15
0157	49.00	0.63	12.43	2.00	8.83	0.178	11.92	9.58	1.85	0.44	0.07	2.41	0.12	20	12
0157/1	48.34	0.54	11.18	1.35	9.05	0.179	15.41	8.72	1.52	0.27	0.12	2.50	0.08	21	16
0158	49.68	0.59	11.93	1.00	8.76	0.173	13.16	7.70	1.82	0.65	0.12	3.68	0.13	20	14
0159	47.64	0.58	11.15	1.11	9.26	0.187	16.39	8.43	1.33	0.24	0.10	2.73	0.09	20	16.9
0159/1	47.80	0.57	11.06	1.30	8.90	0.179	16.49	8.44	1.32	0.21	0.07	2.90	0.08	20	17
Булат-гн	48.20	0.38	5.54	1.25	10.70	0.21	23.33	7.01	0.83	0.25	0.31	1.35	0.08	14.5	24

Интрузивные комагматы коматитовых базальтов, формировавшихся за пределами палеорифта и на значительных глубинах (расслоенные– Бураковский, Монастырский, Кийостровский, Олонгская группа и др.), приурочены к его трансформным разломам. С ними связаны месторождения и рудопроявления хромитов, ЭПГ и золота [8]. Активизация трансформного разлома, по данным разных авторов, прослежена в Бураковско-Кийостровском направлении от о-вов Онежского озера, сложенных габбро-норитами (Де-довец и др.- 2360±60 Ма), в дайках-саттелитах Бураковско-Аганозерского интрузива (Авдеевская- 2360±60 Ма) и в нем самом (2341±31 Ма), а также в гранитах-анатектитах (р. Сухая Водла- 2410±50 Ма), метасоматитах (пор. Калакунда на р. Илекса - 2340±40 Ма), в жилах плагиомикроклиновых гранитов с возрастом 2355±20 Ма, разбуренных в Бураковско-Аганозерском массиве.

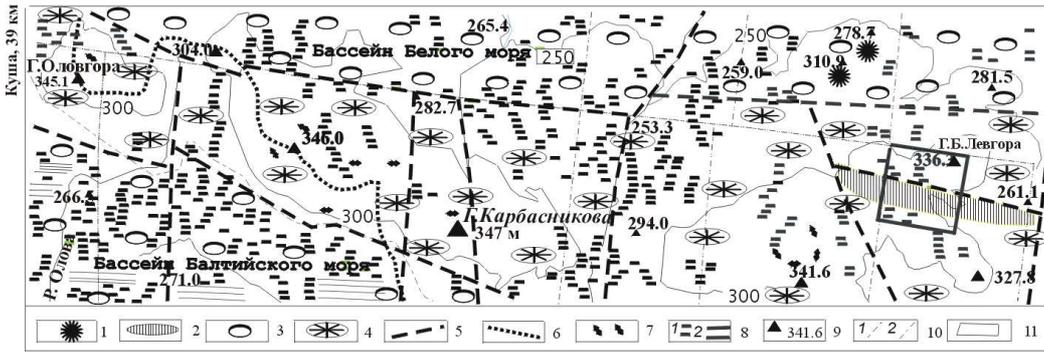


Рис. 3. Положение горы Карбасникова и лавового озера «Виктория» на топографической карте центральной части кряжа Ветреный Пояс (Онежский район Архангельской области).

1 – трубки взрыва; 2 – лавовое озеро «Виктория»; 3 – зеленые подушечные лавы; 4 – черные подушечные лавы со структурами спинифекс; 5 – разломы; 6 – линия водораздела бассейнов Балтийского и Белого морей; 7 – следы современных сейсмодислокаций; 8 – болота (а) глубиной более 2 м (б); 9 – высоты и их отметки; 10 – старая узкоколейка (а) и просеки (б); 11 – участок предполагаемого природного заказника.

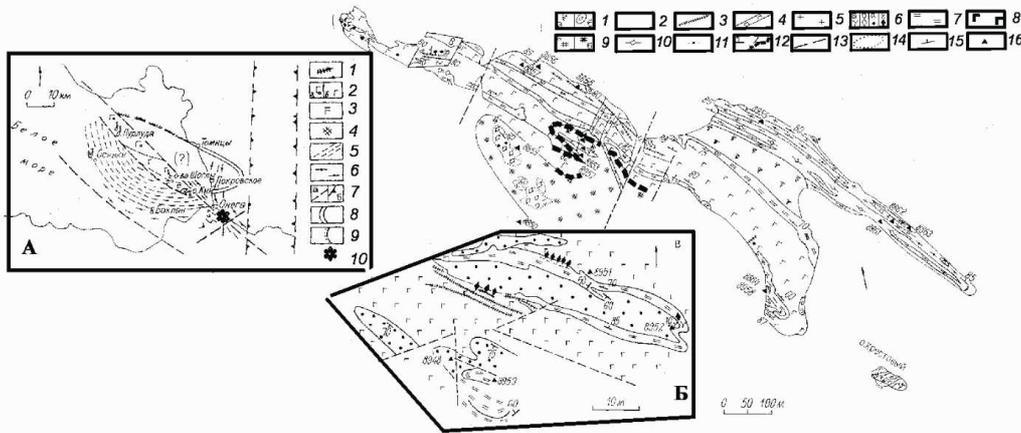


Рис.4. А Схема геологического строения Кийостровского интрузива (Составили .С.Куликов, В.В.Куликова, 1990 г.). 1 – гранатовое габбро, 2 – лейко- (а) и мезогаббро (б), 3 – габбро-нориты, 4 – перидотиты, 5 – серые гнейсы, 6 – амфиболиты. 7 – тектонические нарушения (по данным ПГО «Архангельскгеология»: коровые (а), мантийные (б), 8 – гравитационная аномалия, 9 – предполагаемая граница Кийостровского интрузива, 10 – заверенные ПГО «Архангельскгеология» магнитные аномалии с находками единичных алмазов.

Б. Геологическое строение острова Кий. 1 – четвертичные (а) и вендские (?) (б) отложения, 2 – нерасчлененные породы, 3 – дайки гранатовых габбро, 4 – пегматитовые жилы, 5 – катаклазированные и милонитизированные гранитоиды, 6 – метасоматиты: корундовые (а), пироксеновые (б), амфиболовые (в), цоизитовые (г), 7 – полосчатые габбро и лейкогаббро, 8 – массивные габбро, 9 – ультрамафиты: перидотиты (а), пироксенины (б), 10 – гранат-кианитовые гнейсы, 11 – амфиболиты, 12 – предполагаемые границы ультрамафитов и габбро (а) и предполагаемая зона хромитового горизонта (б). 13 – зоны разломов, 14 – обнажающаяся во время отлива суша, 15 – элементы залегания, 16 – точки отбора проб. **В.** Зона метасоматоза на СЗ оконечности Кийострова.

Кийостровский расслоенный плутон авторами впервые был установлен в 1988-1989 гг. на о-вах Пурлуда, Шоглы и Кийостровский архипелаг в Онежской губе Белого моря [5]. Здесь обнажаются интрузивные породы, которые слагают, как предполагается, на

площади 40x20 км, имеют четырехчленное строение. Они характеризуются сменой вещественного состава с СВ на ЮЗ: 1) габбро-нориты (о-в Пурлуда), 2) габбро и амфиболиты (о-ва Шоглы), 3) лейкогаббро – расслоенная серия (о-в Кий), 4) ультрабазиты (Фересовы Луды). Этот комплекс прорывается дайками гранатовых габбро. В разрезе Кийостровского интрузива (рис.4) по профилю Фересовы Луды– Кийостров выделяется пять зон: 1) метаперидотиты с кристаллами вторичного ортопироксена (мощность около 80м); 2) горнблендиты по пироксенитам (мощность до 10м); 3) расслоенная серия: габбронорит– лейкогаббро (50м); 4) амфиболитизированный габбронорит, ортоамфиболит (более 100м); 5) расслоенная серия горнблендит– лейкогаббро. Кровля и подошва тела не обнажены. В южном конце о-ва Ю.Кий установлены реликты первичных минералов, текстур и структур пород в расслоенной серии, где выделяются слои мощностью 10–15 см до 1м, образующие пакеты толщиной до 10м. Слои имеют асимметричное строение: а) в нижней части преобладают (до 70%) темноцветные минералы (орто- и клинопироксены, а также вторичный амфибол); б) в верхней части их содержание падает до 10%, а преобладающим становится плагиоклаз. Средний состав Кийостровского интрузива соответствует условно марианитам, а наиболее высокоглиноземистые дифференциаты-алливалитам (табл.4).

По данным геофизических измерений и бурения (ПГО «Архангельскгеология»), он может быть прослежен и на южном побережье Онежской губы (район поселков Томицы–Покровское).

Таблица 4.

Химические составы пород Кийостровского расслоенного интрузива

№/№ анализа	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	p.p.p.	P ₂ O ₅	ATM	MgO
8853	35.70	0.34	7.12	9.30	8.36	0.254	24.16	5.13	0.07	0.03	0.62	8.83	0.05	21	26.50
8853-4	28.20	0.42	12.88	14.40	10.63	0.248	18.25	5.22	0.15	0.03	0.28	5.58	0.07	31	19.30
8859	44.96	0.30	8.54	3.62	6.07	0.173	24.60	6.64	0.07	0.04	0.65	4.80	0.14	28	25.80
8864	53.30	0.07	26.83	0.54	0.86	0.024	1.40	15.12	0.60	0.05	0.08	0.37	0.132	384	1.40
8945-2	47.36	1.38	15.90	5.26	7.47	0.186	7.03	11.76	1.27	0.59	0.15	1.29	0.212	12	7.12
8946-5	50.68	0.28	15.56	1.20	5.74	0.126	9.74	12.88	2.11	0.35	0.13	0.83	0.064	56	9.8
8948-1	47.80	0.16	18.26	1.44	5.17	0.11	11.25	12.88	1.25	0.17	0.1	1.11	0.028	114	11.4
8951	45.44	0.26	14.52	1.92	5.45	0.13	13.86	13.16	1.89	0.45	0.15	2.22	0.02	56	14.2
8951-1	46.76	0.22	18.36	1.44	5.17	0.12	12.26	12.04	1.53	0.25	0.28	0.95	0.04	84	12.40
8951-3	45.60	0.22	18.36	2.16	4.88	0.1	12.06	11.96	1.86	0.33	0.15	1.72	0.024	84	12.27
8951-5	45.64	0.2	20.85	1.84	4.45	0.094	10.45	12.04	1.87	0.30	0.19	1.53	0.16	104	10.61
8957	41.00	0.28	4.74	4.20	7.47	0.206	27.82	5.26	0.07	0.02	0.48	7.69	0.10	17	30.1
8957-1	40.30	0.27	5.43	4.50	6.97	0.22	27.00	4.56	0.06	0.04	0.7	9.47	0.11	20	29.8
8957-3	42.56	0.26	13.35	2.30	6.39	0.174	18.37	8.62	1.18	0.43	0.65	5.42	0.04	51	19.4
8958a	50.24	0.31	17.12	1.10	4.96	0.114	10.40	12.20	1.83	0.31	0.11	1.24	0.06	55	10.53
8958б	50.16	0.26	17.68	1.27	4.53	0.108	9.72	12.68	1.88	0.32	0.15	1.09	0.06	68	9.81
8958в	50.76	0.27	13.74	1.93	5.46	0.138	13.60	10.86	1.25	0.25	0.20	1.15	0.06	51	13.8
8958-1	49.62	0.28	17.14	1.27	5.24	0.118	10.10	12.20	1.85	0.34	0.20	1.32	0.06	61	10.23
8959	52.32	0.16	17.21	1.68	4.59	0.116	8.24	11.82	2.55	0.27	0.20	0.55	0.072	108	8.28
8959/3	51.14	1.93	14.16	4.07	9.62	0.176	5.22	9.36	1.5	0.86	0.20	1.03	0.396	7	5.27
8994-1	34.50	0.1	1.52	9.24	4.60	0.203	34.80	0.42	0.04	0.01	1.14	13.96	0.07	15	40.44
8994-3	35.42	0.10	1.51	8.10	5.31	0.208	36.70	0.85	0.04	0.01	0.76	10.18	0.04	15	40.83
8994-4	46.00	0.20	2.53	6.14	3.47	0.214	23.18	13.02	0.17	0.02	0.46	4.12	0.04	13	24.20
8994-5	54.40	1.10	14.57	4.29	9.10	0.142	4.72	7.88	0.40	1.00	0.20	1.75	0.16	13	4.80
89946a	41.74	1.08	12.40	5.00	10.54	0.24	11.86	11.66	2.16	0.59	0.16	2.00	0.15	12	12.00
8994-8	39.65	0.06	3.13	3.66	5.30	0.352	30.93	3.45	0.09	0.02	0.60	12.73	0.12	62	35.40

На диаграмме (рис.5) средние составы интрузивов палеорифта образовали три группы [11], принадлежащие трем сериям: бонинит-марианитовой, коматитовой и пикритовой. К интрузивам с исходными бонинит-марианитовыми магмами и последовательностью кристаллизации $OI > OI + Орх > Орх + Pl - OI > Орх + Pl + Aug$ относятся Кивакка, Лукку-

лайсваара, Кийостровский, а также интрузивы Кольского полуострова– Федорово-Панские Тундры, Мончегорский плутон, Имандра и, кроме того, Куккола-Торнио, Кемь, Портимо, Койлиσμαа, Аканваара, Стиллиутер и Бушвельд. Бураковско-Аганозерский интрузив с возрастом 2.45–2.35 млрд.лет, являющийся комагматом коматиитовых базальтов Ветреного Пояса, а также Койтелайнен и Койвитса, принадлежат коматиитовой серии с последовательностью кристаллизации: $Ol > Ol + Crx > Crx + Opx + Pl - Ol > Pig + Crx + Pl - Opx > Pig + Crx + Pl + Mt$.

Центральная Карелия. Центральная Карелия является стратотипическим районом России для палеопротерозоя, где хорошо сохранились осадочные и магматические породы всех главных хроностратиграфических подразделений нижнего протерозоя Фенноскандии (сумия– сариолия, ятулия, людиковия, калевия и вепсия), а также некоторые геологические образования предположительно рифея. Мафит-ультрамафитовые комплексы освещены в ряде публикаций [2 и др.]. Полученные авторами новые данные по геохимии и геохронологии, а также крупные геофизические проекты по изучению глубинного строения этой территории [9 и др.] позволяют внести определенные коррективы в установившиеся представления о развитии территории в палеопротерозое.

Сумий. Вулканиды, залегающие с угловым несогласием на архейских гранитоидах исследованы на участке Красная Речка (см. рис.1). В разрезе существенно лавовой толщи

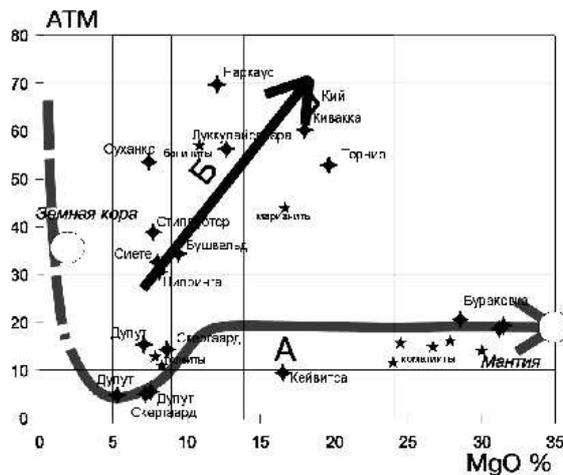


Рис. 5. Тренды выплавки из мантийного пиrolита при давлении менее 10 кб (Ф) и изменение положения тренда при увеличении давления (Б). Стрелкой на тренде А показано увеличение степени плавления. Ромбиками обозначены средневзвешенные составы интрузивов, звездочками – эффузивные аналоги (Бычкова, 2001).

Сумийские лавы Красной Речки характеризуются также текстурами, отражающими существенную контаминацию кислыми породами изливающиеся расплавы и специфический вещественный состав. По химическому составу, текстурным и структурным особенностям эти лавы не сопоставимы с одновозрастными коматиитовыми магматитами Ветреного Пояса. Разрез завершается переходом к толще полимиктовых конгломератов (сариолий).

Ятулий. Базальтоиды и терригенные осадки образуют непрерывный разрез, начинающийся с углового несогласия базальных кварцевых конгломератов и кварцитов и подстилающих полимиктовых конгломератов сумия– сариолия Красной Речки. Традиционно

магматиты рассматриваются в качестве древней палеопротерозойской трапповой формации с возрастом 2.3-2.1 млрд.лет [14 и др.].

Авторами установлен ранее неизвестный полный разрез ятулийских образований в районе пос.Гирвас и определен возраст как самих пород, так и гидротермальных изменений. В разрезе наблюдаются три свиты супракрустальных образований, представленных осадочными породами внизу и вулканитами вверх (рис.7).

Нижняя (янгозерская) свита образована лавовыми покровами (1-2) с зачаточными подушками– «коробками» в кровле, которые залегают на кварцевых конгломератах (Путеводитель...,2002). В подошве нижнего покрова отчетливо выявляется флюидалность и трахитоидность, прослеживаемая на значительные расстояния, по трещинам отдельности наблюдается развитие вторичных жил гематита. U-Pb возраст базальтов на участке «Каньон» р.Суны определен как 1976 ± 9 Ма [16].

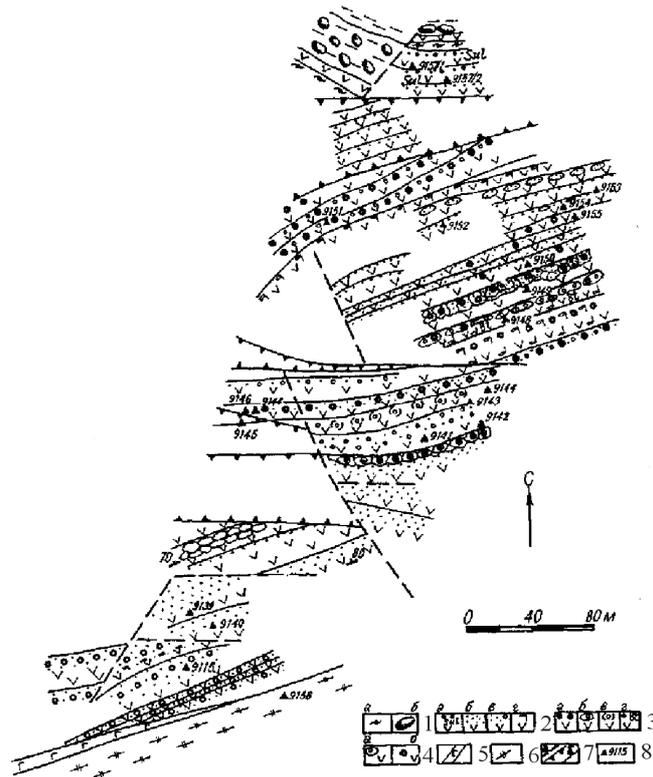


Рис. 6. Трансект палеопротерозойских (сумийско-сариилийских) вулканитов района Красная Речка (Ц.Карелия)(Составили В.В. Куликова и И.С.Пухтель, 1991).

1 – туфогенно - осадочные породы (а) и полимиктовые конгломераты (б); 2 – кровельные зоны лавовых потоков с миндалинами: сульфидными (а); пустыми (б); кварцевыми (в); гигантскими кварцевыми, ориентированными по течению потоков (г); 3 – сложные текстуры: лавы с эпидотовыми, кварцевыми и пустыми миндалинами и вариолитами: в кровельной зоне (а), только в подушках (б), в неясно выраженных подушках (в), в «биотитовом» потоке (г); 4 – подушечные лавы с мелкими миндалинами (а), массивные с вариолитами (б); 5 – дайки мелкозернистых габбро – подводящие каналы (?); 6 – коры физического выветривания по гранитоидам архея; 7 – точки отбора проб.

Средняя (медвежьегорская) свита, хорошо прослеживаемая в долине р.Суны, сложена косослоистыми осадками (с прекрасно сохранившимися текстурами волноприбойных знаков, гематитовых прослоев, и секущих их поздних мощных кварцевых жил) и газонасыщенными миндалекаменными лавами.

Верхняя (туломозерская) свита представлена *впервые установленной пачкой аркозовых кварцитов, вишневых сланцев, кварцевых конгломератов*, которая вверх по разрезу наращивается доломитами, вмещающими силлы долеритов и лавы базальтов. Эти магматиты обычно рассматриваются в качестве третьей фазы ятулийского вулканизма [12].

Таблица 5.

Химические составы вулканитов района Красной Речки

№ анализа	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	p.p.p.	P ₂ O ₅	ATM	MgO
П9115	48.30	0.77	10.77	1.61	11.13	0.20	11.72	9.31	1.47	0.29	0.14	3.76	0.15	14	12.2
9130	50.64	0.81	14.71	9.41	2.51	-	8.06	5.47	3.00	2.37	0.08	2.57	0.06	18	8.3
9131	53.78	0.70	10.58	1.90	8.55	0.194	8.76	9.25	3.21	0.29	0.15	2.43	0.08	15	9.0
9132	53.72	1.10	11.36	1.43	10.20	0.16	8.24	4.48	3.78	1.01	0.26	4.11	0.16	10	8.6
9133	50.50	1.96	11.86	7.78	9.33	0.18	5.52	4.48	3.75	1.62	0.27	2.33	0.21	6	5.6
9136	53.28	1.04	12.97	1.03	10.91	0.184	6.83	4.48	4.26	2.02	0.35	2.79	0.15	13	7.0
П9139	54.76	0.94	13.12	0.83	9.33	0.16	7.06	5.49	4.26	1.01	0.14	2.46	0.19	14	7.3
П9141	50.86	1.75	13.55	7.33	8.76	0.194	5.29	4.62	4.00	1.37	0.12	1.54	0.21	8	5.4
П9142	51.00	1.71	13.31	7.78	7.90	0.226	4.77	5.63	4.06	0.94	0.14	1.91	0.20	8	4.9
П9143	57.30	0.90	13.04	3.43	6.17	0.154	4.46	8.37	4.08	0.24	0.09	1.59	0.18	15	4.5
П9144	54.58	1.11	14.11	2.58	8.47	0.164	4.82	5.27	4.79	1.72	0.24	1.88	0.22	13	4.9
П9145	54.40	1.05	13.48	2.09	8.76	0.167	6.07	4.98	4.31	2.29	0.18	2.13	0.19	13	6.2
П9146	58.78	0.77	12.08	3.37	6.03	0.137	4.15	9.09	3.28	0.43	0.19	1.14	0.15	16	4.2
П9147	56.86	0.96	13.26	1.47	7.83	0.151	4.98	5.34	4.54	1.70	0.20	2.31	0.18	14	5.1
П9148	52.32	1.03	14.27	1.21	10.20	0.198	6.54	4.33	4.50	1.86	0.21	2.67	0.18	14	6.7
П9150	54.16	0.82	13.62	2.40	7.83	0.186	5.45	8.15	4.00	0.78	0.14	1.89	0.17	17	5.5
П9151	54.68	1.01	14.02	1.58	8.47	0.166	5.29	5.48	5.00	1.28	0.11	2.31	0.20	14	5.4
П9152	55.16	0.94	13.05	2.78	6.75	0.168	5.19	8.23	4.71	0.67	0.17	1.52	0.19	14	5.3
П9153	54.34	0.90	13.57	1.52	7.61	0.168	5.51	8.23	4.5	1.28	0.18	2.00	0.18	15	5.6
П9154	53.52	0.76	12.87	1.97	7.75	0.176	6.02	7.94	4.23	0.87	0.16	3.22	0.16	17	6.2
П9155	53.02	0.93	13.82	1.18	10.08	0.174	6.02	5.20	4.73	1.46	0.03	2.94	0.3	15	6.2
П9156	71.56	0.11	14.59	1.37	0.43	0.019	0.62	2.02	4.69	2.62	0.03	1.66	0.22	133	0.63
9157/1	52.20	0.66	13.73	3.01	6.75	0.174	5.29	10.54	3.82	0.34	0.08	2.68	0.37	21	5.4
9157/2	51.24	1.90	13.20	3.50	11.49	0.098	4.26	8.66	2.84	1.22	0.10	0.97	0.48	7	0.43

Авторами впервые описаны вулканические породы этой свиты в районе Поор-Порога р. Суны и сопоставлены с известным «Гирвасским вулканом» [15,12] в районе Пальеозерской ГЭС (рис.8). Наиболее низкое наблюдаемое положение в разрезе занимает покров мощностью до 50м. В его прикровельной зоне обнаружены сиениты, которые могут рассматриваться в качестве поздних дифференциатов базальтовой магмы с повышенной щелочностью. Выше залегает не менее 5 лавовых потоков подушечных лав мощностью до 3м с отличными контактами и столбчатой отдельностью. На поверхностях некоторых из них отмечены единичные перемещения застывающей корки в виде маломощных канатных лав.

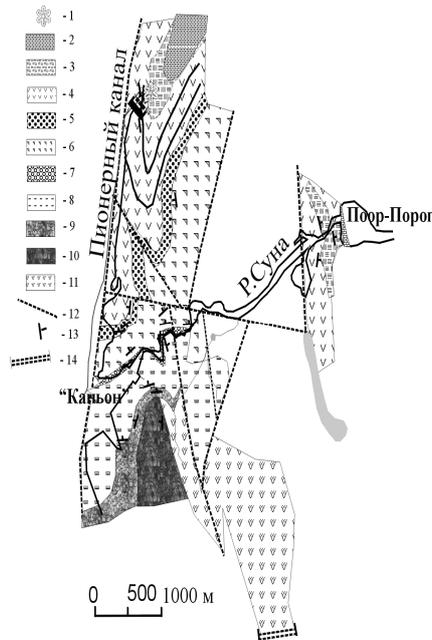


Рис. 7. Схема геологического строения района пос. Гирвас.

Составили В.С.Куликов, В.В.Куликова (2002 г.).

1 – зоны гидротермальной проработки; 2 – карбонатные породы; 3 – лавобрекчии и канатные лавы; 4 – массивные вулканиты с зонами сиенитизации; 5 – кварциты, конгломераты, вишневые сланцы; 6 – миндалекаменные базальты; 7 – кварциты прослоями гематитов; 8 – лавы с «коробчатыми» текстурами; 9 – кварцевые конгломераты; 10 – полимиктовые конгломераты; 11 – лавы Красной Речки; 12 – зоны разломов; 13 – элементы залегания; 14 – линия трансекта Красной Речки.

Верхняя часть разреза в значительной степени переработана и представляет собой эпидотизированные вулканиты, прорванные карбонатными гидротермалитами.

Лавы Гирвасского вулкана по химическому составу на диаграмме TAS образуют ряд: фонолиты– базаниты– щелочные оливиновые базальты– трахибазальты, а по АТМ-МgO относятся к гавайитам– исландитам (табл.6). В районе «Каньона» и «По-ор-порога» лавы по разрезу имеют ритмичное строение и также изменяются по химизму от шошонитов до гавайитов и исландитов (табл.7). Сиениты в районе «Поор-порога» близко по своим химическим параметрам подобным породам в районе Шелтозера– Рыбреки (юго-западное побережье Онежского озера)(табл.9).

Людииковий. Магматизм, проявившийся в два этапа (ранний заонежский и поздний суйсарский), детально изучался по траверсу Кондопога– Петрозаводск [16]. На закрытой от посетителей территории заповедника «Кивач» и в его окрестностях авторами получены новые материалы по его геологии, а в дальнейшем работы будут продолжены. Стратифицированные образования в районе оз.Мунозеро– р.Суна (во-допад Кивач) представлены терригенно-хемогенными, частично, углеродистыми осадками заонежской свиты и залегающими на них туфами суйсарской свиты с обломками нижележащих углеродсодержащих пород. Среди осадков заонежской свиты на значительной площади были закартированы силлы долеритов и ферродолеритов(рис.9). Особое место занимает долерит-пикритовый силл Лаголамп, впервые закартированный В.С.Куликовым и прослеживаемый от оз.Лаголамп на севере до г.Орел на юге. Он хорошо узнается на местности благодаря буроватой окраске пород. По своему строению и химизму (табл.10) силл близок к известным телам суйсарского комплекса: Кончозерскому и Тернаволоцкому с возрастом 1.98 Ма.

Наиболее сложное строение наблюдается в долине р.Суны (водопад «Кивач»), где в зоне тектонических подвижек, в том числе и современных, выделяются нерасчлененные

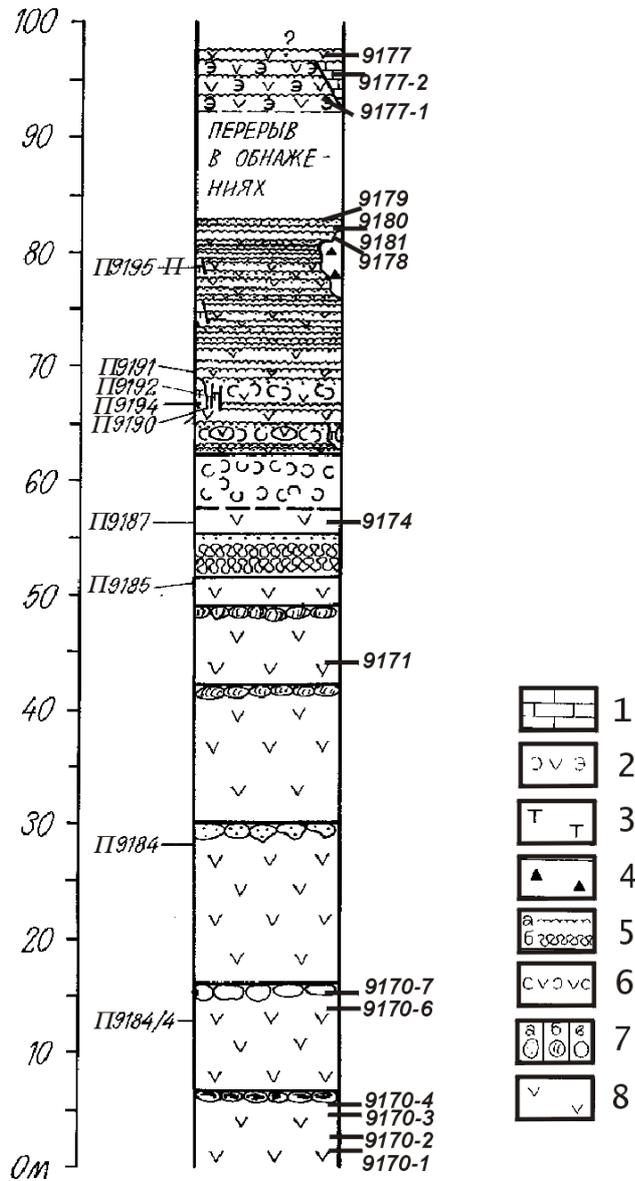


Рис. 8. Разрез фрагмента Гирвасского вулкана (Ц.Карелия) (Составила В.В.Куликова, 1991).

1 – гидротермальные карбонаты (кальциты) в зонах метасоматоза; 22 – эпидозиты; 3 – участки термальной деятельности: эпидозиты, турмалин-эпидот-карбонатные породы; 4 – брекчии; 5 – канатные лавы разной мощности: а – до 10 см, б – от 50 см до 1 м; 6 – лавы с зачаточными подушками, 7 – типы подушек: а – насыщенные миндалинами, б – зональные, в – однородные; 8 – массивные зоны потоков.

9 – точки отбора проб (1991 г.): слева от колонки – И.С.Пухтеля, справа – В.В.Куликовой.

осадочные породы с долеритами, силлы ферродолеритов и сложнодифференцированный покров Водопадный. Его кровельная зона с впервые выделенной отчетливой шаровой отдельностью устанавливается на левом берегу р. Суны непосредственно у Водопада и прослеживается на площади не менее 500м². Выше по течению выделяется зона брекчий соломанского типа, происхождение и возраст которых в настоящее время дискуссионны, в ассоциации с углеродистыми и карбонатными породами.

Таблица 6.

Химические составы вулканитов долины р. Суны

№ анализа	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	p.p.p.	P ₂ O ₅	ATM	MgO
9114 ¹	44.24	2.00	11.48	8.19	10.63	0.19	9.80	6.44	2.90	0.48	0.13	3.41	0.27	7	10.15
9115	47.78	1.80	11.61	8.07	8.76	0.20	8.80	5.32	3.96	1.49	0.11	1.98	0.22	7	8.90
П9118	49.64	2.40	11.55	9.57	7.75	0.20	6.05	5.26	4.50	0.81	0.13	1.81	0.22	5	6.2
П9119/1	51.16	2.00	12.33	8.35	8.11	0.20	5.07	5.33	3.30	2.08	0.15	1.63	0.22	6	5.2
П9119/2	51.50	1.75	12.22	7.48	7.04	0.21	5.89	6.77	4.04	1.50	0.18	1.06	0.22	7	6.0
Гир-21 ²	39.86	4.72	12.74	9.82	15.95	0.243	2.85	6.86	2.67	0.86	0.31	1.98	0.33	3	2.90
Гир-22	49.02	2.18	11.74	4.61	12.50	0.236	4.91	7.15	2.88	0.67	0.37	2.90	0.40	5	5.10
Гир-23	48.84	1.63	9.55	4.57	10.42	0.17	15.14	6.20	1.28	1.03	0.76	5.66	0.29	6	16.00
Поор-1	47.40	2.68	13.22	3.47	13.43	0.27	4.23	7.26	3.17	1.53	0.21	2.28	0.29	5	4.3
Поор-7	50.46	2.36	10.80	3.82	7.90	0.31	7.03	11.62	2.83	0.14	0.22	1.74	0.30	5	7.2
Поор-8	45.26	2.49	12.29	5.78	11.35	0.273	7.10	6.24	3.22	2.24	0.14	2.64	0.35	5	7.3
Поор-10с	54.92	1.90	12.14	9.82	6.03	0.17	2.20	4.21	5.43	0.38	0.30	1.30	0.92	6	2.2
Поор-10	45.82	2.47	12.30	2.55	11.77	0.36	8.77	7.58	3.09	0.10	0.40	4.24	0.27	5	9.16
Поор-11	48.20	2.13	13.83	7.15	7.32	0.21	6.25	6.53	4.58	0.63	0.15	2.23	0.29	7	6.4
Поор-12	48.50	2.20	13.52	5.64	7.76	0.25	8.63	4.50	4.86	0.07	0.16	3.18	0.31	6	8.9
Поор-12-5	46.80	2.14	13.30	4.62	11.06	0.21	5.92	7.95	3.64	0.81	0.29	2.76	0.34	6	6.09
Поор-13	48.10	2.52	10.96	2.58	9.77	0.28	7.15	8.13	3.83	2.90	0.28	3.98	0.30	4	7.44
Поор-14	47.54	2.49	11.77	7.80	10.49	0.25	4.72	6.76	4.73	0.39	0.34	1.78	0.39	5	4.81
Поор-20	47.30	2.25	13.23	4.69	10.05	0.20	6.08	8.32	3.67	0.73	0.29	2.41	0.32	6	6.23
Оливиновые базаниты и сиениты "Каньона"															
П9177 ³	48.80	1.04	15.68	1.50	7.83	0.11	6.35	7.87	3.53	1.25	0.27	5.08	0.17	15	6.69
П9179	46.10	0.94	14.56	1.50	10.34	0.17	7.36	11.92	2.50	0.48	0.20	3.68	0.13	16	7.64
П9180	48.26	0.94	14.07	1.42	10.06	0.16	7.26	10.93	2.72	0.49	0.20	3.32	0.10	15	7.51
П9178с	66.50	1.10	10.80	1.21	6.11	0.10	2.72	4.63	3.96	1.07	0.02	1.80	0.21	10	2.77

Вепсий. Мафитовый магматизм широко проявлен на юго-западном берегу Онежского озера и представлен «многоэтажным» долеритовым силлом. Возраст сиенитов, секущих долериты в районе Шелтозеро-Рыбрека, которые по TAS-диаграмме относятся к толеитовым базальтам, а по ATM– MgO– к исландитам, составляет 1741±56 Ма (данные И.С.Пухтеля)(рис.10, табл.9-10).

Близкий Sm-Nd возраст (1764±125 Ма) имеют «Кимозерские кимберлиты», выявленные работами австралийской компании «Эштон Майнинг Лимитед» [17]. Эти породы обнажаются на участке Кимозеро в Заонежье (см.рис.1 и 11), однако кимберлитовое тело пока достоверно не оконтурено и не определена его форма. Вмещающие породы представлены долеритами, чередующимися с горизонтами тремолит-карбонатных пород с переменным количеством углеродистого вещества. Центральная часть тела характеризуется кимберлитовой брекчией с обломками размеров до 5 см, включениями глубинных ультра-

¹ Пробы из Каньона р.Суны отобраны В.В. и В.С.Куликовыми (1991 г.), «П» – И.С.Пухтелем

² Пробы отобраны В.В. и В.С. Куликовыми (2001 г.)

³ Пробы отобраны И.С.Пухтелем (1991 г.)

мафитов. Порода содержит до 10% флогопита (размеры пластинок до 1см) и псевдоморфозы серпентин-карбонатной массы по оливины. Компанией «Эштон Майнинг Лимитед» в кимберлитах определен хромит с повышенным содержанием MgO, пироп группы G-9, а

Таблица 7.

Химические составы вулканитов Гирвасского вулкана (Пальезерская ГЭС)

№ анализа	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	p.p.p.	P ₂ O ₅	ATM	MgO
9170/1	52.92	2.42	11.31	4.54	12.78	0.26	2.61	5.60	3.79	1.35	0.20	1.63	0.27	5	2.7
9170/2	47.12	2.26	13.77	5.18	11.49	0.25	4.62	8.12	2.95	1.30	0.28	2.35	0.28	6	4.7
9170/3	62.32	0.98	12.49	9.49	3.30	0.05	1.00	1.40	6.67	0.09	0.30	1.79	0.27	13	1.0
9170/4	48.86	2.51	11.52	6.50	10.42	0.23	6.68	5.36	3.02	1.22	0.76	3.29	0.31	5	6.9
П9184/4	46.66	2.16	13.55	5.30	9.98	0.25	6.41	8.00	2.80	1.70	0.32	2.39	0.31	6	6.6
9170/6	46.46	2.04	14.44	6.46	9.62	0.23	6.23	6.72	3.27	1.63	0.50	2.09	0.26	7	6.4
9170/7	46.58	2.04	13.12	5.82	10.91	0.25	6.78	7.00	2.15	1.40	0.41	3.05	0.29	6	7.0
П9184	47.22	2.15	13.80	6.64	8.90	0.24	5.67	7.93	3.37	1.39	0.15	1.98	0.28	6	5.8
9171	47.71	2.10	12.83	6.78	9.33	0.18	6.13	6.44	3.80	1.88	0.27	1.92	0.29	6	6
П9185	47.08	2.10	12.28	10.78	6.75	0.12	6.99	5.69	5.00	0.10	0.09	2.52	0.27	6	7.2
9174	45.48	2.18	12.77	11.09	6.89	0.11	7.83	4.20	4.71	1.42	0.38	2.34	0.26	6	8.0
П9187	45.90	2.40	13.66	8.78	6.89	0.12	8.18	5.19	4.23	1.89	0.16	2.28	0.30	6	8.4
П9190	48.02	2.20	13.26	9.74	6.39	0.12	6.31	5.91	4.77	1.43	0.21	1.44	0.28	6	6.4
П9194	45.36	1.64	11.00	10.38	5.96	0.15	7.10	13.11	1.78	0.09	0.35	1.91	0.22	7	7.3
П9192	41.94	1.13	9.23	10.11	5.60	0.24	10.46	15.71	0.95	0.07	0.27	3.69	0.14	8	10.9
П9191	47.96	2.25	13.23	9.06	6.18	0.12	6.63	7.06	4.50	1.17	0.24	1.30	0.30	6	6.7
П9195	48.30	2.20	13.66	8.65	6.97	0.06	6.52	4.21	5.33	1.66	0.26	1.66	0.30	6	6.6
9178/5	49.46	2.26	13.75	8.40	6.57	0.06	6.31	3.29	5.56	2.34	0.37	1.05	0.32	6	6.4
9178/1	37.04	1.65	13.66	5.95	11.27	0.15	17.99	0.84	0.07	4.07	0.65	6.63	0.40	8	19.4
9178/4	43.92	2.50	14.90	6.26	6.97	0.08	11.34	2.17	3.32	5.31	0.41	2.10	0.34	6	11.6
9178/3	50.00	1.00	16.00	1.87	10.56	0.08	8.00	3.00	2.92	0.02	0.29	5.88	0.14	16	8.5
9181	48.32	2.22	13.51	9.40	6.75	0.05	6.12	4.56	5.47	1.59	0.19	1.26	0.31	6	6.2
9179	47.92	2.13	13.44	8.87	7.14	0.06	6.52	5.82	5.16	0.35	0.18	1.71	0.31	6	6.7
9179/1	46.98	2.58	14.06	7.80	7.54	0.08	7.80	3.43	4.29	3.72	0.27	1.11	0.28	6	7.9
9177/2	-	0.5	0.52	-	0.43	0.34	0.80	54.78	0.03	0.01	0.06	42.90	0.03	-	-
9177/3	48.46	2.10	14.41	8.30	6.89	0.065	7.43	2.80	5.46	2.12	0.37	1.52	0.30	7	7.6
9177	48.20	2.98	13.95	11.65	3.87	0.11	6.43	3.64	5.50	1.80	0.47	1.98	0.27	5	6.6

Аналогичный возраст (1770-1750 Ма, независимые результаты К-Аг методом получены в лабораториях ИГЕМ РАН и ИМГРЭ) имеют метасоматиты в северо-восточном борту палеорифта Ветренный Пояс, где ПГО «Архангельскгеология» разбурена зона биотит-флогопитовых пород, сменяющихся зонами карбонатизации до мономинеральных карбонатных пород (?).

И.С.Пухтелем был определен изотопный возраст метасоматитов по верхнеяту-лийским лавам района электростанции на Пионерном канале на северной окраине пос. Гирвас (см. рис.6). Он составил 1593±24 Ма (валовая проба и кальцит, турмалин, эпидот и амфибол) и 1602±148 млн. лет (с добавлением сульфида и апатита) при сходной величине Nd(T) = +0.3±1.2(рис.12, табл.12) что заставило провести дополнительное изучение и моделирование процессов, сформировавших эти породы. Выполненное А.Ю.Бычковым детальное минералогическое картирование метасоматитов Гирвасского палеовулкана выявило четыре основные группы: 1) турмалинсодержащие альбит-актинолитовые и альбит-флогопитовые метасоматиты центральной части канала, 2) околожилые хлорит-эпидот-актинолитовые пропилиты, 3) гематит-талк-пиррофиллитовые и серицитовые метасоматиты переходной области, 4) низкотемпературные карбонатные жилы.

Таблица 8.

Химические составы магматических пород района заповедника "Кивач"

№№ анализа	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	р.р.р.	P ₂ O ₅	ATM	MgO
ВЕПСИЙ. Силл Левобережный.															
9762-1	47.84	1.17	14.45	2.08	9.12	0.186	8.22	10.15	2.08	0.50	0.46	3.05	0.14	13	8.5
9763-1	48.92	1.17	14.45	2.74	9.63	0.197	6.57	10.29	2.20	0.27	0.27	3.07	0.16	13	6.8
9815	50.16	1.46	13.73	2.60	11.21	0.20	6.58	5.72	1.81	1.20	0.30	4.42	0.19	9	6.9
СУИСАРИЙ. Силл Лаголампи															
0110	48.10	1.52	14.38	2.40	10.60	0.213	6.64	8.59	2.45	0.46	0.54	3.52	0.20	10	7
0110-1	48.80	1.33	14.28	1.96	10.63	0.186	7.05	7.58	3.47	0.37	0.43	3.33	0.19	11	7
0110-2	49.20	1.80	14.07	1.33	8.98	0.161	7.70	8.59	4.00	0.25	0.16	3.08	0.25	8	8
0110-3	43.90	1.30	8.23	1.40	10.56	0.213	17.85	10.18	0.18	0.12	0.40	4.85	0.18	6	18
0110-4	43.33	1.19	7.11	1.46	10.15	0.142	20.02	9.03	0.13	0.03	0.44	5.89	0.17	6	21
0110-5	44.56	1.54	8.47	0.80	10.92	0.181	17.35	8.59	0.57	0.39	0.67	5.20	0.20	6	18
0110-6	45.57	1.56	9.50	1.78	10.24	0.171	15.36	8.01	1.52	0.29	0.32	4.92	0.23	6	16
0110-7	43.70	1.65	10.36	2.92	8.75	0.128	16.50	6.57	1.39	0.09	0.62	6.60	0.23	6	18
0110-8	42.70	1.60	10.00	4.35	8.30	0.124	16.44	6.57	1.20	0.10	1.30	6.70	0.25	6	18
0111-2	43.46	1.63	9.55	4.57	10.42	0.17	15.14	6.20	1.28	1.03	0.76	5.66	0.29	6	16
0111-3	44.24	1.38	7.76	1.00	11.01	0.184	19.79	7.44	0.19	1.80	0.18	4.08	0.17	6	21
0112	42.86	1.17	6.68	4.22	8.56	0.20	20.65	7.95	0.13	0.08	0.95	6.63	0.22	6	22
0114	43.65	1.66	9.53	4.85	9.34	0.20	15.85	6.17	1.31	0.81	0.84	5.84	0.26	6	17
9810	42.37	1.12	6.13	1.07	10.84	0.17	22.86	7.33	0.08	0.07	0.65	7.25	0.13	5	24.8
ЗАОНЕЖИЙ. Покров Водопадный															
9760-3	47.48	2.32	11.25	10.62	6.75	0.52	5.77	7.43	1.52	0.96	1.16	3.71	0.34	5	6.1
9814	48.69	1.87	12.79	5.72	8.97	0.29	6.47	8.15	2.23	0.80	0.76	3.25	0.24	7	6.8
9818	48.46	2.69	11.37	8.04	9.44	0.20	5.72	5.35	2.38	1.48	1.11	4.09	0.25	4	6.0
9818-1	51.56	2.49	11.68	4.24	12.13	0.25	4.38	3.76	3.38	1.14	1.14	3.85	0.54	5	4.6
9852	48.12	1.94	12.38	3.90	11.97	0.23	6.40	7.58	2.73	0.62	0.49	3.31	0.25	6	6.7
Нерасчетные силлы															
0108	49.78	1.46	13.76	2.47	10.92	0.207	6.75	8.00	1.36	0.38	0.26	4.17	0.22	9	7
2025	49.64	1.03	13.22	2.53	8.76	0.193	7.15	12.63	1.54	0.25	0.14	2.75	0.13	13	7.4
2026	47.46	1.00	13.77	1.64	10.70	0.201	7.68	10.25	2.42	0.38	0.07	3.90	0.13	14	8.0
2027	49.02	1.02	12.75	2.07	10.13	0.189	7.64	10.03	2.23	0.31	0.13	3.15	0.13	12	8.0
2028	48.42	1.16	13.67	2.30	11.06	0.221	7.19	9.73	1.47	0.59	0.24	3.61	0.15	12	7.5
2029	49.10	0.99	14.04	2.05	9.76	0.195	7.04	10.25	2.82	0.25	0.16	2.89	0.13	14	7.3
9820	49.26	1.37	15.66	2.30	9.19	0.19	6.83	7.36	1.76	1.13	0.17	4.03	0.17	11	7.1
0161	49.88	1.52	13.43	2.14	10.90	0.22	6.78	7.72	1.68	0.71	0.18	3.87	0.20	9	10.3
0117-1	49.92	2.62	14.34	3.02	8.19	0.17	4.74	8.01	4.74	0.16	0.42	2.76	0.45	6	5
9802	52.75	1.08	13.56	2.42	8.89	0.18	7.04	5.61	4.42	0.46	0.75	3.01	0.15	13	7.3
9803	49.00	2.30	13.73	1.22	10.63	0.18	7.25	7.36	2.75	1.80	0.17	3.07	0.32	6	7.5
0117-2	44.54	1.46	9.02	1.62	10.05	0.197	17.53	8.58	0.73	0.17	0.38	4.85	0.19	6	19
2030	52.00	1.16	13.66	2.93	11.64	0.166	7.01	3.64	0.41	0.24	0.47	6.28	0.17	12	7.5
0116	44.69	3.28	12.78	12.42	8.29	0.25	4.96	4.92	2.75	0.31	1.16	4.69	0.33	4	5
9807	45.48	3.00	11.08	7.51	12.21	0.28	5.08	8.00	1.98	1.13	0.50	3.27	0.25	4	5.2
9821	48.22	1.76	13.02	2.33	12.93	0.19	7.19	5.72	3.80	0.14	0.49	3.82	0.25	7	7.5
9823-1	47.16	1.94	12.54	6.33	8.99	0.28	5.76	11.76	0.44	0.99	0.88	3.48	0.26	6	6.0
9824	46.60	3.01	12.22	4.38	14.25	0.25	5.34	8.89	2.28	0.76	0.13	1.65	0.25	4	5.4
9824-3	47.00	1.96	12.89	5.01	10.42	0.24	6.29	10.06	1.46	0.71	0.40	3.30	0.20	7	6.5
9826	47.64	2.08	12.82	7.22	8.62	0.28	6.39	7.14	1.95	1.16	0.50	3.76	0.26	6	6.7
9827	46.82	1.92	12.44	2.78	13.17	0.20	7.13	6.12	3.26	0.97	0.30	3.63	0.25	7	7.6
9828	49.10	2.74	11.70	10.64	7.72	0.33	3.81	6.16	3.33	0.92	-	3.31	0.46	4	4.0
0162	44.96	2.80	12.83	2.89	14.25	0.22	6.58	8.29	2.21	1.41	0.21	2.88	0.19	4.6	6.8
0162-1	47.16	1.88	14.25	3.11	12.33	0.22	6.68	6.36	3.33	0.66	0.12	3.43	0.25	8	7.7
0163	47.90	2.00	12.34	2.13	13.29	0.25	6.68	8.87	1.63	0.66	0.17	3.19	0.28	6.6	7.0
0168-2	45.38	2.16	13.02	4.62	12.33	0.24	7.10	7.01	1.30	1.01	0.45	4.66	0.30	6.0	7.5

Продолжение таблицы 8.

Высокожелезистые долериты силла Корбалампи															
2010	47.23	1.99	11.95	4.89	11.43	0.215	6.69	7.70	2.48	1.60	0.69	3.07	0.30	6	7
2010-3	46.60	3.29	12.47	3.43	13.79	0.272	5.24	7.43	2.51	0.87	0.98	3.40	0.29	4	5.5
2010-4	44.22	3.00	10.92	3.45	15.15	0.272	5.77	10.77	1.33	0.71	0.62	3.59	0.20	4	6.0
2010-5	44.38	2.88	10.73	3.58	15.80	0.269	5.88	9.44	1.50	0.64	0.55	3.93	0.21	4	6.2
2010-6	44.94	2.52	12.01	4.19	13.35	0.251	6.00	7.80	2.28	0.82	0.81	4.64	0.17	5	6.3
2010-7	46.12	2.06	12.04	3.66	12.50	0.228	6.44	9.29	2.42	0.39	0.50	3.71	0.18	6	6.7
Осадки и метасоматиты нерасчленные															
0109	59.50	1.23	11.55	10.18	3.60	0.247	1.45	3.54	3.48	0.85	0.84	2.80	0.44	9	2
0115	54.15	2.10	11.89	6.69	6.52	0.184	1.98	4.47	5.58	0.24	0.77	2.96	0.61	6	2
9808	57.27	1.44	10.75	3.87	2.89	0.24	1.34	4.65	2.11	1.06	0.98	3.29	0.59	8	1.4
9811	52.22	2.46	15.29	1.63	7.33	0.17	4.72	5.57	5.67	0.38	0.50	2.86	0.52	6	4.9
2010-1	59.81	1.21	11.96	9.08	4.36	0.146	1.26	3.06	4.65	0.87	1.12	2.82	0.36	10	1
2010-2	58.76	1.08	12.03	8.50	6.16	0.225	1.46	3.35	4.47	0.85	0.85	2.63	0.37	11	2
0166-1	73.88	0.28	9.25	0.16	3.71	0.05	1.85	0.72	0.17	6.76	0.23	1.52	0.07	33	1.9

также выделено более 100 зерен алмаза размером 1-2 мм [17]. Проанализированные авторами основные типы пород этого участка (табл.11) близки к «типovým кимберлитам».

Модель взаимодействия экзогенной воды с базальтами выполнена аналогично известному моделированию современных процессов. В качестве исходного состава выбран современный состав океанической воды. Результаты моделирования - нагрева воды в равновесии с базальтом показали образование парагенезиса кварц + альбит + хлорит + эпидот + актинолит при температуре 300-350°C. Этот парагенезис характерен для околожильных изменений. Результаты показали, что, если при температурах более 500°C флюид равновесен с магматической породой, то при дальнейшем понижении температуры начинаются метасоматические преобразования и образуются парагенезисы:

400-350°C – кварц + альбит + актинолит,

350-300°C – кварц + альбит + актинолит + флогопит + хлорит,

300-200°C – тальк + гематит,

ниже 200°C начинается осаждение карбонатов - кальцита и магнезита.

Таблица 9.

Химический состав долеритов Рыборецкого силла.

№ анализа	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	p.p.p.	P ₂ O ₅	ATM	MgO
P9170	49.77	3.32	12.78	18.61		0.2	3.48	8.22	1.91	1.36			0.34	4	3.48
P9171	50.34	2.5	13.14	16.83		0.19	4.73	8.97	1.81	1.15			0.33	5	4.73
P9172	50.81	2.28	13.15	16.2		0.19	4.97	8.78	2.13	1.17			0.34	6	4.97
9101-1a	57.47	1.25	14.43	5.60	1.44	0.09	2.57	8.60	0.48		0.44	1.24	0.20	12	2.6
9101-1	47.94	2.34	13.60	3.03	11.85	0.16	6.86	4.14	3.50	0.04	0.72	5.20	0.38	6	7.2
9101-2	49.00	1.13	15.30	<u>3.58</u>	<u>8.84</u>	0.18	9.07	4.28	2.74	0.43	0.23	4.87	0.21	14	9.5
9104	51.34	1.05	14.47	<u>3.00</u>	<u>9.55</u>	0.17	5.85	7.64	2.17	1.01	0.25	3.09	0.19	14	6.0
9105	53.30	0.86	14.66	<u>7.60</u>	<u>4.67</u>	0.12	5.27	6.80	2.80	1.18	0.24	2.08	0.18	17	5.38
9102-4	59.28	1.07	15.60	1.33	6.54	0.06	3.30	2.30	3.46	4.05	0.20	2.47	.13	14	3.4
9103	49.80	2.26	13.30	4.11	11.78	0.16	5.25	8.48	2.97	1.15	0.22		0.33	6	5.8



Рис. 9. Схема геологического строения района заповедника «Кивач» (Составили В.С.Куликов, В.В.Куликова, 2001 г.)

Вепсий (?). 1 – долериты. Людиковий. 2 – дифференцированный силл Рагуйлампи (?); 3 – то же Лаголампи; 4 – туфы суйсарской свиты; 5 – ферродолериты и ферробазальты; 6 – долериты; 7 – аргиллиты, алеолиты, в т.ч. углеродсодержащие. 8 – разломы; 9 – границы пород; 10 – элементы залегания; 11 – номера обнажений и химических анализов; 12 – южная и западная границы заповедника «Кивач».

В этой модели не образуется эпидот, процессы соответствуют кислотному выщелачиванию. Реконструкция геологического строения показала, что здесь происходили два основных процесса: 1) пневматолитиз фумарольного типа за счет магматогенных газов, отделяющихся от габбро-долеритовых силлов; 2) разогрев и циркуляция экзогенных вод с образованием околожильных пропилитов на глубине 2–3км. Ранее тальковые метасоматиты по базальтам были ошибочно приняты за ксенолиты пород фундамента [15]. Таким образом, появились изотопные и модельные доказательства поздней природы метасоматитов в лавах «Гирвасского вулкана».

Таблица 10.

Sm-Nd изотопный состав долеритов Рыборецкогоого силла и клинопироксенов

№ анализа	Sm, ppm	Nd, ppm	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\epsilon\text{Nd} (1741)$
П9170 WR	7.505	35.29	0.12853	0.511654 ± 7	-3.99
П9171 WR	6.093	28.59	0.12882	0.511667 ± 9	-3.80
П9172 WR	6.491	30.35	0.1293	0.511676 ± 6	-3.73
П9170 Срх	3.921	12.65	0.18745	0.512336 ± 7	-3.83
П9171 Срх	6.622	24.14	0.16584	0.512100 ± 8	-3.62
П9172 Срх	7.308	27.00	0.16362	0.512049 ± 6	-4.12

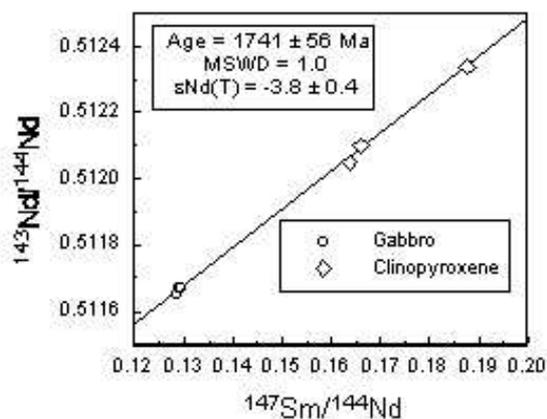


Рис. 10. Изотопный возраст Рыборецкого силла габбро-долеритов

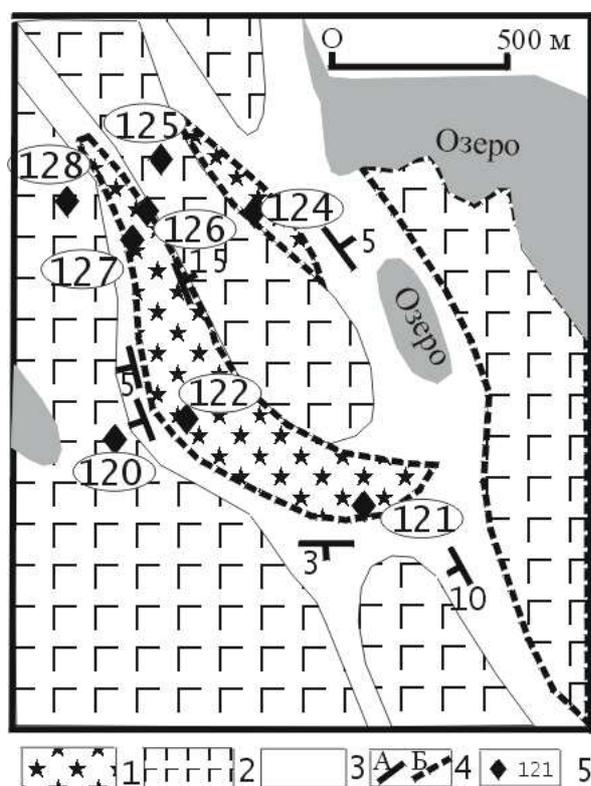


Рис. 11. Схема геологического строения участка Алмазный (район Кимозера, Заонежье)(Составили В.С.Куликов, В.В.Куликова,2001).

1 – кимберлитоподобные брекчии; 2 – долериты; 3 – изменные осадочные (?) породы (углеродсодержащие, карбонатные и кремнистые); 4 – границы пород (А – наблюдаемые, Б – предполагаемые); 5 – номера проб.

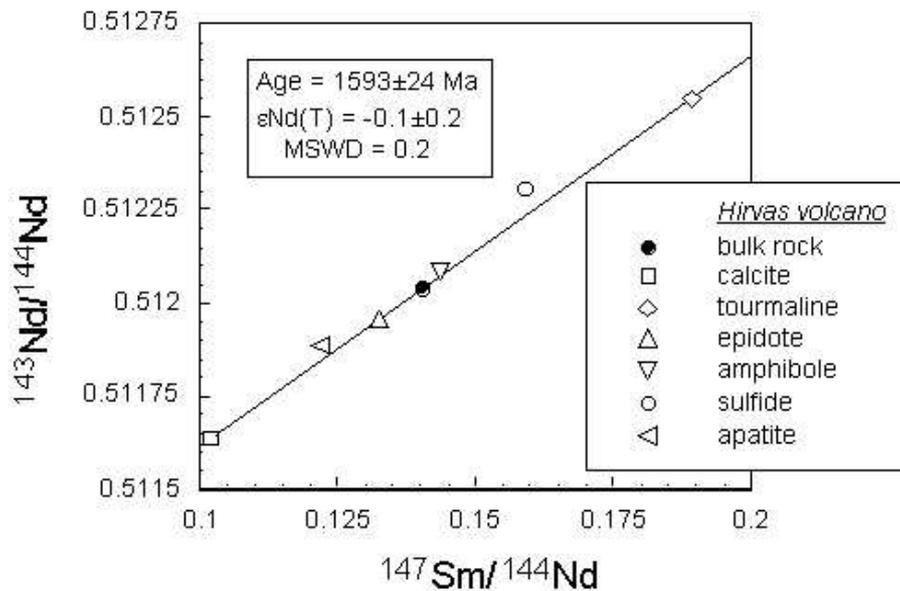


Рис. 12. Изотопный возраст гидротермальных пород фрагмента Гирвасского вулкана в районе электростанции на Пионерном канале (Пальеозерская ГЭС).

Вышеописанные магматические породы с возрастом 2.1–1.5 млрд. лет в Центральной Карелии сопоставимы по ряду химических параметров (АТМ, сумма щелочей, общее железо, оксид магния) с исландитами и гавайитами неотектонической зоны Исландии, которая развивается по предположению некоторых исследователей [1] как континентальный рифт в условиях поднимающегося мантийного плюма. На основании палеореконструкций с закрытием Атлантического океана территория Фенноскандинавского щита оказывается на месте Исландии. Возможно, подъем разуплотненных мантийных масс и их растекание в астеносфере имело пульсационный (один раз в галактическом году) характер, что и отражено на примере Центральной Карелии. Близкие форма и размеры Исландии и Онежской мульды, возможно, свидетельствуют о сходном механизме их формирования. По мере дробления коры в пределах последней на фундаменте Водлозерского блока флюидные режимы меняли свой характер в сторону более глубоких продуктов – карбонатизация, кимберлитобразование, трубки взрыва преимущественно в тектонически ослабленных зонах (район устья р. Онеги, северо-восточный борт Ветреного Пояса, Заонежье, возможно, местечко Чертов Стул на окраине Петрозаводска).

ВЫВОДЫ

Полученные новые геологические и геохронологические данные по Восточной и Центральной Карелии с использованием новых петрохимических классификационных диаграмм позволяют пересмотреть или уточнить некоторые установившиеся представления о соотношении мафит-ультрамафитовых магматитов палеопротерозоя рифтогенной структуры Ветреного Пояса и Онежской мульды. Формирование мафит-ультрамафитовых ком

Таблица 11

Химические составы кимберлитов (1-4) и долеритов (5-7) Кимозера (Заонежье)

№№ п/п	№ анализа	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	p.p.p.	P ₂ O ₅	ATM	MgO
1	0122	16.10	0.18	1.58	0.64	4.19	0.146	14.59	31.23	0.009	0.009	0.10	30.42	0.25	8	20
2	0124-1	33.30	0.96	2.14	5.29	5.87	0.192	26.93	7.86	0.022	0.015	0.41	15.24	1.02	2	31
3	0126	38.86	1.88	2.85	3.80	6.11	0.172	32.18	1.29	0.014	0.009	0.45	12.29	0.53	2	39
4	0127	36.08	0.33	0.84	4.07	5.87	0.207	34.18	2.43	0.007	0.009	0.15	14.80	0.37	2.5	43
5	0125	47.67	1.30	14.45	3.06	9.70	0.16	7.68	9.30	1.38	1.80	0.18	2.94	0.16	11	8
6	0128	52.12	0.97	14.04	2.08	8.02	0.167	7.40	8.29	1.78	1.28	0.09	2.98	0.15	14	8
7	0128-1	56.52	0.92	13.55	1.92	7.06	0.15	6.89	4.29	3.76	1.24	0.30	2.99	0.13	15	7

Таблица 12

Sm-Nd значения метасоматитов верхней пачки вулканитов «Гирвасского вулкана»

Sample	Sm, ppm	Nd, ppm	147Nd/144Nd	143Nd/144Nd
9192 WR	3.102	13.370	0.14026	0.512040±9
9192 Calc	0.034	0.203	0.10189	0.511638±21
9192 Trm	0.587	1.878	0.18904	0.512550±13
9192 Ep	7.981	36.390	0.13259	0.511957±12
9192 Sulf	0.058	0.220	0.15885	0.512305±18
9192 Ap	4.298	21.360	0.12163	0.511886±10
9192 Amph	0.016	0.068	0.14366	0.512084±15

плексов сумия (2.5 – 2.4 Ga), ятулия (2.2 – 2.1 Ga), людиковия (2.0–1.9 Ga) и вепсия (1.8–1.7 Ga) авторы связывают с деятельностью соответствующих мантийных плюмов, которые периодически один раз в течение галактического года проявлялись на территории Фенноскандии на фоне наращивания и кратонизации континентальной коры, оказывавшей существенное влияние на вещественный состав соответствующих магматических расплавов.

Различие сумийского магматизма Восточной и Центральной Карелии, очевидно, связано со спецификой развития различных «струй» сумийского плюма. Внедрение мантийных слабо дифференцированных расплавов приурочено к северо-восточной границе раннеархейского Водлозерского блока сиалической коры и Беломорской позднеархейской складчатой области с образованием палеорифтогенной структуры Ветреного Пояса. В Центральной Карелии перемещение магм происходило на западной границе этого же блока с Западно-Карельским в условиях более мощной континентальной коры, что обусловило контаминацию кислым материалом расплавы, поднимающиеся с глубин не менее 145 км.

В палеопротерозое в Онежской мульде, развивавшейся на относительно стабильной коре Водлозерского блока, наблюдается отчетливая направленность эволюции режимов магматизма, типичного для фанерозойских платформ Восточной Европы и Сибири, но имеющего ограниченное развитие: 1) сумийский рифтовый (авла-когены) с лавами и расчлененными интрузивами; 2) ятулийский плитный с траппами, осложненный людиковийским рифтогенным; 3) вепсийский плитный (наложенная «вторичная мульда») с интрузивными траппами. Вероятно, вепсийский мантийный плюм является ответственным и за формирование биотит-флогопитовых метасоматитов северо-восточного борта Ветреного Пояса, кимберлитоподобных пород центральной части Онежской мульды– Заонежья в районе губы Святухи (Кимозера и др.) и уран-ванадиевых и благороднометаллических

руд (Заонежское рудное поле). Работа выполнена при поддержке РФФИ, гранты 02-05-65162 и 00-05-64266.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ.

1. *Гениафт Ю.С., Салтыковский А.Я.* Исландия: глубинное строение, эволюция и интрузивный магматизм. – М.: ГЕОС, 1999. – 363 с.
2. Геология Карелии. Л. 1987. 232 с.
3. Классификация и номенклатура магматических горных пород. М.: 1981.
4. Коматииты и высокомагнезиальные вулканы раннего докембрия Балтийского щита / Отв. ред. О.А. Богатиков. Л., 1988. 185 с.
5. *Куликов В.С., Куликова В.В.* К геологии Кийостровского архипелага Белого моря // Вопросы стратиграфии и магматизма докембрия Карелии.-Петрозаводск, 1990.-С.3-6
6. *Куликова В.В., Куликов В.С.* Алломитановый модуль как индикатор сериальности магматических пород // Проблемы геологии докембрия Карелии. Петрозаводск: КНЦ РАН, 1993. С. 62 - 77.
7. *Ле Ба М., Штрекайзен А.* Систематика магматических горных пород междунар.союза геол.наук // Зап. ВМО. 1991. 4. 120, № 4. С. 1-20.
8. Металлогения Карелии, Петрозаводск, 1999, 338 с.
9. *Миц М.В., Берзин Р.Г., Заможняя Н.Г. и др.* Строение и эволюция коры и верхней мантии восточной части Балтийского щита: геологическая интерпретация сейсморазведочных материалов по профилю 4В // Глубинное строение и эволюция земной коры восточной части Фенноскандинавского щита. Петрозаводск, 2001. С.157-190.
10. Петрографический кодекс. Магматические и метаморфические образования // Отв. ред. Н.П. Михайлов. СПб., 1995, 128 с.
11. Петрохимические серии магматических пород (Куликова В.В., Куликов В.С., Ефремова С.В. и др.). Петрозаводск, 2001. 115 с.
12. Путеводитель геологических экскурсий, Петрозаводск - Апатиты, 2002, 77 с.
13. *Пухтель И. С., Богатиков О.А., Куликов В.С. и др.* Роль коровых и мантийных источников в петрогенезе континентального магматизма: изотопно-геохимические данные по раннепротерозойским пикробазальтам Онежского плато, Балтийский щит // Петрология. 1995. Т. 3. № 4. С.397-419.
14. *Светов А.П.* Платформенный базальтовый вулканизм карелид Карелии. Л., 1979. 207 с.
15. *Светов А.П., Голубев А.И.* Вулканический аппарат ятулийского вулканического комплекса Центральной Карелии // ДАН СССР. 1967. Т. 77, № 1. С.171-174.
16. Суйсарский пикрит-базальтовый комплекс палеопротерозоя Карелии (опорный разрез и петрология) / Ред. В.С.Куликов, Петрозаводск.: КНЦ РАН, 1999, 96 с.
17. *Уиков В.В.* Кимозерское проявление алмазоносных кимберлитов в Онежской структуре // Геология и полезные ископаемые Карелии, вып. 3. Петрозаводск, 2001, с.94-98.
18. *Фролова Т.И, Плечов П.Ю, Тихомиров П.Л., Чураков С.В.* Расплавные включения в минералах алливалитов Курило-Камчатской островной дуги // Геохимия, 1999.
19. *Штейнберг Д.С.* О классификации магматитов. 1985.
20. A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms .Recommendations of the International Union of Geological Sciences, Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks/Edited by R/W/ Le Maitre/Blackwell Scientific Publications. 1989, 193 p.
21. *Arndt N.T. and Nisbet E.G.* What is komatiite ?/ Komatiites. London, 1982 . P.19 –28.
22. *Brooks C., Hart S.R.* On the significance of komatiite // Geology. 1974.V.2.P.107 - 110.
23. *Davis P.L. (ed).* Classic komatiite Localities and Magmatic Fe-Ni-Cu-(PGE) sulphide Deposits of Abitibi greenstone belt, Ontario-Quebec. MERC Guidebook ser: 1999, vol.1, pp.1-3.
24. *Jensen L.S.* A new cation plot for classifying subalkalic rocks//Ontario Div. Mines. Misc. Pap., 1976.66P.
25. *Nesbitt R.W., Sun S.-S., Purvis A.C.* Komatiites: geochemistry and genesis //Canad. mineralogist. 1979. Vol.17, n.2. P.165-186.
26. *Puchtel, I.S., Haase, K.M., Hofmann, A.W., Chauvel, C., Kulikov, V.S., Garbe-Schunberg, C.-D., and Nemchin, A.A.* Petrology and geochemistry of crustally contaminated komatiitic basalts from the Vetreny Belt, south-eastern Baltic Shield: Evidence for an early Proterozoic mantle plume beneath rifted Archean continental lithosphere. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1997, vol. 61, pp.1205-1222.
27. *Puchtel, I.S., Brögmann, G.E., Hofmann, A.W., Kulikov, V.S., and Kulikova, V.V.* Os-isotope systematics of komatiitic basalts from the Vetreny belt, Baltic Shield: Evidence for a chondritic source of the 2.45 Ga plume, *Contrib. Mineral. Petrol.*, 2001, vol. 140, pp. 588-599.
28. *Viljoen M.J., Viljoen R.P.* Evidence for the existence of a Mobile extrusive peridotitic magma from the Komati formation of the Onvervacht group //Geol.Soc.S.Afr.Spec.Publ.1969.№ 2

МЕЙМЕЧИТЫ ЦЕНТРАЛЬНОГО СИХОТЕ-АЛИНЯ

ВОЙНОВА И.П., ПРИХОДЬКО В.С.

Институт тектоники и геофизики ДВО РАН, Хабаровск, vladimir@itig.as.khb.ru

В аккреционной мезозойской покровно-складчатой системе Центрального Сихотэ-Алиня установлены две группы меймечитов, одна из которых пространственно ассоциирует с калиевыми, в вторая – с натровыми внутриплитными океаническими базальтами, что хорошо согласуется с данными по их петрохимии, геохимии и минералогии. Ультраосновные вулканиты, ассоциирующие с натровыми базальтами, по своим вещественным характеристикам приближаются к меймечитам Сибирской платформы. Вторая, более распространенная, группа сходна с меймечитами щелочной серии, развитыми в складчатых областях. Геологическая ситуация проявления ультраосновных вулканитов, форма их тел (трубки взрыва), набор ксенолитов в них, петрогеохимические особенности, существование закономерных ассоциаций меймечитов с аккрецированными океаническими базальтами свидетельствуют о том, что эти породы формировались на постаккреционном этапе эволюции призм. Для появления меймечитов, особенно тех, которые близки к платформенным аналогам, должна быть сформирована мощная и «холодная» литосфера», способствующая генерации очень глубоких ультраосновных расплавов. Решение вопроса о причинах появления двух типов меймечитов, об их месте в сценарии геодинамической эволюции аккреционной системы возможно лишь при привлечении детальных изотопно-геохимических и возрастных данных.

ВВЕДЕНИЕ

В Центральном Сихотэ-Алине известны [1,3,4,5,7,8,9] и все более широко отмечаются проявления ультраосновных вулканитов (меймечитов), пространственно приуроченные к развитым здесь аккреционным комплексам мезозойской покровно-складчатой аккреционной системы. Геологическая структура ее сформирована в результате аккреции фрагментов палеоокеанической плиты в ходе субдукционного процесса у восточной окраины Азии и последующих тектонических преобразований, в числе которых ведущую роль играли левосдвиговые перемещения, сменившие косую субдукцию. Специфика меймечитов заключается прежде всего в том, что они, являясь производными очень глубоких магматических расплавов, не характерны для океанического магматизма. Чтобы понять, каковы их природа и условия формирования, на каком этапе эволюции аккреционных призм произошло их формирование и каковы основные факторы, обусловившие проявления ультрамафитового магматизма, необходимы исследования, направленные на геологическое, петрологическое и геохимическое изучение меймечитов. Эти породы нами были изучены в Анюйском, Барахтинском и Катэнском участках Самаркинской и Бикинской аккреционных призм. В сравнительном плане использовались геологические материалы по ультраосновным вулканитам Алчанского [3] и Хуту-Бугинского районов.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ СИТУАЦИЯ

В центральной части Сихотэ-Алиньского хребта, на водоразделе верховьев р.р. Хор и Анюй (Анюйский участок), среди вулканогенно-кремнистых отложений, выделяемых в составе джаурской свиты (Т₃-J), развиты субвулканические силлы, дайки и трубки взрыва меймечитов. Вулканогенно-кремнистые образования слагают линзу среди юрско-раннемеловых терригенных толщ, юго-восточной частью надвинутую на последние. Нами изучены магматические образования, выходящие на дневную поверхность в виде полосы СВ-простираения. С северо-запада и юго-востока с ними тектонически контактируют терригенные толщи переслаивания алевролитов и песчаников.

В среднем течении р.Анюй (Барахтинский участок) в составе терригенно-вулканогенно-кремнистой ассоциации развиты ультраосновные вулканические породы, сходные по облику и петрографическим характеристикам с породами из верховьев Анюя. Согласно данным И.П. Бойко, М.В. Мартынюка и Б.Г. Матвеева, здесь закартирована вулканическая постройка, состоящая из пластовых тел диабазов, миндалекаменных базальтов и гиалокластитов. Дайки и силлы меймечитов широко развиты вблизи предполагаемого центра вулканического извержения.

Таблица 1.

Средние содержания породообразующих окислов (в вес.%) и малых элементов (ppm) в меймечитах и ассоциирующих с ними океанических базальтоидах Центрального Сихотэ-Алиня

	Анюйский участок			Барахтинский участок		Катэнский участок
	Меймечиты	Пикриты	Пикробазальты	Меймечиты	Пикробазальты	Меймечиты
SiO ₂	42,57	45,86	44,65	42,72	43,45	41,8
TiO ₂	1,98	3,24	4,96	1,03	3,67	0,96
Al ₂ O ₃	4,16	6,12	10,50	4,59	13,3	3,79
FeO	14,00	13,18	13,86	12,69	14,2	13,73
MnO	0,13	0,12	0,14	0,34	0,34	0,18
MgO	31,58	18,5	8,27	33,22	8,04	34,08
CaO	3,58	10,55	11,43	4,46	10,27	3,39
Na ₂ O	0,15	0,40	2,95	0,16	1,72	0,15
K ₂ O	0,06	0,43	1,17	0,18	3,83	0,05
P ₂ O ₃	0,26	0,46	0,75	0,11	1,73	0,11
N	32	9	59	6	11	3
Rb	<3	8	30	14	102	15
Ba			1657	160	4110	38
Sr	108	226	913	43	615	42
Th	<3	<3	10	1	14	-
Nb	26	46	89	29	146	8
Zr	130	214	436	46	498	50
Y	7	11,5	30,5	10	53	7
N	24	3	34	2	2	3

Примечание: содержание породообразующих окислов пересчитано на сухой остаток; FeO* = FeO + 0.9Fe₂O₃; N-число анализов. Химические анализы выполнены методом "мокрой" химии в ИТ и Г ДВО (аналитик Зазулина В.Е., 1995г.). Содержание малых элементов определялось рентгено-спектральным методом в центральной лаборатории ХГГП (аналитик Мишина В.А., 1995г.).

В строении Катенского участка принимают участие кремнистые (Т₃ карний-норий и I₁-I₂), алевролитовые (I₃-K₁титон-берриас), микститовые (их матрикс содержит позднеюрскую-раннемеловую микрофауну) и песчаниковые (I₃-K₁титон-берриас) образования. Геологическая ситуация характеризуется постепенным переходом во времени кремненакопления терригенным осадконакоплением и четко проявленной сменой с запада на восток приконтинентальных микститовых (олисторомовых) образований и песчаников гемипелагическими, а затем пелагическими фациями. К присубдукционной зоне приурочены массивы ультрабазитов. Вулканические породы ассоциируют преимущественно с кремнистыми отложениями и представлены потоками спилитов и гиалокластитов. Штоки и дайки меймечитов размещены в зоне развития ультрабазитовых массивов.

В Барахтинском и Катэнском участках, а также в Алчанском районе, меймечиты, представленные силлами и дайками, ассоциируют с калиевыми внутриплитными океаническими базальтами. В Анюйском участке, а также Хуту-Бугинском проявлении, ультраосновные вулканы пространственно ассоциируют с натровыми внутриплитными океаническими базальтоидами, а их форма проявления – трубки взрыва. Химические составы вулканических пород приведены в таблице 1.

Таким образом, имеющиеся геологические данные позволяют предполагать существование в пределах Центрального Сихотэ-Алиня наряду с двумя типами океанических базальтов [1,2], соответственно, и двух типов меймечитов: 1) Анюйского, Хуту-Бугинского и 2) Барахтинского, Катэнского и Алчанского проявлений.

ПЕТРОГРАФИЯ

По петрографическим характеристикам ультраосновные вулканические породы описываемых районов в целом сходны. Меймечиты – темно-зеленые крупнопорфировые миндалекаменные породы комковатого облика. Структура пород – крупнопорфировая, текстура – миндалекаменная. К парагенезису минералов-вкрапленников, составляющих 40-80% объема пород, относятся оливин и хромшпинелид, иногда клинопироксен. Вкрапленники оливина представлены идиоморфными кристаллами призматического облика размером до 1 см. Они часто нацело замещены серпентином и рудным минералом. Хромшпинелиды встречаются в виде идиоморфных кристаллов, размером от 0.1 до 1.0 мм, часто окруженных магнетитовой каймой, или в виде минеральных включений в зернах оливина. Редкие зерна моноклинного пироксена, принадлежащего к парагенезису вкрапленников, имеют облик короткопризматических идиоморфных кристаллов. Основная масса меймечитов сложена стеклом, рудным веществом (ильменитом, магнетитом), микролитами клинопироксена, находящимися в различных объемных соотношениях, отчего структура основной массы варьирует от витрофировой (стекло серпентинизировано) до сидеронитовой. Она имеет лавовый, иногда скорлуповатый облик. Миндалины сложены серпентином, хлоритом, амфиболом (тремолит). Вторичные минералы представлены керсутитом, биотитом, серпентином, хлоритом, сфеном, лейкоксеном, кальцитом. Серпентин, замещающий оливин, представлен хризотилом, а стекло основной массы – лизардитом, серпофитом.

Наряду с магматическими породами лавового облика встречаются эруптивные брекчии. Обломочный материал эруптивных брекчий меймечитов представлен вмещающими магматическими (преобладают), кремнистыми и терригенными породами, а также обломками отдельных кристаллов. В составе обломков магматических пород: 1) серпентинизированные высокомагнезиальные вулканические породы, иногда и обломки самих же брекчий; 2) миндалекаменные авгитовые пикробазальты различной степени раскристаллизации и порфировости (подобные лавам потоков и даек вулканогенно-терригенно-кремнистой ассоциации). Обломки пород – округлые, полуокатанные, размером от микроскопических до глыбовых (диаметром до 15-50 см). Для обломков пикробазальтов харак-

терно повышенное содержание, как в миндалинах, так и в основной массе, карбоната, возможно доломита, слагающего иногда крупные кристаллы (псевдоморфозы?). Обломки кристаллов в брекчиях представлены оливинами, клинопироксенами и рудными минералами. Цемент эруптивных брекчий неоднороден: 1) лавового облика; 2) серпентиновый (лизардитовый); 3) рудно-серпентиновый, 4) серпентин-карбонатный (возможно вторичный?); 5) сидеронитовый - сложен титаномагнетитом. Переход от одного типа цемента к другому происходит на макро- и микроскопическом уровне. Для цемента характерно глобулярное или скорлуповатое строение (глобулярные, оцеллярные структуры). Глобулы сложены серпентином, серпентином+кальцитом, хлоритом, хлоритом+серицитом. Криптокристаллическое стекло содержит выделения сфена, по которому (как и по рудному цементу) развивается лейкоксен. Вторичные изменения цемента заключаются в развитии кальцита, серпентина, хлорита, сфена, вторичного рудного, лейкоксена.

ПЕТРОГЕОХИМИЯ

Петрохимическая характеристика рассматриваемых ультраосновных пород представлена в табл.1. В изученных меймечитах содержания SiO_2 колеблются в пределах 37-45% (преобладают разности с $\text{SiO}_2=41-43\%$), MgO - 27-36% , $\text{FeO}_{\text{сум.}}$ - 13-17%, TiO_2 - 1-3%, Al_2O_3 - 3-6%, CaO - 2-9%, суммы щелочей- менее 1%. В целом изученные меймечиты имеют близкий петрохимический состав. Вместе с тем, обнаруживаются различия по содержанию TiO_2 между двумя типами ультраосновных вулканитов (выделяются повышенной титанистостью меймечиты Анюйского участка). Меймечиты характеризуются довольно низкими содержаниями малых элементов, более низкими, чем в эталонных меймечитах, кимберлитах, лампроитах, и более близкими к содержаниям в MORB. Меймечиты имеют по сравнению с MORB более выраженные положительные аномалии Ba, Th, Nb, Ti и отрицательные- Sr, Y, K. В то же время, характер распределения малых элементов в изученных меймечитах сходен с таковым в породах кимберлит – меймечитовой серии. Намечаются определенные различия содержаний Sr, Zr и Rb в меймечитах двух выделенных групп (см.табл.1).

МИНЕРАЛОГИЯ

Оливины-вкрапленники меймечитов представлены высокомагнезиальными разновидностями с железистостью в диапазоне 12–15%. Большинство проанализированных зерен оливина слабо зональны. В тех случаях, когда зерна оливина зональны, железистость внешней каймы достигает 20%. Содержание CaO находится в пределах 0,2-0,3 %, NiO - 0,2-0,05 %.

Хромшпинелиды-вкрапленники изученных меймечитов характеризуются широкими вариациями состава, от титанистых хромпикотитов до хромистых ульвошпинелей. Общим для них являются: а) высокие и относительно выдержанные содержания Cr_2O_3 и Fe_2O_3 б) высокие содержания TiO_2 (до 10%), в) отрицательная корреляция между Cr_2O_3 и TiO_2 , г) слабая положительная корреляция между Cr_2O_3 и Al_2O_3 . Хромшпинелиды из вулканических ультрамафитов Анюйского участка имеют устойчиво более низкие содержания алюминия при более высоких содержаниях титана по сравнению с минералами меймечитов Барахтинского и Катэнского участков. Для первых характерно более интенсивное накопление титана с уменьшением хромистости минерала (рис.1).

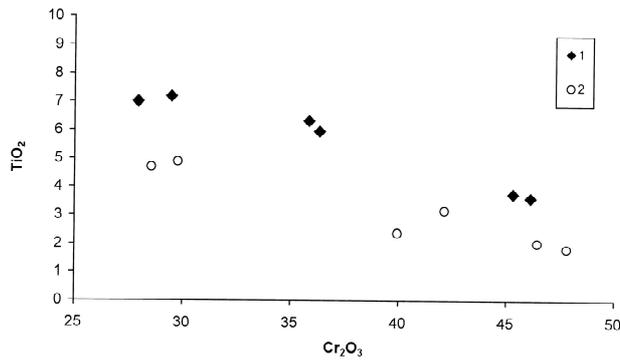


Рис.1. Хромшпинелиды меймечитов Анюйского (1) и Барахтинского (2) участков.

Редкие зерна моноклинного пироксена по составу приближаются к титанистым диопсидам с небольшим количеством Al_2O_3 и Cr_2O_3 . Минералы зональны, направление эволюции составов заключается в возрастании ферросилитового минала, титана и алюминия. Составы ядер вкрапленников клинопироксена из меймечитов всех изученных проявлений близки. В клинопироксенах меймечитов Анюйского проявления наблюдается более интенсивное накопление титана в ходе эволюции магматической системы (рис.2).

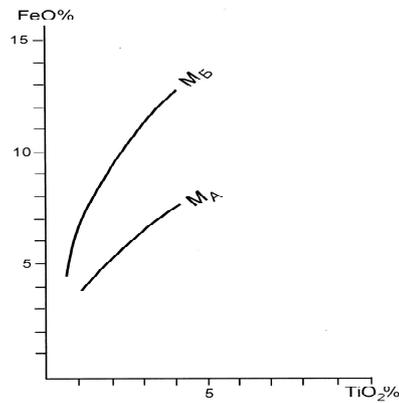


Рис.2. Моноклинные пироксены меймечитов Анюйского (M_A) и Барахтинского (M_B) участков

Клинопироксены основной массы меймечитов по составу аналогичны внешней кайме зональных зерен минералов-вкрапленников. Ильмениты, встречающиеся в основной массе, содержат повышенные содержания MnO (до 5 вес.%).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Выделение двух групп ультраосновных вулканитов в Сихотэ-Алинской покровно-складчатой системе, одна из которых пространственно ассоциирует с калиевыми, а другая - с натровыми океаническими внутриплитными ба-

зальтами, хорошо согласуется с данными по их петрохимии, геохимии и минералогии.

На диаграмме $\text{CaO-TiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3$ (рис.3) фигуративные точки составов ультрамафитовых вулканитов Анюйского участка располагается вблизи поля составов кимберлитов и меймечитов Сибирской платформы [6], а точки составов меймечитов Барахтинского и Катэнского участков тяготеют к полю составов архейских коматиитов. Подобное сходство подчеркивается и их минералогическими характеристиками.

Акцессорные минералы меймечитов характеризуются широкими вариациями состава, обусловленными переменными содержаниями практически всех основных компонентов. Вместе с тем, хромшпинелиды ультраосновных вулканических пород складчатых и

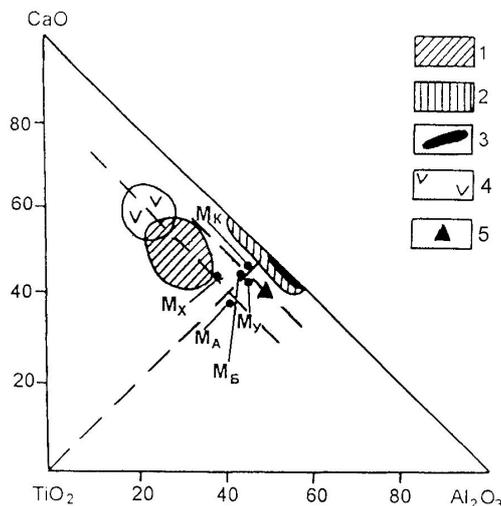


Рис.3. Диаграмма $\text{CaO-TiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3$.

Средние составы меймечитов Центрального Сихотэ-Алиня-точки с буквами М. Подстрочные буквы-индексы обозначают районы исследования: А-Анюйский, Б-Барахтинский, К-Катенский, Х-Хутубугинский, У-Алчанский. Поля составов: 1-меймечитов Сибирской платформы, 2-меймечитов Камчатки, 3-модельных лерцолитовых составов мантии, 4-кимберлитов. 5-состав пиролита.

стабильных областей характеризуются вполне определенными типоморфными особенностями состава. Так, акцессорным минералам платформенных ультраосновных вулканитов Сибирской платформы свойственны устойчиво повышенные концентрации TiO_2 и низкие Al_2O_3 , в отличие от аналогичных минералов вулканитов складчатых областей (Камчатка, Корякия, Сахалин, Япония и т.д.). Хромшпинелиды меймечитов Анюйского участка по составу близки к минералам платформенных меймечитов, а акцессорные минералы пород Барахтинского и Катэнского проявлений практически идентичны хромшпинелидам ультраосновных вулканитов складчатых областей [8].

ВЫВОДЫ

В аккреционной мезозойской покровно-складчатой аккреционной системе Центрального Сихотэ-Алиня установлены два типа меймечитов, один из которых по своим петрогеохимическим и минералогическим характеристикам приближается к меймечитам Сибирской платформы. Вторая, более распространенная, группа

сходна с меймечитами щелочной серии, развитыми в складчатых областях [8]. Геологическая ситуация проявления ультраосновных вулканитов, форма их тел (трубки взрыва), набор ксенолитов в них, особенности петрогеохимических характеристик, существование закономерных ассоциаций меймечитов с аккрецированными океаническими базальтами [1,2] свидетельствуют о том, что эти породы формировались в постакреционный этап эволюции призм. Для появления меймечитов должна была сформироваться мощная "холодная" литосфера, способствующая генерации очень глубоких ультраосновных расплавов. Формы и малообъемность меймечитовых проявлений говорят о кратковременности ультраосновного магматизма в данной аккреционной системе. Решение вопроса о причинах появления двух типов меймечитов (являются ли они продуктами единого эволюционирующего магматического источника или двух различных магматических резервуаров), о их месте в сценарии геодинамической эволюции аккреционной системы, возможно лишь при привлечении детальных изотопно-геохимических и возрастных данных.

Работа выполнена по проекту РФФИ 01-05-65006.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Войнова И. П.* Бинарногеодинамические базальт-меймечитовые ассоциации аккреционных призм (Центральный Сихотэ-Алинь).// Петрография на рубеже XXI века. Сиктывкар. 2000. с.20-22.
2. *Войнова И.П., Приходько В.С.* Вулканиты в аккреционных призмах: геодинамические обстановки формирования (Центральный Сихотэ-Алинь).// Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма. М., Геос, 1999, т.1, с.139–141.
3. *Вржосек А.А.* Меймечит-пикритовый комплекс Бикинского прогиба.// Геология, магматизм и рудоносность зоны перехода от континента к океану. Владивосток: ДВНЦ АН СССР. 1978, с.84–86.
4. *Зимин С.С., Старков Г.Н., Щека С.А., Погорелова М.Г.* О находке меймечитов в Главном антиклинории Сихотэ-Алиня.// Вопросы геологии и рудоносности Дальнего Востока. Вл., 1965, с.194–195.
5. *Приходько В.С., Бехтольд А.Ф., Бердников Н.В.* Глубинная петрология активных континентальных окраин. М.: Наука, 1985. с.152.
6. *Соболев А.В.* Фазовый состав меймечитов севера Сибири и некоторые проблемы их генезиса.// Проблемы петрологии земной коры и верхней мантии. Новосибирск, Наука., 1978, с.330–346.
7. *Щека С.А.* Меймечит-пикритовый комплекс Сихотэ-Алиня.// ДАН, 1977, т.234, №2, с.444–447.
8. *Щека С.А., Вржосек А.А.* Ультраосновной вулканизм тихоокеанского пояса и вопросы систематики меймечитов и коматиитов.// Вулканология и сейсмология, 1983, № 3, с.3–15.
9. *Voinova I.P., Ziabrev S.V., Prikhod'ko V.S.* Meymechites of the central Sikhote - Alin: a plume underneath an accretionary Wedge.// Abstracts 6th Zonenshain conference on plate tectonics. М. 1998. P.40.

ГЛУБИННОСТЬ ОЧАГОВ МАГМ РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ ПЕГМАТИТОВ И ПРОБЛЕМА ИХ СВЯЗИ С ГРАНИТАМИ (НА ПРИМЕРЕ ВОСТОЧНОГО САЯНА)

МАКАГОН В.М., ЗАГОРСКИЙ В.Е.

Институт геохимии им. А.П.Виноградова СО РАН, Иркутск, vmak@igc.irk.ru

Геологические и геохимические данные, а также определения абсолютного возраста гранитоидов нижнепротерозойского саянского комплекса и редкометальных пегматитов Восточно-Саянского пегматитового пояса показывают, что на юго-западной окраине Сибирской платформы редкометальные пегматиты характерны для завершающей стадии гранитоидного магматизма в рифтогенных структурах. Даже если пегматитовые поля пространственно тяготеют к массивам гранитоидов саянского комплекса, они не имеют четкой зональности относительно этих массивов, а их положение определяется глубинными разломами. Установлен значительный временной разрыв (330-150 млн лет) между этапами формирования гранитоидов саянского комплекса и редкометальных пегматитов. Гранитоидные массивы, как и вмещающие породы, не могут быть достаточным источником рудного вещества для крупных пегматитовых месторождений редких металлов. Приведенные геохимические данные не согласуются с традиционным представлением об образовании пегматитов из остаточных расплавов, образующихся при дифференциации гранитной магмы. В связи с этим рассматривается альтернативная модель образования больших объемов редкометальных пегматитовых магм в результате длительного преобразования гранитных расплавов в глубинных очагах под влиянием мантийных флюидов, содержащих значительные количества SiO₂, щелочей и обогащенных Rb, Li и другими литофильными элементами. Пегматитовые расплавы интерпретируются не как остаточные, а как более зрелые по сравнению с гранитной магмой (“гиперэвтектические” по Д.С.Коржинскому) продукты метамагматического процесса, который приводит к глубокой дегазации гранитной магмы в локальных зонах наиболее длительного и интенсивного дренирования флюидов. Редкометальные гранитно-пегматитовые системы по сути фиксируют собой существенно-энергетические аномалии в развитии гранитоидного магматизма, связанные с наиболее интенсивным воздействием флюидных потоков на магматические очаги.

ВВЕДЕНИЕ

Несмотря на большое количество работ по геологии, геохимии и генезису редкометальных пегматитов, многие аспекты их петрогенезиса требуют дальнейших исследований. Одним из них является вопрос о происхождении пегматитового материала. В последние два десятилетия появились геологические и геохимические данные, не согласующиеся с представлениями об образовании редкометальных пегматитов из остаточных расплавов, связанных со становлением дифференцированных магматических комплексов умеренных глубин. Особенно это касается крупных пегматитовых полей и месторождений с их огромными объемами пегматитового материала и запасами руд редких металлов, таких, например, как пегматитовое тело месторождения Берник-Лейк в Канаде, имеющее протяженность более 1,5 км при мощности до 100 м, главная жила месторождения Гринбушес в Австралии, протягивающаяся на 3,3 км при ширине выхода на поверхность до

230м [24], и другие. Для многих крупных объектов характерны серии (свиты) жил, занимающие иногда до 25% площади пегматитовых полей, в которых общий объем пегматитового материала сопоставим с объемом гранитных массивов, предполагаемых в качестве материнских для этих пегматитов. В некоторых пегматитовых полях вообще отсутствуют граниты, с которыми можно было бы связать редкометальные пегматиты. В связи с этим в настоящей работе на примере крупнейшего в Сибири Восточно-Саянского пегматитового пояса обосновывается альтернативная точка зрения на происхождение пегматитового материала в таких крупных полях и месторождениях, не отвергающая в принципе возможность реализации традиционной модели кристаллизационной дифференциации при образовании более мелких пегматитовых объектов.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ И ВОЗРАСТ ГРАНИТОИДОВ И ПЕГМАТИТОВ

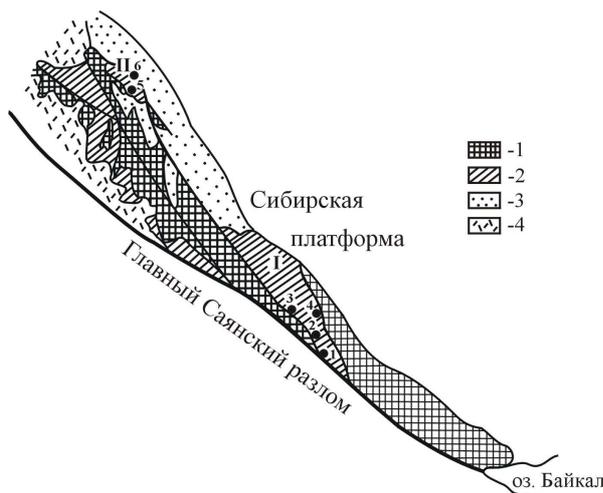


Рис. 1. Докембрийские структуры Восточного Саяна (по В.В.Брынцеву [4]) и расположенные в них пегматитовые поля. Геологические комплексы различного воз-раста: 1– архейские, 2– нижнепротерозойские, 3– верхнепротерозойские, 4– палеозойские. I– Урикско-Ийский грабен (пегматитовые поля сподуменовой подформации: 1– Урикское, 2– Гольцовое, 3– Бельское, 4– Малореченское); II– Елашский грабен (пегматитовые поля петалитовой подформации: 5– Вишняковское, 6– Александровское).

Подавляющее большинство крупных полей редкометальных пегматитов приурочено к узким линейным зонам, ограниченными глубинными разломами, к троговым структурам и грабен-синклиниям рифтогенного типа (Архангельская, Гинзбург, 1976, Гинзбург и др., 1979, Загорский и др., 1997). Одним из ярких примеров этого является Восточно-Саянский пояс на южной окраине Сибирской платформы. Этот регион отнесен А.Д.Щегловым и В.М.Москалевой к подвижным окраинам платформ – пограничным областям, переходным от платформ к складчатым поясам. Такие переходные зоны развиваются на древнем кратонном основании. В начальной стадии их развития происходит рифтогенез, затем растяжение сменяется сжатием, когда тепловой поток, связанный с мантийным диапиром, вызывает плавление вещества земной коры и гранитообразование, которое иногда проявлено очень широко. В дальнейшем прерванный складчатостью и гранитообразованием процесс рифтогенеза вновь возобновляется [25].

На юге и юго-западе Сибирской платформы крупные поля редкометальных пегматитов связаны с докембрийскими рифтогенными структурами – Урикско-Ийским и Елашским грабенами (рис.1), которые сложены осадочно-вулканогенными породами, представленными двуслюдяными, кварц-биотитовыми с гранатом и ставролитом, андалузит-кварц-

биотитовыми, биотит-амфиболовыми сланцами и пара- или ортоамфиболитами. Породы метаморфизованы в условиях зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций метаморфизма андалузит-силлиманитового типа. Rb-Sr возраст ортоамфиболитов сублукской серии в Елашском грабене составляет 1910 млн лет [16]. В возрастной схеме стратиграфии, метаморфизма и магматизма раннедокембрийских подвижных зон Северо-Западного При-Саянья возраст метаморфитов отнесен к интервалу 2100-1900 млн лет [4]. Учитывая идентичность этих пород в обоих описываемых грабенах, такой же возраст принимается для них и в Урикско-Ийском грабене.

В последние годы показана большая роль салических пород в магматических ассоциациях рифтогенного режима на континентах [5,20,26]. В Урикско-Ийском грабене находится ряд интрузивных массивов саянского комплекса, сложенных серией пород от габбро до лейкогранитов и пегматитов. Они подразделяются на две фазы, в первую из которых формировались габброиды, монцониты, биотит-амфиболовые диориты, кварцевые диориты, биотитовые и биотит-амфиболовые гранодиориты, плагиограниты и низкощелочные граниты. Во вторую фазу внедрялись интрузии биотитовых и мусковит-биотитовых гранитов, мусковит-, биотит-, и турмалинсодержащих лейкогранитов, пегматоидных гранитов, аплитов и жил безрудных альбит-микроклиновых пегматитов. Для гранитоидов саянского комплекса Rb-Sr изохронным методом получен возраст 1817 млн.лет [17]. В.И.Левицкий с соавторами [13] приводят полученный U-Pb методом по цирконам возраст этого комплекса 1858 млн лет.

В Елашском грабене гранитоиды саянского комплекса представлены гранодиоритами и низкощелочными гранитами (1 фаза), биотитовыми и двуслюдяными гранитами (2 фаза). Кроме того, здесь наблюдаются более молодые рапаквивиподобные граниты, образующие Топорокский массив и серию дайкообразных тел. По геологическим данным их внедрение произошло в интервале времени между образованием гранитоидов саянского комплекса и формированием редкометалльных пегматитов. В соответствии с представлениями А.Д. Щеглова и В.М. Москалевой [25] о том, что после гранитообразования часто наступает новый этап рифтогенеза, становление рапаквивиподобных гранитов и последующее пегматитообразование в Елашском грабене могут быть связаны именно с таким новым циклом рифтогенеза, последовавшим после внедрения гранитоидов саянского комплекса.

В Урикско-Ийском грабене находятся поля редкометальных пегматитов литиевого (Урикское и Белореченское), тантал-олово-литиевого (Бельское) и комплексного цезий-тантал-литиевого (Гольцовое) геохимических эволюционных рядов сподуменовый подформации, а в Елашском – поля редкометальных пегматитов фосфор-тантал-литиевого (Александровское) и комплексного (Вишняковское) эволюционных рядов петалитовой подформации⁴ [10]. Сподуменовые пегматиты в Урикско-Ийской структуре формировались при повышенных давлениях (5-3 кбар), для петалитовых пегматитов Елашской структуры характерны относительно более низкие давления в процессах минералообразования (3,5-2 кбар). Поля редкометальных пегматитов в региональном плане тяготеют к массивам гранитоидов, но в действительности их положение определяется глубинными разломами, и они не имеют четкой зональности относительно гранитных массивов. На-

⁴ Подформации выделены и названы по породообразующим первичным литиевым алюмосиликатам в редкометальных пегматитах.

пример, положение наиболее крупного Гольцового пегматитового поля, протягивающегося на 20 км в длину при ширине 1,5–3 км, контролируется системой субмеридиональных разломов, хотя его южный фланг расположен вблизи Зимовнинского массива, сложенного в основном гранодиоритами (рис 2).

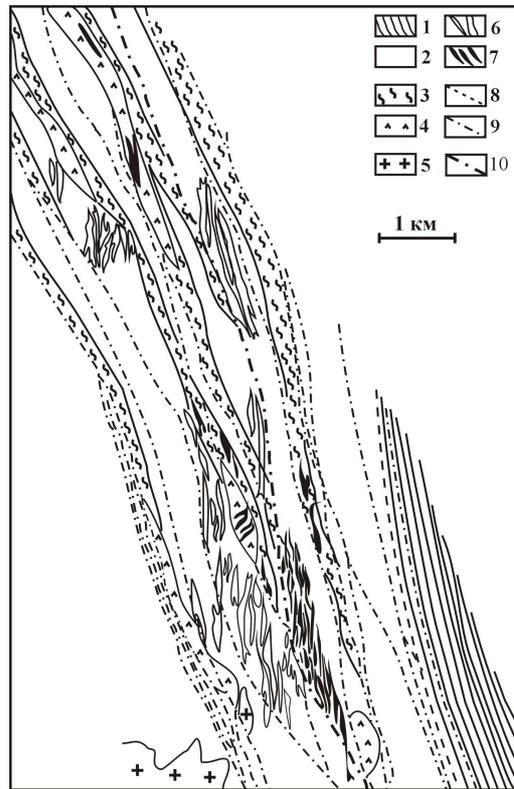


Рис. 2. Схематическая геологическая карта южной части Гольцового поля редкометалльных пегматитов [10]. 1– архейские гнейсы и гранитогнейсы; 2– ниже-протерозойские биотитовые, мусковит-биотитовые и биотит-хлоритовые сланцы; 3– амфиболовые сланцы; 4– амфиболиты по габброидам; 5– граниты и гранодиориты; 6 – литиевые пегматиты; 7– цезий-тантал-литиевые (комплексные) пегматиты; 8– региональный разлом; 9– тектонические нарушения; 10– самый крупный разлом.

Пегматиты сподуменовая подформации отличаются отсутствием или слабым проявлением зональности при наличии в их составе нескольких структурно-парагенетических комплексов. Так, пегматитовые жилы Гольцового поля сложены, в основном, тремя структурно-парагенетическими комплексами: 1) ранним мелкозернистым микроклин-сподумен-кварц-альбитовым, 2) крупнозернистым и блоковым альбит-кварц-сподумен-микроклиновым и 3) наиболее поздним замещающим мусковит-кварц-альбитовым. Тела петалитовых пегматитов обычно имеют зональное строение. Для жил Вишняковского поля, например, характерна асимметричная зональность (от висячего контакта к лежащему): 1) приконтактная альбит- мусковит-кварцевая оторочка, 2) верхняя боковая зона блокового калишпатового пегматита с петалитом, в котором калишпат часто замещен криптозернистым кварц-альбитовым “фарфоровидным” агрегатом, 3) зона крупно- и среднезернистого альбита, 4) участки калишпатового пегматоида с кварцевым ядром, 5) нижняя

боковая зона блокового калишпатового пегматита, б) зона мелкопластинчатого альбита лежащего бока жил.

Rb-Sr возраст сподуменовых пегматитов Урикско-Ийского грабена составляет 1692 млн лет, а петалитовых пегматитов Елашского– 1486 млн лет [16,17]. К последней цифре близок возраст, полученный для зон экзоконтактового изменения амфиболитов около петалитовых пегматитов жил Вишняковского поля,- 1475 млн лет. Таким образом, в обеих структурах установлен значительный временной разрыв (330–150 млн лет) между этапами формирования гранитоидов саянского комплекса и редкометальных пегматитов.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ

В таблице 1 приведен состав интрузивных пород саянского комплекса в Урикско-Ийском грабене. Эволюция их химизма близка к установленной В.М.

Таблица 1.

Химический состав пород саянского магматического комплекса (оксиды в вес. %, элементы в г/т)

	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	48.82	55.63	57.01	66.02	65.80	66.23	72.26
TiO ₂	2.07	0.99	0.86	0.57	0.61	0.55	0.22
Al ₂ O ₃	17.64	16.58	14.35	15.45	15.26	17.14	14.39
Fe ₂ O ₃	9.76	8.84	8.92	5.27	4.91	3.85	2.69
MnO	0.14	0.11	0.15	0.06	0.07	0.07	0.04
MgO	6.08	4.38	5.31	1.54	1.97	1.10	0.55
CaO	11.15	5.76	6.55	2.82	3.28	2.52	1.64
Na ₂ O	2.88	2.67	3.01	3.53	3.49	4.40	3.69
K ₂ O	0.56	2.93	2.67	3.63	3.36	1.78	4.00
P ₂ O ₅	0.20	0.23	0.27	0.17	0.22	0.24	0.10
П.п.п.	0.62	1.85	0.77	0.83	0.85	0.87	0.36
B	15	Н. о.	51	10	11	4.1	12
F	200	Н. о.	1200	2600	1800	1500	900
Li	7	51	28	16	329	305	151
Rb	14	140	105	125	160	146	308
Cs	Не обн.	6	4	4	110	24	24
Be	0.4	Н. о.	1.6	1.5	2.1	10.7	5.2
Sn	15	Н. о.	3.4	12	22	75	2.7
Sr	510	315	640	470	50	1560	190
Ba	190	600	1100	1100	960	2000	530
Pb	5.6	Н. о.	25	21	22	34	31
Zn	86	Н. о.	110	87	60	100	46
Ta	Не обн.	Не обн.	0.1	0.5	0.8	0.2	1.2
Nb	4.8	9.2	1.0	4.3	13.2	1.7	2.4
Zr	140	270	110	183	290	70	15
Hf	4.2	5.5	2.7	4.6	7.2	1.7	0.6
Nb/Ta			10.0	8.6	16.5	8.8	2.0
K/Rb	329	174	210	241	174	158	108
Ba/Rb	13.6	4.3	10.5	8.8	6.0	13.7	1.7

Примечания: 1 – габбро (Улунтейский массив), 2 – монзонит (массив Сортэ), 3 – диорит (Далдарминский массив), 4 – гранодиорит (Зимовнинский массив), 5 – тоналит (малая интрузия), 6 – гранодиорит (малая интрузия), 7 –биотитовый гранит(Далдарминский массив).Силикатный анализ (оксиды) выполнен рентгенофлуоресцентным методом (аналитик А.Л.Финкельштейн), содержания Li, Rb и Cs определены методом фотометрии пламени (аналитик Л.С.Таусон); остальные элементы определены количественным эмиссионно-спектральным методом (Ta, Nb, Zr и Hf с предварительным химическим обогащением), аналитики

С.Арбатская, О.Чернышева, С.К.Ярошенко, Н.Л.Чумакова (Институт геохимии СО РАН (1995-2001 г.г.)
П.п.п. – потери при прокаливании. Не обн. – не обнаружено, Н. о. – не определялось.

Москалевой [20] для салической серии пород, образующихся в результате корово-мантийного взаимодействия, однако здесь отсутствуют щелочные граниты, но зато широко распространены сподуменовые пегматиты. В таблице 2 приведен состав этих пегматитов. Последние по сравнению с гранитоидами резко (на 1-2 порядка) обогащены редкими щелочами, Та, Nb, Ве, Sn, причем литий наряду с калием и натрием может играть роль петрогенного элемента. Петалитовые пегматиты отличаются от сподуменовых большим разнообразием состава различных зон в пегматитовых телах и очень неравномерным распределением редких щелочей, а также Та и Nb (табл. 3). Особенно резкие различия в составе характерны для зон с преобладанием калиевых полевых шпатов или альбита, а также для бо-гатых слюдами участков с проявлением аутометасоматических процессов.

Таблица 2.

Химический состав редкометалльных пегматитов сподуменной подформации (оксиды в вес. %, элементы в г/т)

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	74.31	74.50	70.93	73.91	75.51	73.42	73.08	71.82	61.72
TiO ₂	0.01	0.03	0.03	0.01	0.01	0.02	0.11	0.13	0.05
Al ₂ O ₃	16.40	16.60	17.20	16.40	17.10	16.50	17.05	16.02	13.45
Fe ₂ O ₃	0.70	0.60	0.50	0.57	0.57	0.40	0.43	0.10	0.60
FeO	Н. о.	Н. о.	Н. о.	0.39	0.57	Н. о.	0.43	0.63	0.54
MnO	0.09	0.05	0.05	0.07	0.12	0.05	0.06	0.03	0.01
MgO	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.10	0.10	0.12
CaO	0.24	0.28	1.08	0.15	0.27	0.65	0.05	0.32	0.10
Na ₂ O	4.38	3.98	6.60	1.68	2.09	8.42	1.57	3.56	0.27
K ₂ O	1.93	2.23	1.74	3.13	0.23	1.02	4.00	6.34	3.41
P ₂ O ₅	0.29	0.24	1.52	0.20	0.17	0.59	0.18	0.32	0.06
H ₂ O	0.47	0.52	0.03	0.04	0.17	0.11	0.23	0.58	2.00
F	400	300	900	200	200	400	300	500	Н.о.
Li	7300	6100	810	12500	16800	455	11983	743	130
Rb	2160	2130	1590	2880	163	730	1097	2194	1280
Cs	540	6600	290	256	36	36	50	160	75
Be	180	70	150	120	83	160	Н.о.	20	Н. о.
Sn	1400	790	1600	890	360	77	40	160	78909
Ta	300	225	587	54	47	180	40	30	3000
Nb	80	95	153	36	33	76	30	30	2600
Zr	20	20	35	55	45	20	40	50	300
Hf	0.8	0.2	1.0	2.2	1.0	2.3	Н. о.	Н. о.	Н. о.
Tl	21	17	2	26	0.4	1.8	Н. о.	Н. о.	Н. о.
Ba	25	26	85	25	26	28	Н. о.	55	82
Sr	22	22	30	33	23	110	Н. о.	35	25
Pb	12	14	8.6	6.3	0.8	8.2	Н. о.	40	10
Zn	54	79	21	23	28	80	Н. о.	Н. о.	Н. о.
B	26	25	10	580	370	580	Н. о.	10	100
K/Cs	29.7	2.8	49.8	101.5	53.0	235.1	663.9	328.8	377.3
Ta/Nb	3.75	2.37	3.84	1.5	1.42	2.37	1.33	1.0	1.15

Примечания. 1 – 3 – комплексные Cs-Ta-Li пегматиты Гольцового поля: 1- микроклин-сподумен-кварц-альбитовый комплекс, 2 - альбит-кварц-сподумен-микроклиновый комплекс, 3 – мусковит-кварц-альбитовый комплекс; 4 – 6 – литиевые пегматиты Урикского поля: 4 – кварц-сподумен-микроклиновые участки, 5 – кварц-сподуменовые участки, 6 – альбитовые участки; 7 - 9 – Та-Sn-Li пегматиты Бельского поля: 7 – кварц-микроклин-сподуменовый комплекс, 8 – сподумен-альбит-кварц-микроклиновый комплекс,

9 – касситерит-мусковит-кварцевый комплекс. Силикатный анализ (оксиды) выполнен химическим методом (аналитики В.А.Григорьева, Л.Н.Матвеева); содержания Li, Rb и Cs определены методом фотометрии пламени (аналитик Л.С.Таусон); содержания остальных элементов определены количественным спектральным эмиссионным методом (аналитики С.Н.Арбатская, О.А.Чернышева, С.К.Ярошенко и Н.Л.Чумакова). Институт геохимии СО РАН (1992 – 2001). Н.о. – не определялось.

Приведенные выше и опубликованные ранее геохимические данные по гранитоидам саянского комплекса и редкометалльным пегматитам Восточно-Саянского пояса [10,18] по-

Таблица 3.

Содержания петрогенных (в мас.%) и редких (в г/т) элементов в разных зонах и участках пегматитовых жил Вишняковского поля

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	70.95	72.60	67.32	94.04	71.06	71.11	73.89	74.23	45.96
TiO ₂	0.02	0.01	Не обн.	0.01	0.01	0.01	Не обн.	0.01	0.03
Al ₂ O ₃	16.38	15.19	15.96	2.32	15.01	16.15	15.63	15.12	35.50
Fe ₂ O ₃	0.38	0.18	0.17	0.10	0.09	0.20	0.10	0.07	0.27
FeO	0.73	0.73	0.33	0.51	0.29	0.58	0.76	0.87	0.14
MnO	0.09	0.03	0.01	0.01	0.01	0.05	0.04	0.06	0.26
MgO	0.16	0.20	0.16	0.08	0.29	0.32	0.16	0.08	0.05
CaO	0.91	0.45	1.08	0.45	1.20	0.68	0.80	0.79	0.02
Na ₂ O	2.50	6.32	2.08	0.40	6.36	8.20	2.72	3.86	0.35
K ₂ O	5.06	3.12	11.44	1.36	2.92	1.02	3.10	1.50	9.85
P ₂ O ₅	0.45	0.12	0.51	0.02	0.30	0.42	0.14	0.25	0.06
П.п.п.	1.97	0.70	0.90	0.23	0.80	0.80	0.94	1.09	4.57
F	0.10	0.03	0.01	0.01	0.05	0.03	0.04	Не обн.	0.82
Σ	99.60	99.65	99.96	99.53	98.34	99.54	98.28	97.93	97.06
Li	660	280	250	Н. о.	160	360	9770	11020	560
Rb	4380	1940	12180	Н. о.	3520	1520	1940	1520	21100
Cs	410	130	1040	Н. о.	360	150	260	470	1980
Be	150	70	90	Н. о.	300	170	100	140	230
Sn	380	120	20	Н. о.	80	180	40	100	280
Ta	170	60	80	Н. о.	590	170	100	90	8770
Nb	120	30	20	Н. о.	110	60	40	50	260
Zr	50	60	Н. д.	Н. о.	Н. д.	50	Н. д.	Н. д.	75
Hf	Н. д.	Н. д.	Н. д.	Н. о.	Н. д.	Н. д.	Н. д.	Н. д.	Н. д.
Tl	1	5,0	170	Н. о.	11	10	Н. д.	Н. д.	60
Ba	47	87	130	Н. о.	65	64	Н. д.	Н. д.	24
Sr	100	42	120	Н. о.	25	24	Н. д.	Н. д.	160
Pb	7,5	3,5	9,2	Н. о.	Н. д.	Н. д.	Н. д.	Н. д.	24
Zn	140	14	Н. д.	Н. о.	Н. д.	Н. д.	Н. д.	Н. д.	750
B	Н. д.	Н. д.	Н. д.	Н. о.	Н. д.	Н. д.	Н. д.	Н. д.	Н. д.
K/Rb	9,6	13,4	7,82	Н. о.	6,9	5,6	13,3	8,22	3,89
Rb/Cs	10,7	14,9	11,7	Н. о.	9,7	10,1	7,5	3,2	10,6
Ta/Nb	1,42	2	4	Н. о.	5,36	2,83	2,5	1,8	33,73

Примечания: 1 – альбит-кварц-мусковитовая оторочка; 2 – кварц-альбитовый “фарфоровидный” агрегат; 3 – зона блокового К-полевого шпата; 4 – кварцевое ядро; 5 – среднепластинчатый альбитовый пегматит; 6 – мелкопластинчатый альбитовый пегматит; 7 – кварц-сподуменовые участки; 8 – участки блокового петалита; 9 – мусковитовые участки. Фтор входит в П.п.п., поэтому в сумме не учитывается. Использованы данные работы [18], содержания Zr, Tl, Ba, Sr, Pb и Zn определены количественным спектральным эмиссионным методом (аналитики С.Н.Арбатская, О.А.Чернышева, С.К.Ярошенко, Н.Л.Чумакова). Институт геохимии СО РАН 1995-2001 г.г. Не обн. – не обнаружено. Н. д. – нет данных. Н. о. – не определялось.

звоняют судить об особенностях генетических взаимо

отношений гранитов и пегматитов, а также процессов, происходящих в очагах гранитных магм. В частности, обращает на себя внимание необычная геохимическая специфика некоторых малых интрузий гранодиоритов и тоналитов в Урикско-Ийском грабене, выражающаяся в аномально высоких концентрациях Li, Cs, Sn, иногда Be при высоких содержаниях в них Ba и иногда Sr (табл. 1). Это указывает на то, что в определенных условиях обогащение гранитоидной магмы гранитофильными элементами может происходить в ее очагах на ранней стадии, т.е. до процессов кристаллизационного фракционирования. Более высокое содержание Ba и пониженное отношение K/Ba в сподуменовых и петалитовых пегматитах и их калиевых полевых шпатах (табл. 4) относительно безрудных микроклиновых и альбит-микроклиновых пегматитов, залегающих вблизи гранитоидных

Таблица 4.

Средние содержания калия (%) и элементов-примесей (г/т) в калиевых полевых шпатах пегматитов в полях сподуменной и петалитовой подформаций

Тектоническая структура	Жилы пегматитов	K	Li	Rb	Ba	Sr	K/Ba	Rb/Ba
Урикско-Ийский грабен	Внутригранитные Безрудные	10,95	42	1256	890	96	123	1,4
	Экзогранитные (вблизи массивов) микроклиновые и микроклин-альбитовые с убогой минерализацией	11,10	13	1767	34	45	3264	52
	Редкометалльные сподуменовые (вне связи с массивами гранитов)	10,35	57	5278	180	140	575	29
Елашский грабен	Внутригранитные Безрудные	11,45	<3	455	395	204	290	1,2
	Экзогранитные (вблизи массивов) микроклиновые и микроклин-альбитовые с убогой минерализацией	10,90	<3	10350	50	97	2180	207
	Редкометалльные петалитовые (вне связи с массивами гранитов)	10,40	107	1190	105	98	990	113

Примечание. Содержания щелочей определены методом фотометрии пламени (аналитики В.А.Григорьева, Л.С.Таусон), содержания Ba и Sr определены количественным спектральным эмиссионным методом (аналитик С.К.Ярошенко). Институт геохимии СО РАН (1987 – 1992 г.г.).

массивов, и, соответственно, их микроклинов противоречат представлению о редкометалльных пегматитах как непосредственных дифференциатах магм гранитоидов саянского комплекса. Примечательно, что европиевый минимум в спектре редких земель в сподуменовых пегматитах отсутствует (рис. 3) или проявлен слабо, как в диоритах и гранодиоритах саянского комплекса, хотя в биотитовых гранитах названного комплекса он выражен вполне отчетливо, подтверждая наличие процесса магматической дифференциации при

образовании последних. Эти данные также не укладываются в рамки традиционной модели образования изученных редкометалльных пегматитов из остаточных расплавов, связанных с дифференциацией магмы гранитоидов саянского комплекса.

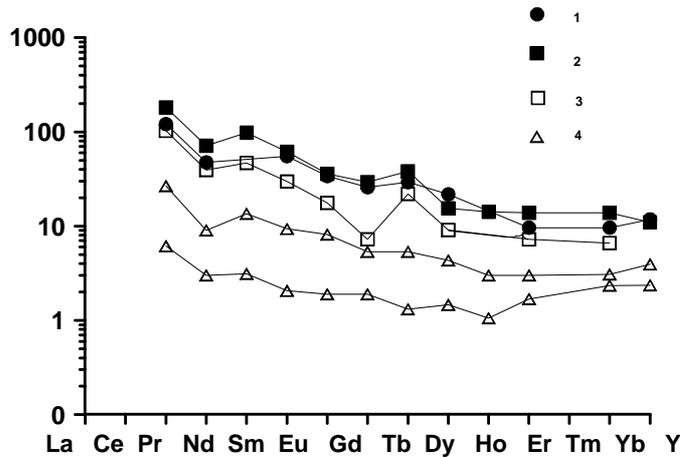


Рис. 3. Нормированное по хондриту [29] распределение редкоземельных элементов в гранитоидах саянского комплекса (1– диорит, 2– гранодиорит, 3– биотитовый гранит) и сподуменовых редкометалльных пегматитах Гольцового поля (4,5– сподуменные пегматиты).

МОДЕЛЬ ОБРАЗОВАНИЯ КРУПНЫХ ОЧАГОВ РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ ПЕГМАТИТОВЫХ МАГМ

Приведенные выше геохимические данные, а также очень большие объемы пегматитов, отсутствие четкой связи между положением гранитоидных массивов и зональностью крупных полей редкометалльных пегматитов, значительный временной интервал между временем формирования гранитов и редкометалльных пегматитов не согласуются с гипотезой образования редкометалльных пегматитов в процессе фракционирования гранитной магмы, из которой формировались массивы гранитоидов саянского комплекса. Последние, также как и вмещающие метаморфические породы, не могут быть достаточным источником рудного вещества для крупных месторождений редких металлов. По нашему мнению, большие объемы магм редкометалльных пегматитов являются результатом длительного преобразования гранитных расплавов в глубинных очагах под воздействием мантийных флюидов, содержащих значительные количества SiO_2 , щелочей и обогащенных рубидием, литием и другими гранитофильными элементами. Возможность образования таких глубинных водных, водно-углекислотных и даже чисто углекислотных флюидов, обогащенных некогерентными для мантии элементами, показана В.А.Жариковым [7] при обобщении результатов экспериментальных исследований в соответствующих Р-Т условиях.

Высокое содержание щелочей (включая редкие щелочи) и наличие сподумена – литиевого аналога щелочных пироксенов, сближает редкометалльные пегматиты с щелочными гранитами, для образования которых предполагается механизм мантийно-корового взаимодействия [20]. Для нижнепротерозойского времени характерна резкая перестройка земной коры, обусловленная мощным импульсом энергии и вещества из мантии. Наиболее важным фактором являются мантийные флюидные потоки, под действием которых происходила переработка вещества земной коры. Как показано Ф.А.Летниковым с соавто-

рами [15], наиболее интенсивное энергетическое воздействие могли производить восстановленные газы, трассирующие зоны глубинных разломов. По А.А.Беусу [3] последние являются главными путями транспортировки рудных компонентов из мантии при образовании уникальных гранитогенных месторождений. На привнос Та, Nb, Ве, Sn, Rb, Li, В, F

в очаги гранитных магм указывают многие исследователи [2,7,11,14 и др.]. Повышенные концентрации К и редких щелочей часто наблюдаются в изливающихся на дне океана растворах [21] и в термальных водах многих вулканических областей [23], изотопный состав He, Ne, Ar, S в которых часто соответствует мантийным соотношениям [27]. Особенности изотопного состава He и С в пегматитах Волыни и Казахстана объясняются участием глубинных флюидов в процессах формирования пегматитов [19,22]. При изотопно-геохимических исследованиях сподуменовых гранитов Алтая, являющихся петролого-геохимическими аналогами сподуменовых пегматитов, установлено участие мантийного вещества в формировании этих гранитов [28]. Таким образом, участие мантийного источника вещества в процессах формирования крупных редкометальных гранитно-пегматитовых систем в земной коре представляется весьма вероятным.

Преобразование гранитных расплавов в пегматитовые могло осуществляться в соответствии метамагматической моделью петрогенезиса гранитных пегматитов [8, 9]. Пегматитовые расплавы в этом случае трактуются не как остаточные, а как более “зрелые” по сравнению с гранитными магмами (“гиперэвтектические” по Д.С.Коржинскому [12] продукты метамагматического процесса, которые возникают лишь при глубокой дебазификации гранитных магм в относительно локальных зонах наиболее устойчивого и интенсивного дренирования флюидов. По сути дела, “гранитно-пегматитовые системы фиксируют собой области вещественно-энергетических аномалий в развитии гранитоидного магматизма, связанных с наиболее интенсивным воздействием флюидных потоков на магмы” [8]. В дальнейшем, при внедрении пегматитовых расплавов могла происходить их дифференциация в зонах глубинных разломов, к которым приурочены крупные пегматитовые поля. Так, например, в Гольцовом поле в результате этого образовались самостоятельные жильные серии литиевых и комплексных пегматитов. Таким образом, крупные редкометальные пегматитовые поля рассматриваются нами как результат флюидно-магматического взаимодействия нижнекорových кислых расплавов с глубинными, вероятнее всего, мантийными флюидами.

ВЫВОДЫ

Рассматривая историю юго-западной подвижной окраины Сибирской платформы в раннем протерозое, А.Д. Щеглов и В.Н. Москалева [25] считают Урикско-Ийский грабен типичной рифтогенной структурой, с инверсией которой они связывают формирование гранитоидов саянского комплекса. В.И. Левицкий с соавторами [13], рассматривая нижнепротерозойский гранитоидный магматизм юго-западной окраины Сибирской платформы, также полагают, что он связан со стадией растяжения. Учитывая широкое распространение в таких структурах редкометальных пегматитов, следует считать образование последних на завершающем этапе гранитного магматизма закономерным явлением для рифтогенных структур данного типа.

Работа поддержана РФФИ, грант № 02-05-65293.

ЛИТЕРАТУРА

1. Архангельская В.В., Гинзбург А.И. О тектонической позиции поясов редкометальных пегматитов // Докл. АН СССР. 1976. Т.231, № 2. С. 423-425.
2. Бескин С.М., Ларин В.Н., Марин Ю.Б. Редкометальные гранитовые формации Л. Недра. 1979 280 с.

3. *Беус А.А.* О выдержанности генетических типов месторождений, связанных с гранитами, в геологической истории литосферы // Геология рудных месторождений. 1986. № 6. С. 3-11.
4. *Брынец В.В.* Докембрийские гранитоиды Северо-Западного Присяяня. Новосибирск: Наука. 1994. 184 с.
5. *Владимиров А.Г., Пономарева А.П., Шокальский С.П. и др.* Позднепалеозойский – раннемезозойский гранитоидный магматизм Алтая // Геология и геофизика. 1997. Т. 38, № 4. С. 715-729.
6. *Гинзбург А.И., Тимофеев И.Н., Фельдман Л.Г.* Основы геологии гранитных пегматитов. М.: Недра. 1979. 296 с.
7. *Жариков В.А.* Некоторые аспекты гранитообразования // Вестник МГУ. Серия 4, геология. 1996. № 4. С. 3-12.
8. *Загорский В.Е.* Гранитно-пегматитовые системы с месторождениями редких металлов и самоцветов. Автореферат дис. докт. геол.-мин. наук. Иркутск. 2001. 48 с.
9. *Загорский В.Е., Кузнецова Л.Г.* Геохимия сподуменовых пегматитов и щелочно-редко-металльных метасоматитов. Новосибирск: Наука. 1990. 140 с.
10. *Загорский В.Е., Макагон В.М., Шмакин Б.М. и др.* Редкометалльные пегматиты. Гранитные пегматиты. Т. 2. Новосибирск: Наука. 1997. 285 с.
11. *Изох Е.П., Зотов И.А., Пономарева А.П.* О соотношениях коровых (субстратных) и интрателлурических факторов при формировании высокоглиноземистых гранитоидов. // Гранитоиды – индикаторы глубинного строения земной коры. Новосибирск: Наука. 1985. С. 5-14.
12. *Коржинский Д.С.* Потоки трансмагматических растворов и процессы гранитизации // Магматизм, формирования кристаллических пород и глубины Земли. Т. 1. М.: Недра. 1972. С. 144-152.
13. *Левицкий В.И., Мельников А.И., Резницкий Л.З. и др.* Посткинематические раннепротерозойские гранитоиды юго-западной части Сибирской платформы // Геология и геофизика. 2002. Т. 43, № 8. С. 717-731.
14. *Летников Ф.А.* Гранитоиды складчатых областей. Новосибирск: Наука. 1975. 213 с.
15. *Летников Ф.А., Меньшагин Ю.В., Лашкевич В.В. и др.* Сравнительная энергетическая характеристика флюидных и силикатных систем литосферы // Петрология. 1997. Т. 5, № 6. С. 666-670.
16. *Макагон В.М., Ленин В.С., Брандт С.Б.* Рубидий-стронциевое датирование редкометалльных пегматитов Вишняковского месторождения // Геология и геофизика. 2000. Т. 41, № 12. С. 1783-1789.
17. *Макагон В.М., Сандимирова Г.П., Пахольченко Ю.А. и др.* Особенности генезиса редкометалльных пегматитов крупных пегматитовых полей Урикско-Ийского грабена (Вост. Саян) // Магматические и метаморфические комплексы Восточной Сибири: проблемы петрогенезиса, корреляции, геологической картографии. Тез. докл. VI Вост.-Сиб. петр. совещ. Иркутск. 1997. С. 37
18. *Макагон В.М., Шмакин Б.М.* Геохимия главных формаций гранитных пегматитов. Новосибирск: Наука. 1988. 210 с.
19. *Мамчур Г.М., Матвиенко А.Д., Ярынич О.А.* Об условиях образования кварца по изотопному составу углерода CO₂ включений // Типоморфизм кварца Украины. Киев: Наукова думка. 1974. С. 45-48.
20. *Москалева В.Н.* Мантийно-коровый магматизм и особенности глубинного строения областей континентального рифтогенеза // Региональная геология и металлогения. 1999. № 9. С. 20-26.
21. *Рона Г.* Гидротермальная минерализация областей спрединга в океане. М.: Мир. 1986. 160 с.
22. *Толстихин И.Н., Прасолов Э.М., Яковлева С.С.* Происхождение изотопов гелия и аргона в минералах пегматитов Волыни // Зап. Всесоюз. мин. об-ва. 1974. Ч. 103, вып. 1. С. 3-14.
23. *Уайт Д.* Термальные воды вулканического происхождения // Геохимия современных поствулканических процессов. М.: Мир. 1965.
24. *Шмакин Б.М.* Пегматитовые месторождения зарубежных стран. М.: Недра. 1987. 224 с.
25. *Щеглов А.Д., Москалева В.Н.* Рифтогенный магматизм и минералогия подвижных окраин платформ // Докл. АН. 1988. Т. 358, № 6. С. 814-816.
26. *Щеглов А.Д., Москалева В.Н., Марковский В.А. и др.* Магматизм и металлогения рифтогенных систем восточной части Балтийского щита. С.-Петербург: Недра. 1993. 214 с.
27. *Ярмолюк В.В.* Летучие в вулканическом процессе // Флюиды в магматических процессах. М.: Наука. 1982. С. 41-62.
28. *Kostitsyn Yu.A., Vystavnoi S.A., Vladimirov A.G.* Age and genesis of spodumene-bearing granites of the SW Altai (Russia); an isotopic and geochemical study // Acta Univ. Carol. Geol. 1998. V. 42, №1. P. 61-63.
29. *McDonough W.F., Fray F.A.* Rare earth elements in upper mantle rocks // Reviews in mineralogy. V. 21. Geochemistry and mineralogy of rare earth elements. Washington, D.C. 1989. P. 99-141.

СИСТЕМАТИЗАЦИЯ СОСТАВА ГОРНЫХ ПОРОД С ПОМОЩЬЮ ЯЗЫКА *RHA* (НА ПРИМЕРЕ ГЛУБИННЫХ ЩЕЛОЧНО-УЛЬТРАОСНОВНЫХ И ФОСКОРИТ-КАРБОНАТИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ)

КРАСНОВА Н.И.¹, ПЕТРОВ Т.Г.¹, БАЛАГАНСКАЯ Е.Г.²,
МУТТ Ж.³, ГАРСИА Д.³, ЕРМЬЕ Б.⁴

¹ НИИ Земной коры СПбГУ, Россия, (ikrasn@comset.net);

² Кольский НЦ РАН, Россия, (lenbalagan@geoksc.apatiry.ru);

³ Ecole des Mines de St. Etienne, France (moutte@emse.fr; garcia@emse.fr);

⁴ EDF, France (bruno.hermier@edf.fr).

Предложены логически строгие минералогическая и химическая универсальные системы отображения состава горных пород, облегчающие создание банков данных, поиск и группирование материалов в них, а также решение генетических задач. С использованием разработанного и описанного метода *RHA* проведена систематизация обширной коллекции составов щелочно-ультраосновных и карбонатит-фоскоритовых комплексов. Для фоскоритов и карбонатитов разработана простая номенклатура, основанная на использовании ранговых формул, представляющих собой последовательность символов минералов по падению их содержаний в породе.

ВВЕДЕНИЕ

В процессе работы по проблеме распространенности и генезиса щелочно-ультраосновных и связанных с ними карбонатитовых и фоскоритовых комплексов у авторов были собраны обширные аналитические материалы. В задачу исследований входил также поиск наиболее вероятных составов родоначальных магм и свидетельств возможного участия глубинных источников при их формировании. Систематизация этих данных затруднялась отсутствием единой номенклатуры пород в условиях обилия местных названий и широкого разнообразия составов. Диаграммы, широко используемые при отображении химизма силикатных пород, в частности TAS-диаграммы, были мало приемлемыми для систем, резко обогащенных углеродом, кальцием, железом, фосфором и другими элементами, не столь типичными для большинства магматических пород. Будучи не систематизированными, материалы не позволяли быстро выявлять аналогичные составы, оценивать представительность составов в разных областях химического пространства, проследить связи между отдельными группами пород.

Согласно рекомендациям Международного союза геологических наук (МСГН) по систематике магматических пород [12,31], классификация различных типов пород в первую очередь должна быть основана на их минеральном (модальном) составе. В случае невозможности определения минерального состава породы вследствие ее стекловатого или мелкозернистого сложения обычно используют данные химического состава.

матизации объектов любого типа возможно с помощью новой компьютерной программы "PETROS", разработанной С.В. Мошкиным [15].

Таблица 1.

Расчет ранговой формулы (*Rchem*) по результатам химического анализа породы

Химический состав (в мас. %)											
SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	K ₂ O	P ₂ O ₅	CO ₂	Total
0.59	0.03	0.31	3.47	2.14	0.19	19.76	30.48	0.11	1.60	41.22	99.90
Ранговая формула = символы химических элементов ранжированы по убыванию их ат. %											
O	C	Ca=	Mg	Fe	P	Si	Al	Mn=	K	Na	Ti
59.68	18.08	10.49	9.46	1.41	0.44	0.19	0.12	0.05	0.04	0.03	0.01

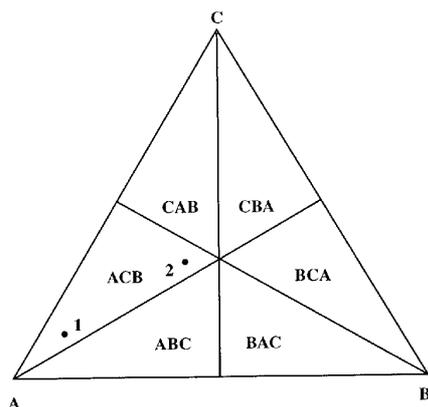


Рис. 2. Ранговые формулы в 3-х компонентной системе. Линии внутри треугольника – медианы. Точки 1 и 2 представляют случайные составы, имеющие одинаковую ранговую формулу.

В 3х-компонентной системе возможно 6 ранговых формул (рис. 2). Границы между секторами на диаграмме соответствуют равным концентрациям компонентов. В системе с n-компонентами будет n! ранговых формул. Для сопоставимости результатов и с учетом того, что десять первых компонентов в R составляют не менее 99.5% массы объекта, длина R стандартизирована (n= 0). В табл. 1 показано, как составляется такая R по данным химического анализа породы =*Rchem*.

Упорядочение серии ранговых формул осуществляется с помощью любой строгой последовательности символов компонентов системы, то есть алфавита. Пример создания иерархической последовательности R для нашей 3-х компонентной системы по принципу лингвистического упорядочения, как в словаре, приведен в табл. 2, левая колонка. Если компонентами являются химические элементы, то иерархическая классификация ранговых формул (*Rchem*) возникает, если их расположить по вертикали и принять R за «слова», символы химических элементов– за «буквы», таблицу Менделеева– за «алфавит» этих «букв». В этом случае сначала происходит группирование R по первым элементам и упорядочение самих групп по возрастанию их атомных номеров. Затем внутри каждой группы первого ранга происходит группирование по вторым элементам и расположение групп второго порядка по возрастанию атомных номеров и так далее (табл. 2, правая колонка). Тем самым автоматически достигается однозначное упорядочение ранговых формул и кластеризация составов по признаку одинаковости последовательностей элементов по их

содержаниям. Для удобства различения групп в иерархии ранговых формул проводятся разделительные линии. Первая R в каждой серии начинается с преобладающего элемента, имеющего минимальный атомный номер. Знак = в R ставится, если ат. % следующего компонента отличается от ат. % предыдущего не более чем на 15%.

Таблица 2.

Ранговые формулы, полученные при упорядочении 3-х букв (левая колонка) и 3-х химических элементов (правая колонка)

Компоненты					
A, B, C			Cu ²⁹ , Ag ⁴⁷ , Au ⁷⁹		
A	B	C	Cu	Ag	Au
A	C	B	Cu	Au	Ag
B	A	C	Ag	Cu	Au
B	C	A	Ag	Au	Ag
C	A	B	Au	Cu	Ag
C	B	A	Au	Ag	Cu

Чтобы различить составы, имеющие одинаковые ранговые формулы, как, например, анализы 1 и 2 на рис.2, используются две интегральные характеристики: информационная энтропия Шеннона – H , или мера сложности системы и информационная анэнтропия – \underline{A} , или мера чистоты системы (предложена Т.Г. Петровым). На качественном уровне эти характеристики используются постоянно.

1.2. H – ИНФОРМАЦИОННАЯ ЭНТРОПИЯ, ИЛИ МЕРА СЛОЖНОСТИ СИСТЕМЫ

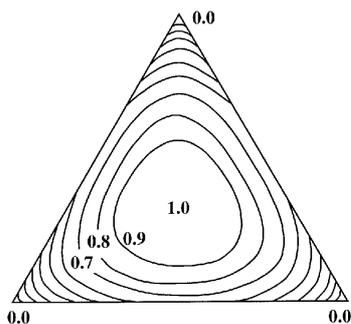


Рис.3. Изолинии энтропии H_n в трехкомпонентной системе.

Сложность анализа может быть оценена с помощью величины информационной энтропии (аналога термодинамической энтропии смешения), которая, согласно Шеннону [34], определяется по формуле: $H = -\sum p_i \ln p_i$, где p_i – атомная доля элемента, занимающего i -позицию в ранговой формуле. $\text{Min}H = 0$, в случае $p_1 = 1, p_2 = p_3 = \dots = p_n = 0$; $\text{Max}H = \ln n$, в случае $p_1 = p_2 = p_3 = \dots = p_n = 1/n$. Для приведения H к интервалу 0-1 исходная формула делится на $\ln(n)$, то есть $H_n = H / \ln(n)$. H_n зависит в первую очередь от компонентов, которые начинают ранговую формулу. Теперь, используя H_n , можно различить анализы 1 и 2 на рис. 2. Линии изоэнтропии в трехкомпонентной системе показаны на рис. 3.

Составы со сходными распределениями концентраций главных компонентов могут иметь существенные различия в содержаниях малых компонентов, то есть в чистоте. Це-

лью применения третьего параметра, A , является возможность различия анализов по концентрациям именно малых, примесных компонентов.

1.3. A – АНЭНТРОПИЯ, ИЛИ МЕРА ЧИСТОТЫ СИСТЕМЫ

Чистота анализа измеряется величиной энтропии (аналога термодинамического сродства к смешению), которая согласно Т.Г. Петрову [16, 18], определяется по формуле: $A = -(\sum \ln p_i)/n - \ln n$. $\text{Min}A = 0$, в случае $p_1 = p_2 = p_3 = \dots = p_n = 1/n$. $\text{Max}A = +\infty$, если один из $p_i = 0$. По умолчанию используется A , нормированная к интервалу 0-1, что получается путем деления A на энтропию состава “аналитически идеально чистой” системы, в которой один элемент имеет содержание 99,955% а остальные 9 – по 0,005%. Изолинии значений энтропии для трехкомпонентной системы показаны на рис. 4. Величина A отрицательно коррелирует с содержанием в малых компонентах, но зависит слабо от содержания главных компонентов.

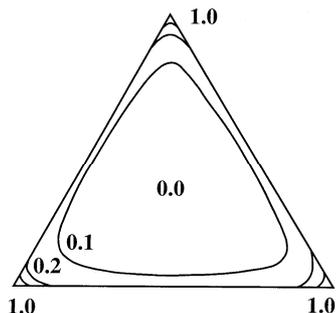


Рис. 4. Изолинии энтропии в трехкомпонентной системе. В центре $A_n = 0$, в вершинах $A_n = 1$.

Использование этих величин H и A позволяет различать составы по их сложности и чистоте. Отсутствие ограничений на тип компонентов делает метод универсальным для характеристики всех видов смесей. По сравнению с факторным анализом, H и A не зависят от присутствия других анализов в банке данных.

С использованием изложенного метода *RHA* произведено однозначное иерархическое классифицирование более 600 химических анализов щелочно-ультраосновных (ЩУО) и фоскорит-карбонатитовых (ФК) пород из комплексов Кольской и других щелочных карбонатитовых провинций.

2. ОПИСАНИЕ ПОРОД ЩЕЛОЧНО-УЛЬТРАОСНОВНЫХ С КАРБОНАТИТАМИ КОМПЛЕКСОВ С ПОМОЩЬЮ ЯЗЫКА *RHA*

2.1. ХИМИЧЕСКОЕ РАЗНООБРАЗИЕ ПОРОД

Породы щелочно-ультраосновных и фоскорит-карбонатитовых комплексов по своему химическому составу классифицируются как ультраосновные с содержанием SiO_2 от 46-30 мас. % в ультрамафитах, мелилитовых породах и фойдолитах до 24-0.5% в фоскорит-карбонатитовых сериях. Содержание суммы щелочей ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) возрастает от 0.5-4% в самых ранних оливинитах и клинопироксенитах до 1.5-7.5% в турьяитах и других мелилитовых породах, и, наконец, до 5.5-16% в ийолитах и сиенитах. Вполне очевидно, что на любых диаграммах, широко используемых в петрологии, например, типа TAS, нельзя наглядно показать различие пород сразу по многим компонентам. Такая возмож-

ность предоставляется при использовании диаграмм в координатах сложность Hn – чистота An .

Таблица 3.

Ранговые формулы (*Rchem*) некоторых щелочно-ультраосновных пород и фоскорит-карбонатитов

No	Rchem										Hn	An	Rock name, [Ref.], Tab., - No anal.
1	O	H	Ca=	C	Si	Mg	Al	<i>Fe</i>	K	P	0,628	0,199	Carbonatite lapilli tuff [36] 2-C11B
2	O	C	Mg	Ca	Fe	Ba=	Mn	<i>Si</i>	F	Sr	0,518	0,284	Carbonatite Mgs+Dol [author's data] 10649
3	O	C=	Si	Ca	Fe	Al	K	<i>F</i>	H=	Sr	0,618	0,140	Carbonatite biotite [4] 1 – 26
4	O	C	Ca=	Mg	Fe	Si	Al	<i>Mn</i>	S	Sr	0,563	0,204	Dolomitite [author's data] 10646
5	O	C	<i>Ca</i>	Mg	Fe	P	Al=	Si	Mn	H	0,519	0,278	Rauhaugite I, [1] 6 – 3
6	O	C	Ca	Mg	Fe	P	Si=	Mn	Al	K	0,515	0,397	Dolomitite [19] 6.1 – 7
7	O	C	Ca	Mg	Fe	S	Al=	Si=	Ba	H	0,561	0,192	Rauhaugite II, [1] 6 – 4
8	O	<i>C</i>	Ca	Mg	Fe	Mn	Al	S=	Si	H	0,545	0,228	Beforsite [5] 5 – 2, G672
9	O	C=	Ca	<i>Si</i>	Fe	Mg	Mn	Al	Na	K	0,480	0,312	Sövite siderite [5] 2 – 3, 1377
10	O	C=	Ca	Fe	H	Si=	Mg	Ti=	Al=	P	0,467	0,383	Ferrocarnatite [30] p. 318 - HF661
11	O	C	Ca	Ba=	Si	Sr	Al	K	Fe	Na	0,589	0,173	Carbonatite Ca-Ba, [13] 10 – 1
12	O	Na	C	Ca	K	F	Cl	S	Sr	P	0,627	0,183	Natrocarnatite [32] 1 - BD4157
13	O	Mg	Si	H	Fe	Ca	C	S	Al	Ti	0,588	0,226	Olivinite [author's data] - 4046
14	O	Mg	Si	Ca	P	Fe	Al=	H=	C=	Na	0,570	0,250	Forsterite apatite [19] 5.2 – 6
15	O	Mg	Si	Ca	Fe	H	Al	Na	C	Ti	0,588	0,196	Andradite-hastingsite [19] 3.2 – 12
16	O	Mg=	Si	Ca	Fe	Al	H	Na	K	Ti	0,587	0,203	Melilitolite [19] 3.1 – 1
17	O	Mg	Si	Fe	H	Ca	Al	C	Mn=	P	0,532	0,273	Olivinite (av. Of 3 an.) [11] 25 – 1
18	O	Mg	Si	Fe=	Ca	P	Na	Al	Mn	C	0,518	0,299	Forsterite apatite [19] 5.2 – 5
19	O	Si	H	Mg=	Ca	Fe	Al	K=	Ti	<i>Na</i>	0,666	0,113	Katungite [28] IV – E
20	O	Si	H	Ca	K	Na	Al	Fe	C	<i>Mg</i>	0,588	0,183	Charoite [4] 1 – 20
21	O	Si	C=	Ca	H	Al=	K	Fe	Mn	<i>Ti</i>	0,609	0,159	Sövite agglomerate [5] 2 - 1, 1185
22	O	Si	Mg=	H=	Ca	Fe	Al	K	Ti=	Na	0,666	0,116	Katungite [28] IV – D
23	O	Si	Mg	Ca	H=	Fe	Al	Na	Ti	K	0,653	0,118	Melilitite leucitic [28] IV – H
24	O	Si	Mg	Ca=	Al	Fe	Na	<i>Ti=</i>	K	P	0,610	0,152	Melilitite olivine [14] 65 – 4
25	O	Si	Mg=	Ca	Fe	H	Al	Ti	K=	Na	0,584	0,206	Clinopyroxenite, [11] 199 – 15

Таблица 4.

Расстояние между различными анализами пород ЩУОФК, рассчитанное по формуле Эвклида (в ат. %)

	1	2	4	8	11	12	17	19	24	25	26	31	35	37	38	39	40	43	45	46	48	49	51	52	55	Rock name, [Ref.], No anal.	
1	0,0																									Carbonatite lapillituff [15]2 - C11B	
2	21,0	0,0																									Rauhaugite I [1] 6-3
4	21,0	2,1	0,0																								Dolomite [12] 6.1-7
8	20,8	4,0	5,4	0,0																							Beforsite [3] 5-2, G672
11	18,4	12,0	12,5	11,0	0,0																						Carbonatite Ca-Ba [5] 10-1
12	28,1	24,7	25,2	24,0	24,0	0,0																					Natrcarbonatite [9] 1 - BD4157
17	28,5	28,8	28,0	30,2	29,9	37,1	0,0																				Olivinite (av. of 3 an.) [6] 25-1
19	17,0	24,4	23,9	24,5	20,6	30,2	16,9	0,0																			Katungite [4] IV-E
24	23,5	24,8	24,5	25,1	20,9	31,1	16,0	8,3	0,0																		Melilitite olivine [8] 65-4
25	21,8	25,0	24,5	25,2	20,9	32,7	16,5	7,1	5,9	0,0																	Clinopyroxenite [6] 199-15
26	21,1	23,3	22,9	23,5	19,7	29,5	15,5	6,1	3,2	5,0	0,0																Av. comp. Kola UAPC[6] 204-1
31	23,9	27,4	27,4	27,3	21,8	29,1	21,9	11,3	7,8	11,7	9,0	0,0															Ijolite [12] 3.5-5
35	15,4	23,4	22,9	23,5	19,4	29,2	18,4	2,2	9,3	8,1	7,0	11,5	0,0														Alnöite [4] IV-G
37	18,2	24,6	24,1	24,8	20,2	29,9	17,8	3,2	6,6	6,5	5,1	8,7	3,5	0,0													Kugdite [12] 3.2-3
38	17,6	23,4	23,1	23,5	18,9	29,4	18,2	3,3	6,6	6,5	4,9	9,0	3,7	2,6	0,0												Ouachitite [4] IV-B
39	21,5	24,8	24,1	25,2	19,6	32,0	21,4	10,1	9,8	7,1	9,4	12,6	9,8	8,5	9,3	0,0											Turjaite pyroxene [6] 27-2
40	20,8	24,4	23,9	24,3	18,5	30,4	19,0	6,7	5,6	4,0	4,6	9,3	6,9	5,0	5,3	6,0	0,0										Uncompahgrite [12] 3.2-4
43	10,6	12,7	12,4	12,6	8,5	24,5	26,7	15,6	19,0	17,7	17,0	20,6	13,9	15,9	15,1	16,1	16,3	0,0									Carbonatite hypabis. [14] 6-1
45	16,9	11,5	11,3	10,3	9,5	24,9	33,6	23,7	26,1	25,0	24,3	27,4	22,1	23,9	22,9	22,8	23,4	8,56	0,0								Ferrocarnatite [7] p. 318-423
46	16,3	12,1	11,9	11,2	9,8	25,2	33,9	23,8	26,4	25,2	24,5	27,5	22,0	23,9	23,0	22,8	23,6	8,37	1,35	0							Sövite [7] p. 318-428
48	14,1	11,9	11,2	12,3	8,4	25,5	24,6	14,9	17,2	16,1	15,3	19,5	13,5	15,0	14,3	14,4	14,9	3,7	9,8	9,9	0						Carbonatite hypabis. [14] 6 - PO2-1
49	23,2	11,7	11,8	11,0	11,4	26,8	37,2	28,7	29,7	28,9	28,2	31,0	27,2	28,5	27,5	26,3	27,5	13,9	6,8	7,2	14,2	0,0					Alvikite [7] p.317-MC12
51	22,0	21,4	20,5	21,5	17,2	30,5	25,0	14,9	14,9	13,6	13,9	18,1	13,9	14,4	14,0	11,8	12,1	14,4	18,8	19,1	12,9	22,1	0,0				Nelsonite [2] 12, p.180-90
52	23,4	21,1	19,8	21,8	18,5	31,3	27,8	19,9	20,8	19,8	19,7	24,0	18,8	19,9	19,6	17,5	18,7	16,1	18,6	18,8	14,6	21,3	7,6	0			Apatitite [12] 5.2-7
55	27,7	27,7	27,7	23,4	24,8	31,9	23,1	21,5	21,6	21,6	19,8	26,1	21,6	22,8	21,8	26,1	21,7	24,2	27,2	28,1	23,0	30,8	22,2	25,3	0		Magnetitite dolomite [12] 5.2-14

Удалено: 3

Номера анализов см. в таблице 3.

Пример иерархической классификации химических составов серий пород ЩУО ФК с помощью ранговых формул показан в табл. 3. Эта коллекция из 58 анализов включает, кроме широко распространенных, также редкие типы пород, и те, названия которых устарели, или дискредитированы. Реальное разнообразие ранговых формул пород одного типа в полной коллекции составов обычно составляет многие десятки.

Мы используем здесь и далее атомные содержания (ат.%), так как, во-первых, оксиды не являются универсальными компонентами горных пород, и, во-вторых, в химических реакциях образования минералов взаимодействуют атомы и молекулы, а не их массы.

Первая позиция во всех R занята кислородом; во втором ранге находятся 7 элементов: H, C, Na, Mg и Si, причем каждый из них, естественно, зависит от типа породы. Так, для карбонатитов это чаще всего C или Ca, для фоскоритов второй ранг может быть занят Fe, Ca и Mg, для силикатных пород эта позиция всегда занята Si. Число элементов в каждом следующем ранге увеличивается в соответствии с разнообразием состава пород в данной выборке.

Знак «=» между двумя элементами, который, как указывалось выше, показывает, что $r_i/r_{i+1} \leq 1,15$, часто помогает определять присутствие некоторых минералов в породе. Так, если C=Ca (Табл. 3, № 9, 10, 21) или Ca=C (Табл. 3, № 1, 44-47, 49, 50), то в породе, скорее всего, присутствует кальцит, S=Ba (Табл. 3, № 54), очевидно свидетельствует о наличии барита, а Fe=C – сидерита (Табл. 3, № 54). Последовательности C=Ca=Mg или C=Mg=Ca чаще всего соответствуют присутствию доломита (Табл.3, № 4) и т.д.

При рассмотрении табл.3 легко выявляются составы, резко отличные от всех остальных в этой выборке. Ранговые формулы этих анализов отличаются от всех иных уже в

первых рангах. Они могут быть действительно оригинальными для данной выборки, или ошибочными. Так, например, весьма оригинальными являются анализы карбонатитового лапиллиевого туфа (Табл.3, № 1), натрокарбонатитовой лавы (Табл.3, № 12), севита агломератового (Табл.3, № 21), шонкинита (Табл.3, № 34), а также ряд анализов в конце таблицы.

В группах пород с одинаковыми или сходными ранговыми формулами становятся значимыми энтропийные характеристики и составов, приведенные в табл.3. Их использование позволяет более тонко различать по составу, как горные породы, так и минералы. При рассмотрении табл.3 можно выделить относительно простые и чистые по составу породы (с малыми величинами H_n и большими A_n , например, №№ 49, 10, 50, и наиболее сложные (№№ 35, 19, 22).

Итак, сочетание ранговой формулы, энтропии H_n и анэнтропии A_n может считаться «химическим паспортом» состава породы, обеспечивающим решение большого количества задач.

Для того чтобы оценить степень различия между составами обсуждаемых пород воспользуемся известным и простым методом определения расстояний в многомерном пространстве. Это расстояние определяется по формуле Евклида:

$$Euc = \sqrt{(O_1+O_2)^2 + (Si_1-Si_2)^2 + (Ti_1-Ti_2)^2 + \dots + (U_1-U_2)^2}.$$

В табл. 4 приведены результаты определения расстояний в атомных % между составами 25 пород, выбранных из табл.3. Это расстояние особенно велико между составами в парах: силикатные породы– фоскориты (12-28), силикатные породы– карбонатиты (13-33); расстояние между оливинитами и клинопироксенитами >15, а между турьяитами и ийолитами около 9-12. Особенно мало это расстояние между химически сходными породами, имеющими в ряде случаев различные названия (Табл.4, №№ 2 и 3, 32 и 33). Отметим, что для серии габбро-гранитов разнообразие R_{chem} и расстояние по Евклиду значительно меньше, чем для нашей серии ЩУОФК пород. Так, расстояние между составами гранитов и диоритов, или гранитов и габбро имеет величину около 5 и 8 соответственно.

Наблюдаемое химическое разнообразие пород хорошо отражается и в петрографии ЩУОФК интрузий, большинство из которых сложено сочетанием многих и различных породных серий. Это, очевидно, можно объяснить составом родоначальной магмы, в частности ее обогащением щелочами, большой растворяющей способностью и низкой вязкостью. Большое значение имеют также режим кристаллизации магмы и тектонические условия формирования массивов. Средний состав ЩУОФК комплекса Кольского п-ова (Табл.3 и 4, №26), вычисленный А.А. Кухаренко с соавторами [11], наиболее близок к со-

ставу оливиновых мелилититов (Табл.3, №24 и 27), которые, по всей видимости, и соответствуют по составу исходной щелочной магме. Такая близость состава ЩУОФК комплексов с составом этих щелочных лав отмечалась и ранее [14]. Указанное сходство отражается и в малом эвклидовом расстоянии между этими составами (Табл.4, №26 и 24=3,2 ат.%). Состав катунгитов также мог бы рассматриваться как близкий к среднему составу Кольского ЩУОФК комплекса, если бы не их обогащенность водой и К (Табл.3, №19 и 22).

Рассмотрев общую ситуацию с химическим разнообразием ЩУОФК пород, перейдем к решению более узкой задачи упорядочения знаний о составах пород, объединенных под названием фоскориты, их классифицированию и разработке номенклатуры.

3. ПРИМЕНЕНИЕ RHA МЕТОДА ПРИ ОПИСАНИИ ФОСКОРИТ-КАРБОНАТИТОВЫХ ПОРОД

3.1 ЧТО ТАКОЕ ФОСКОРИТ?

Термин “фоскорит (phoscorite)” это мнемонический термин, образованный от названия предприятия “*Phosphate Development Corporation*” для обозначения магнетит-оливин-апатитовой породы, образующей кольцевую зону вокруг карбонатитового тела Лулекоп в комплексе Палабора, ЮАР [33]. Породы, богатые магнетитом и апатитом описывались так же, как “породы рудного комплекса” [11] и как “камафориты” – термин образованный из названий минералов кальцит, апатит, магнетит и форстерит [2]. В российской литературе использовались преимущественно последние два термина.

Первая классификация и номенклатура фоскоритов применительно к породам, преимущественно состоящим из форстерита (или диопсида), магнетита и апатита, была предложена Л.С. Егоровым. [7,8,10] для серий пород ийолит-карбонатитовых комплексов Маймеча-Котуйского региона. Эти идеи не были приняты во внимание при разработке классификации изверженных пород [31].

В соответствии с содержанием термина «камафорит» мы включили кальцит в число главных породообразующих минералов фоскоритов в дополнение к апатиту, магнетиту и форстериту/диопсиду, так как кальцит один из главных минералов в магнетито-кальцитовых, магнетито-кальцито-форстеритовых и других породах, являющихся типичными для фоскорит-карбонатитовых серий Кольских комплексов. Кроме того, кальцит также присутствует в первичных включениях в породообразующих минералах фоскоритов, оливинитов, клинопироксенитов, мелилитовых пород карбонатитосодержащих комплексов [38].

В трех комплексах Кольской щелочной карбонатитовой провинции – Ковдор, Vuориярви и Себляярв – представлено большое разнообразие фоскорит-карбонатитовых пород. Менее развитые тела фоскоритов известны также в Центральном Массиве Турьего Полуострова [3,25,26,29].

Ковдорский мультстадийный фоскорит-карбонатитовый комплекс (ФКК) лучше всего вскрыт и более всего исследован благодаря действующим там с 1962 года горнодобывающим предприятиям. Он представлен штокверком крутопадающих жил фоскоритов и карбонатитов, различных по составу, текстуре и структуре [19,24]. Используя средний состав и относительные объемы всех типов пород в Ковдорском ФКК, был рассчитан его средневзвешенный состав (табл.5) Расчет этого состава на нормативные минералы дает в весовых %: форстерита =21.9, апатита =14.1, магнетита =32.8, кальцита =21.5 и других

минералов 9,7 (главным образом, доломита и флогопита). Это также подтверждает, что именно четыре главных минерала определяют состав ФКК.

Таблица 5.

Взвешенный средний состав ковдорского фоскорит-карбонатитового комплекса (мас. %)

Породы	FA, F	MFA	MFC + MFCtphl	Calcitite	Среднее
Число ан.	9	25	22	27	
SiO ₂	30.18	8.49	6.45	1.39	11.0
TiO ₂	0.20	0.59	0.66	0.04 (5)	0.4
Al ₂ O ₃	1.78	3.13	2.49	2.89	2.1
Fe ₂ O ₃	5.80	37.10	36.07	2.89	22.0
FeO	5.74	12.11	13.36	1.18	8.3
MnO	0.26	0.27	0.33	0.03 (5)	0.2
MgO	35.82	14.25	11.22	2.45	15.5
CaO	9.90	12.39	14.98	50.83	21.8
Na ₂ O	0.36	0.18 (8)	0.20 (11)	0.23 (5)	0.2
K ₂ O	1.16	0.16 (8)	0.24 (11)	0.09 (5)	0.4
P ₂ O ₅	7.59	7.17	6.03	2.52	6.0
CO ₂	0.70	2.16	7.75	37.60	11.7
H ₂ O ⁺	0.44	0.60 (2)	0.52	-	0.4
H ₂ O ⁻	0.04	-	-	0.14	-
F	0.11	-	-	-	-
Площадь, %	21.2	38.3	16.1	24.4	100.0

Породы: FA – форстерито-апатитовые, F – форстеритит, MFA – магнетито-форстерито-апатитовые, MCF – магнетито-кальцито-форстеритовые, MCF(tphl) – то же с тетраферрифлогопитом (=редкометалльные руды, RM). Порядок минералов в названии породы и аббревиатуре типа FA или MAF означает здесь и далее, что F>A и M>A>F. Число анализов указано в скобках.

Основываясь на вышесказанном, и принимая во внимание обычное использование термина «фоскорит» в геологической практике и литературе, а также рекомендации Подкомиссии по систематике изверженных пород МСГН [12, 31], мы предлагаем следующее определение: «фоскориты – это plutonические ультрамафические породы (M>90%), фосфатно-оксидно-карбонатно-силикатные по составу, существующие в тесной пространственно-временной ассоциации с карбонатитами и часто образующие фоскорит-карбонатитовые серии».

3.2. КЛАССИФИКАЦИЯ И НОМЕНКЛАТУРА ФОСКОРИТОВ И КАРБОНАТИТОВ ПРИ ИСПОЛЬЗОВАНИИ МЕТОДА RHA.

3.2.1. Химическая классификация

Наша база данных включает 140 новых анализов (лаб. Горной школы Сэнт-Этьен, XRF и ICP-AES методы, аналитики Ф. Галлис и Ж. Мутт) фоскоритов и карбонатитов из массивов Ковдор, Вуориярви, Турий мыс, Салланлатви, Палабора и около 280 анализов по литературным данным [1-5,9,20,23,24,27,30,37,39], а также неопубликованные данные авторов.

Обзор иерархически упорядоченной коллекции из *Rchem* более 400 анализов позволяет сделать следующие выводы.

1) В нашей выборке присутствуют лишь единичные анализы с одинаковыми *Rchem*, что свидетельствует о большом разнообразии химического состава пород ФК серии и о недостаточной представительности нашей базы данных.

2) Следующие элементы занимают первые 10 позиций: Н, С, О, F, Na, Mg, Al, Si, P, S, (Cl), K, Ca, Ti, Mn, Fe, Sr, (Y), Nb, Ba, La, Ce (в скобках указаны весьма редкие для элементы с таким рангом). Этот перечень характеризует геохимическую специфику ФК комплексов.

3) Наиболее часто встречаются следующие *Rchem* (укороченные для наглядности до 5 рангов): OCCaMgFe (38), OFeMgCaSi (28), OFeMgCaC (20), OCaCFeMg (20), первая и последняя из которых соответствуют кальцитовым карбонатам, а две других отвечают наиболее распространенным фоскоритам.

Как указывалось выше, наиболее изученными являются фоскориты и карбонаты Ковдорского массива, химический и минеральный составы некоторых из них представлены в табл. 6, а соответствующие ранговые формулы *Rmin* – в табл. 6 и *Rchem* – в табл.

Таблица 6.

Химический и минеральный состав пород Ковдорского карбонат-фоскоритового комплекса, мас. % и их ранговые формулы *Rmin*

Порода	Форстерит			Кальцит			Апатит		Магнетит			
	1	2	3	(тфл)			7	8	MDF	MCF	MFA	ICF(trpl)
				4	5	6						
SiO ₂	0.20	34.13	24.32	0.64	0.77	0.79	5.99	6.05	6.28	7.02	6.50	8.82
TiO ₂	0	0	0	0.11	0.10	0	0.3	0.15	0.85	0.52	0.57	2.12
Al ₂ O ₃	0.06	0.35	0.44	0.21	0.17	0.51	0.87	0.06	0.95	2.99	2.18	0.10
Fe ₂ O ₃	2.25	2.53	4.07	1.72	1.62	2.25	9.39	5.84	46.98	40.46	37.91	28.09
FeO	1.83	6.01	5.76	1.38	1.00	0.52	5.01	2.69	12.12	7.32	11.89	11.17
MnO	0.23	0.32	0.22	0.04	0.07	0.02	0.13	0.11	0.33	0.33	0.35	0.26
MgO	18.77	44.20	31.28	3.10	3.58	2.15	8.33	10.30	16.05	13.95	13.51	13.28
CaO	34.44	5.71	18.56	53.97	51.53	52.91	40.22	42.10	6.30	14.88	15.70	19.48
Na ₂ O	0	0.25	0.20	0.13	0.13	0.10	0.5	0.39	0.17	0.09	0.21	0.41
K ₂ O	0.01	0	0.25	0.17	0.18	0.03	0.25	0.25	0.14	0.78	0.10	0.95
P ₂ O ₅	3.29	6.10	15.00	3.31	2.24	1.93	27.91	29.07	0.51	6.37	8.47	8.34
CO ₂	39.43	0.14	0.32	36.17	38.96	38.57	0.23	2.22	8.30	3.78	1.26	6.56
F	–	0.06	0.08	–	–	–	0.27	0.06	–	0.16	–	0.18
H ₂ O ⁻	–	–	–	–	–	–	0.04	0.14	–	–	0	–
H ₂ O ⁺	–	0	0.07	–	–	–	0.41	0.12	0	0.47	–	0
Сумма	100.51	99.80	100.57	100.95	100.35	99.78	99.85	99.58*	98.98	99.12	98.65	99.76
Минерал	Минеральный состав пород, объемные % / молекулярные %											
Апатит	8 / 3	16 / 5	34 / 13	7 / 2	4 / 1	5 / 1	71 / 39	72 / 42	1 / 0	21 / 9	29 / 12	23 / 9
Кальцит	1 / 2	0 / 0	1 / 1	79 / 89	80 / 89	91 / 96	1 / 4	6 / 15	0 / 0	13 / 23	5 / 9	20 / 33
Доломит	87 / 92	0 / 0	0 / 0	11 / 8	13 / 9	0 / 0	0 / 0	0 / 0	25 / 23	0 / 0	0 / 0	0 / 0
Магнетит	3 / 3	3 / 3	4 / 4	2 / 1	2 / 1	2 / 1	9 / 16	6 / 9	54 / 53	45 / 49	46 / 50	34 / 36
Флогопит	1 / 0	1 / 0	5 / 2	**1 / 0	**1 / 0	0 / 0	8 / 6	1 / 1	3 / 1	12 / 5	1 / 0	**11 / 4
Форстерит	0 / 0	80 / 92	56 / 80	0 / 0	0 / 0	2 / 2	11 / 27	15 / 33	17 / 23	9 / 14	19 / 29	***12 / 18
R	DAM/DAM	AM/FAM	FAP/FAM	CDA/CDA	CDA/CDA	CAF/CFA	AFM/AFM	AFC/AFC	MDF/MDF	MAC/MCF	MAF/MFA	MAC/MCF

Примечание – не определялся; * – включая также S = 0,03; ** – тетраферрифлогопит; *** – форстерит + тремолит-рихтерит + клиногумит. Сокращения: А – апатит, С – кальцит, D – доломит, F – форстерит, фл – флогопит, тфл и (trpl) – тетраферрифлогопит. Анализы 1, 4-6, 9-12 выполнены в химической лаборатории ВСЕГЕИ, 1979, 2, 3, 7, 8 – в химической лаборатории Таджикского геологического управления, 1974.

Таблица 7.

Ранговые формулы (Rchem), энтропия (Hn) и анэнтропия (An) для сериипород ковдорского фоскорит-карбонатитового комплекса (номера соответствуют номерам анализов пород в таб. 6)

№	Rchem	Hn	An	Порода (аббревиатура)
1	O C Ca Mg Fe P Si= <i>Mn</i> Al K	0.524	0.39	Доломитит (D)
2	O Mg Si P= Fe= Ca Na Al Mn C	0.533	0.292	Форстерито-апатитовая (FA)
3	O Mg Si Ca= P Fe Al= H= C= Na	0.602	0.241	Форстерито-апатитовая (FA)
4	O Ca C Mg= P Fe Si Na= Al= K	0.493	0.325	Кальцитит (тфл) (C)
5	O Ca= C Mg P Fe Si Na= K= Al	0.485	0.332	Кальцитит (тфл) (C)
6	O Ca= C Mg Fe P Si Al Na K	0.477	0.354	Кальцитит (фл) (C)
7	O Ca P Mg= Fe Si H Al= Na= F	0.631	0.179	<i>Anatumum</i> (A)
8	O Ca P Mg Fe= Si C H= Na K	0.612	0.207	Апатитит с форстеритом (AF)
9	O Fe Mg C Ca= Si Al P= Ti Na	0.561	0.229	Фоскорит MDF
10	O Fe Mg Ca P Si C Al= H K	0.641	0.136	Фоскорит MCF
11	O Fe Mg Ca P Si Al C Ti= Na	0.614	0.191	Фоскорит MFA
12	O Fe Ca= Mg P C= Si Ti K= H	0.645	0.147	Фоскорит MCF(tphl) (RM)

7. Представленные данные подтверждают прежнее заключение о том, что ФК породы сложены в основном четырьмя главными минералами: магнетитом, форстеритом, апатитом и карбонатом (в нашем случае, кальцитом или доломитом). В связи с этим, для отображения соответствующего химического состава этих пород наиболее информативной должна быть четырехкомпонентная диаграмма Fe-Si-P-C. Каждый из этих элементов

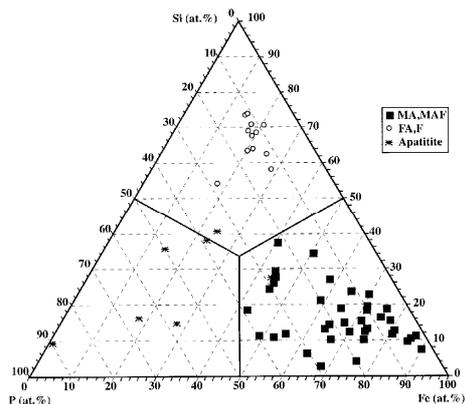


Рис. 5. Химический состав фоскоритов на тройной диаграмме Si-P-Fe. Сокращения: породы – FA – форстерито-апатитовая, F – форстеритит, MA – магнетито-апатитовая, MAF – магнетито-апатито-форстеритовая.

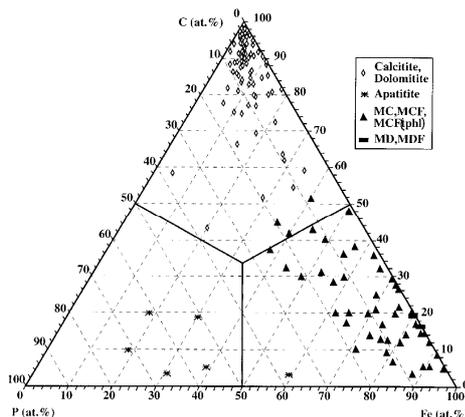


Рис. 6. Химический состав карбонатитов и фоскоритов на тройной диаграмме C-P-Fe. Сокращения MC – магнетито-кальцитовая, MCF – магнетито-кальцитовая; tphl – тетраферрифлогопит, MD магнетито-доломитовая, MDF – магнетито-доломито-форстеритовая.

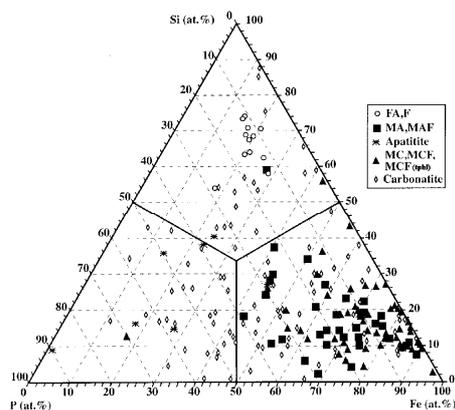


Рис. 7. Химический состав карбонатитов и фоскоритов на тройной диаграмме С-Р-Fe. Сокращения: породы – FA – форстерито-апатитовая, F – форстеритит, МА – магнетито-апатитовая, МАF – магнетито-апатито-форстеритовая, МС – магнетито-кальцитовая, МСF – магнетито-кальцитовая; trhl – тетраферрифлогопит.

более, или менее определяет один из вышеупомянутых минералов, тогда как такие элементы, как Са и Mg могут входить в состав разных минералов: Са– в кальцит, доломит, апатит, диопсид, Mg– в форстерит, доломит, магномагнетит и др. Понятно, что для изображения на плоскости химического разнообразия ФК пород приходится пользоваться 3-компонентными диаграммами Si-P-Fe и С-Р-Fe (рис. 5-7). Для пород с малыми содержаниями CO₂ более информативной является диаграмма Si-P-Fe (рис.5), на которой точки, соответствующие форстерититам и форстерито-апатитовым породам попадают в Si-сектор, различных магнетититов– в Fe-сектор, а апатититов– в P-сектор. Для пород с большими содержаниями CO₂ более удобны диаграммы С-Р-Fe (рис.6), на которых фигуративные точки карбонатитов располагаются в пределах С-сектора, магнетитовых пород– в Fe-секторе и апатитовых пород– в P-секторе.

При изображении состава всех карбонатитов на диаграмме Si-P-Fe (рис.7) отчетливо видно отсутствие какого-либо определенного их обогащения одним из этих элементов. Кроме того, рассмотрение таких диаграмм, наряду с использованием ранговых формул позволяет уточнять некоторые названия пород, указанные разными авторами для некоторых анализов. Так, точка породы, определенной как апатитит, но попавшей в – сектор Fe (рис.6), на самом деле соответствует породе, в значительной большей степени обогащенной железом, чем фосфором, в связи с чем ее, очевидно, следует отнести к магнетито-апатитовой (МА) и т.д.

Различие состава кальцитовых и доломитовых карбонатитов, а также фоскоритов удобно представлять на диаграммах парных отношений компонентов Mg/Ca к Si/C с использованием логарифмической шкалы (рис.8). На такого рода диаграммах точки, отвечающие доломитовым карбонатитам, располагаются вдоль горизонтальной линии со значением Mg/Ca, близким к 1.

Состав любых серий пород может быть представлен на диаграммах энтропийных характеристик Hn-An (сложность-чистота). На диаграммах такого типа можно отображать процессы эволюции вещества и изменения составов, имея в виду, что все они сводятся к фундаментальным процессам разделения и смешения [17]. Доказаны теоремы [21], согласно которым: 1) при разделении системы на две части энтропия по крайней мере одной из них меньше, чем энтропия исходной системы и 2) при смешении энтропия результирующей системы больше по крайней мере одной из исходных. Эти положения обосновывают очевидное упрощение составов при разделении и возрастание их сложности при

смешении. На диаграмме $HnAn$ могут также изображаться ряды генетически единых составов, отличающиеся степенью разделения – дифференциации, и ряды составов, полученные при смешении в различных пропорциях каких-то исходных компонентов.

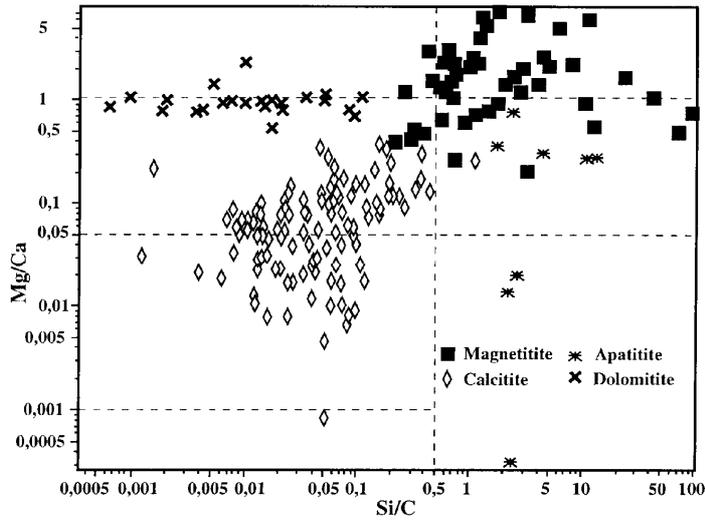


Рис. 8. Диаграмма $Mg/Ca - Si/C$ для составов пород фоскорит-карбонатитовой серии.

Карбонатиты, приближающиеся по составу к мономинеральным, явно следует считать продуктами дифференциации каких-то более сложных систем, так как не существует реальных природных соединений, при смешении которых может возникнуть порода, состоящая, скажем, на 95% из кальцита или доломита. Изображенные на рис.9 дугообразные скопления точек, нижнее из которых отвечает составам кальцитовых карбонатитов, а верхнее – доломитовых, представляют собой ряды дифференциации каких-то сложных исходных составов. В верхней части рисунка находятся две точки, одна из которых – левая отвечает аналитически идеально чистому кальциту, а правая – такому же доломиту. Большая сложность состава большинства доломитовых карбонатитов в основном определяется более сложной формулой доломита $CaMg(CO_3)_2$ по сравнению с кальцитом $Ca(CO_3)$. Отчетливо видно, что дуги совокупностей реальных составов той и другой групп пород при экстраполяции завершаются соответствующими чистыми минералами. Эти дуги начинаются в области высоких H и низких A и идут в направлении уменьшения H и роста A , точно так, как направлены эволюционные последовательности от габбро-базальтов к кислым гранитоидам [6]. Наличие таких двух ветвей составов может свидетельствовать о том, процессы дифференциации исходного вещества, которые дают кальцитовые и доломитовые карбонатиты, идут в разных физико-химических условиях и, соответственно, в пространственно разобщенных областях. С этим заключением хорошо согласуется тот геологический факт, что в Ковдорском массиве фокус конических трещин, контролирующих расположение многих тел кальцитовых карбонатитов, отмечается на глубине порядка 2 км в пределах главного рудного столба, а для более поздних доломитовых карбонатитов он поднимается до 1,3-1,5 км [19]. В карбонатитовом комплексе Альнэ, наоборот, наблюдается опускание фокуса конических трещин, с которыми связаны серии разных по возрасту и составу карбонатитов [22].

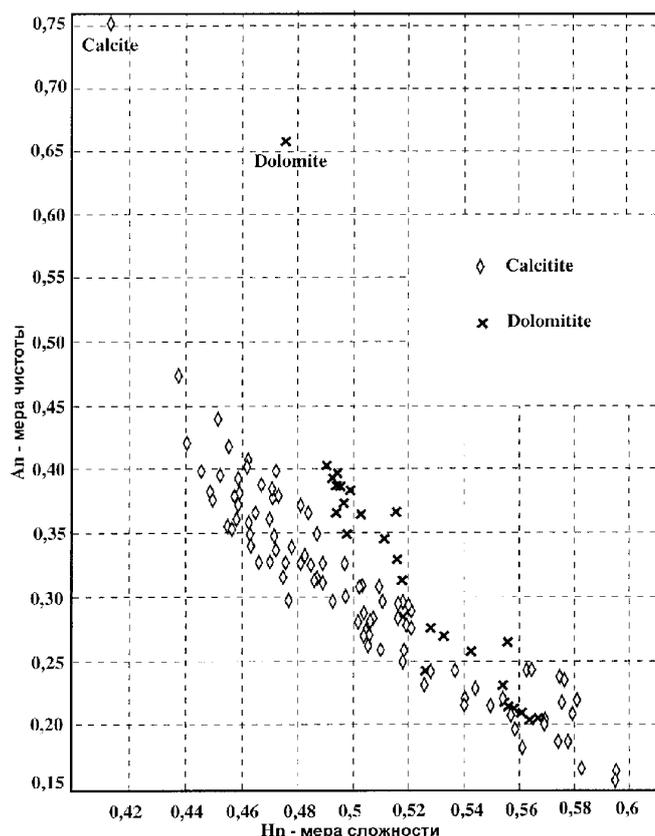


Рис. 9. Вариации H_n (сложности) и A_n (чистоты) для состава кальцитовых и доломитовых карбонатов.

На диаграмме $H_n A_n$ (рис.10) наглядно выявляется различие в составе магнетито-кальцитовых, или магнетито-кальцито-форстеритовых пород от сходных с ними пород с тетраферрифлогопитом (так называемых редкометалльных руд, RM). Первый тип пород чаще всего характеризуется меньшей сложностью и большей чистотой состава по сравнению с породами с тетраферрифлогопитом. Существует область, где фигуративные точки обоих типов пород перекрываются, что, возможно связано с тем, что в данной выборке были объединены анализы пород из разных массивов, что, строго говоря, вряд ли правомочно. Нельзя забывать, что диапазон вариаций значений сложности и чистоты для многих пород ФКК во многом определяется не только степенью дифференциации первичных магматических жидкостей, но и возможной ассимиляцией различного по составу и количеству материала вмещающих пород.

3.2.2. Минералогическая классификация и номенклатура

Номенклатура для фоскоритов до сих пор не утверждена МСГН, несмотря на предложенную Л.С. Егоровым [7-10] классификацию этих пород. Проблемы номенклатуры фоскорит-карбонатов возникают как из-за относительной редкости этих пород, так и из-за отсутствия данных по количественно-минеральному составу в большинстве их описа-

ний. Первая номенклатура фоскоритов, разработанная, Л.С. Егоровым [7,8] и иллюстрированная примерами пород Маймеча-Котуйской провинции, не является универсальной, что очевидно при применении ее для массивов Кольской щелочной карбонатитовой провинции. Это связано с тем, что Л.С. Егоров не включал кальцит (или другой карбонат) в число породообразующих минералов фоскоритов. Выше нами было приведено обоснование ошибочности этого представления, а в данном нами определении фоскоритов отражена пространственно-временная и генетическая их связь с карбонатитами.

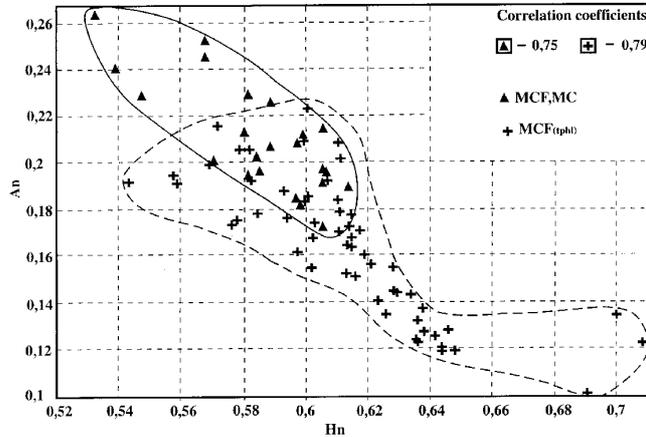


Рис. 10. Вариации N_n (сложности) и A_n (чистоты) для состава магнетито-кальцитовых, магнетито-кальци-то-форстеритовых и магнетито-кальци-то-форстеритовых с тетраферрифлогопитом (RM) пород.

Согласно принципам классификации магматических пород [12,31], граница между карбонатитами и другими породами должна проводиться по 50% содержанию карбонатов. Этот 50% принцип может быть приемлем, однако, лишь для 2х-компонентной системы, в которой один компонент – это карбонат, а другой – все остальные элементы. Если число компонентов в системе более двух, что типично для всех реальных горных пород, то этот принцип становится неприемлемым. Тем более он неприемлем для рассматриваемой серии ЩУОФК пород, состав которых можно при самом грубом приближении описать с помощью 4х-компонентной системы, где компонентами являются минералы форстерит, магнетит, апатит и кальцит.

Мы предлагаем для образования названий пород группы фоскоритов и карбонатитов, а также уточнения их номенклатуры, использовать ранговые формулы, составленные как последовательность символов минералов по падению их содержаний в породе (R_{min}). Если ограничиться только первым минералом в R_{min} , то для пород фоскорит-карбонатитовой серии мы будем иметь названия *форстеритит*, *магнетитит*, *апатитит*, *кальцитит* и т.д. Для более детального наименования любой породы можно использовать два и более символов слагающих минералов, располагаемых в порядке убывания их количества, как и в соответствующей R_{min} (в отличие от рекомендаций МСГН). Трехчленные ранговые формулы для конкретной серии пород Ковдорского ФКК приведены в табл.6, а для 3-компонентной системы форстерит-кальцит-апатит – показаны на рис.11. Часть из предложенных наименований совпадает с таковыми в классификации Л.С. Егорова, или известны с давних пор, как, например, кальцитит, магнетитит, диопсидит [12]. Все предлагаемые нами термины составлены по единому принципу – по названию главного породообразующего минерала, с давних пор используемому петрографами (например, оливинит, пироксенит и т.д.).

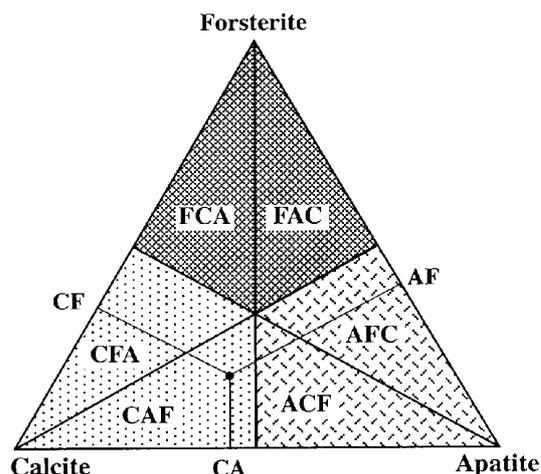


Рис. 11. Ранговые формулы в системе кальцит-форстерит-апатит. Тонкие линии – проекции состава CAF породы (черная точка) на стороны треугольника с тремя соответствующими *Rmin*. Три заштрихованных сектора соответствуют породам, названия которых даны по преобладающему минералу – кальцитит, форстеритит и апатитит.

Термин карбонатит объединяет группу ГП с преобладанием любого карбоната, а фоскорит– магнетита, апатита или форстерита/диопсида. Поскольку минеральный состав пород, как указывалось выше, бывает определен далеко не во всех случаях, то большим подспорьем для решения номенклатурных проблем являются данные *RHA*, полученные по результатам химического анализа пород. Упомянем также, что этот метод позволяет проводить одновременное сопоставление состава не только самих горных пород, но и любых слагающих их минералов. Использование *Rchem* и *Rmin* облегчает сравнение, группирование, поиск аналогов горных пород, их классифицирование и решение номенклатурных проблем.

Изложенный выше материал является лишь небольшим примером использования метода *RHA* для решения одной частной геологической задачи. Вообще, применение описанного метода обработки любых аналитических данных предоставляет широкие возможности обзора и однозначного иерархического упорядочения больших объемов информации, что недоступно другим методам.

В заключение, перечислим основные задачи, которые возможно решать с использованием метода *RHA*.

1. Создавать и хранить иерархически упорядоченные по R банки данных о химическом, минеральном, гранулометрическом составех любых объектов и вести поиск аналогов объектов по указанным признакам.
2. Выделять типичные и оригинальные составы.
3. Оценивать степень разнообразия составов объектов.
4. Оказывать помощь в идентификации объектов и совершенствовать номенклатуру объектов.
5. Сопоставлять особенности составов минералов и ГП.
6. Выявлять общие закономерности изменения составов в эволюционных рядах различных объектов.
7. Проводить на единой основе картирование Н и А (сложности и чистоты) химических составов любых объектов.

ВЫВОДЫ

1. Проведено упорядочение составов более 600 различных пород щелочно-ультраосновных и фоскорит-карбонатитовых комплексов (ЩУОФК) с помощью универсального информационного языка *RHA*. Выявлено и большое разнообразие составов этих пород, а степень их различия оценена количественно с использованием евклидова расстояния в химическом пространстве.

2. На примере этой серий пород было продемонстрировано, что сочетание ранговой формулы, энтропии H_p и анэнтропии A_p может считаться настоящим «химическим паспортом» состава породы, обеспечивающим решение большого количества задач.

3. С помощью метода *RHA* установлено, что средний состав ЩУОФК пород Карело-Кольской провинции наиболее близок к составу оливиновых мелилититов.

4. Дано уточненное определение термина фоскорит, обозначающего плутонические ультрамафические породы ($M > 90\%$), фосфатно-оксидно-карбонатно-силикатные по составу, существующие в тесной пространственно-временной ассоциации с карбонатитами и часто образующие фоскорит-карбонатитовые серии».

5. С применением метода *RHA* выполнено классифицирование пород фоскорит-карбонатитовых комплексов и разработана простая номенклатура, основанная на ранговых формулах, составленных как последовательность символов минералов по падению их содержаний в породе (*Rmin*).

ЛИТЕРАТУРА

1. Барт Т., Рамберг И. (1969) Кольцевой комплекс Фен. В кн.: Карбонатиты. Науки о Земле. М., Мир. **19**, с. 234-262.
2. Бородин Л.С., Лалин А.В., Харченко А.Г. (1973) Редкометалльные камафориты. М.: Наука. 176 с.
3. Булах А.Г., Иваников В.В. (1984) Проблемы минералогии и петрологии карбонатитов. Л.: Изд. ЛГУ. 242 с.
4. Владыкин Н.В. (2001) Алданская провинция К-щелочных пород и карбонатитов: вопросы магматизма, генезиса и глубинных источников. В сб. Щелочной магматизм и проблема глубинных источников. Иркутск, с. 18-46.
5. Гарсон М.С. (1969) Карбонатиты Малави. В кн.: Карбонатиты. Науки о Земле. М., Мир. **19**, с. 50-86.
6. Егоров Д.Г. (1997) Информационные меры для анализа геологических самоорганизующихся систем. // СПб, Наука. С. 64.
7. Егоров Л. С. (1976) Классификация и генезис апатитовых руд карбонатитовых комплексов. В кн.: Апатитоносность Севера Сибири. Л.: Тр. НИИГА, с. 46-59.
8. Егоров Л.С. (1980) Породы фоскоритовой серии (апатит-магнетитовые руды) массива Ессей и некоторые вопросы петрологии, классификации и номенклатуры апатит-оливин-магнетитовых пород ийолит-карбонатитовых комплексов. В сб. Щелочной магматизм и апатитоносность севера Сибири. Л., Изд. НИИГА, с.39-60.
9. Егоров Л.С. (1991) Ийолит-карбонатитовый плутонизм. Л.: Недра. 260 с.
10. Егоров Л.С. (1992) Фоскориты Маймеча-Котуйского ийолит-карбонатитового комплекса. // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. Ч. 121. В. 3. С. 13-26.
11. Каледонский комплекс ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов Кольского полуострова и Северной Карелии. (1965) // Кухаренко А.А., Орлова М.П., Булах А.Г., Багдасаров Э.А., Римская-Корсакова О.М., Нефедов Е.И., Ильинский Г.А., Сергеев А.С., Абакумова Н.Б. и др. М.: Недра. 772 с.
12. Классификация магматических (изверженных) пород и словарь терминов. (1997) Под ред. С.В. Ефремовой. М., ОАО Изд. Недра. 248 с.
13. Конев А.А., Воробьев Е.И., Лазебник К.А. (1996) Мурунский щелочной массив. Новосибирск, Изд. СО РАН. 224 с.
14. Магматические горные породы. Щелочные породы. (1984) Под ред. В.А. Кононовой. М., Наука. Т. 2. 416 с.
15. Мошкин С.В., Шелемов А.С., Богачев В.А., Иваников В.В., Петров Т.Г., Филиппов Н.Б., Франк-Каменецкий Д.А. (2000) "PETROS" - новый программный комплекс для обработки и анализа петрогеохимии

ческой информации. //В кн.: Петрография на рубеже XXI века. Итоги и перспективы. Т.1. Общие проблемы петрографии. Мат-лы 2-го Всерос. Петрографического сов. 27-30 июня 2000г. Сыктывкар, с. 285-287.

16. Петров Т.Г. (1971) Обоснование варианта общей классификации для геохимических систем. // Вестн. ЛГУ. No 18, с. 30-38.

17. Петров Т.Г. (1995) Проблема разделения и смешения в неорганических системах. // В кн.: Геология. Т. 2. Изд. МГУ, с.181-186.

18. Петров Т.Г. (2001) Информационный язык для описания состава поликомпонентных объектов. // Научно-техническая информация. No 3, с. 8-18.

19. Римская-Корсакова О.М., Краснова Н.И. (2002) Геология месторождений Ковдорского массива. Изд. СПбУ. 146 с.

20. Терновой В.И. (1977) Карбонатитовые массивы и их полезные ископаемые. Л., Изд. ЛГУ. 168 с.

21. Шурубор Ю.В. (1972) Об одном свойстве меры сложности геохимических систем. // Доклады АН СССР. Т. 205. No 2, с.453-456.

22. Эккерман Г. (1969) Карбонатиты Альнё. В кн.: Карбонатиты. Науки о Земле. М., Мир. 19, с. 23-49.

23. Balaganskaya E.G., Downes H., Liferovich R.P., Verhulst A., Demaiffe D. and Laaioki K. (2001 a) Origin of clinopyroxenite, phoscorites and carbonatites of the Seblyavr massif, Kola Alkaline Province, Russia. *Res Terrae. Publ. of University of Oulu, Department of Geology. Ser. A.* 17, 1-36.

24. Balaganskaya E.G., Krasnova N.I. and Liferovich R.P. (2001 b) Palaeozoic alkaline magmatism on the North-Eastern Baltic Shield. Part I. Kovdor ultramafic-alkaline carbonatite complex. *Res Terrae. Publ. of University of Oulu, Department of Geology. Ser. A.* 20, 25-63.

25. Bulakh A.G. and Iskoz-Dolinina I.P. (1978) Origin of carbonatites in the Central'nyy massif, Turi Peninsula. *Int. Geol. Rev.* 20, 822-828.

26. Dunworth, E.A., and Bell, K. (2001) The Turij Massif, Kola Peninsula, Russia: Isotopic and Geochemical Evidence for Multi-source Evolution. *J. Petrol.* 42, No 2, 377-405.

27. Gittins J. and Harmer R. (1997) What is ferrocarnatite? A revised classification. *J. Afr. Earth Sci.* 25, (1), 159-168.

28. Holmes A. (1937) The petrology of Katungite. *Geol. Mag.* 74, 200-219.

29. Kogarko L.N., Kononova V.A., Orlova M.P. and Woolley A.R. (1995) Alkaline Rocks and Carbonatites of the World. Part 2: former USSR. London, Chapman and Hall. 1995.

30. Le Bas M.J. (1977) Carbonatite-nephelinite volcanism. London, John Wiley.

31. Le Maitre R.W. (ed.) (1989) A Classification of igneous rocks and glossary of terms. Blackwell Scientific Publications, Oxford, U.K.

32. Nielsen T.F.D. and Veksler I.V. (2002) Is natrocarbonatite a congregate condensate? *Contrib. Mineral. Petrol.* 142, 425-435.

33. Russel H.D., Hiemstra S.A. and Groeneveld D. (1954) The mineralogy and petrology of the carbonatite at Loolekop, Eastern Transvaal. *Trans. Geol. Soc. S. Africa.* 57, 197-208.

34. Shannon C.E. (1948) A mathematical theory of communication. *Bull. System. Techn. J.* 27, 379, 623.

35. Stoppa F. and Lupini L. (1993) Mineralogy and petrology of the Polino monticellitite calciocarbonatite (Central Italy). *Mineral. Petrol.* 49, 213-231.

36. Stoppa F. and Woolley A.R. (1997) The Italian carbonatites: field occurrence, petrology and regional significance. *Mineral. Petrol.* 59, 43-67.

37. Tuttle O.F. and Gittins J. (1966) Carbonatites. Interscience Publishers. New York.

38. Veksler I.V., Nielsen T.D.F. and Sokolov S.V. (1998) Mineralogy of crystallized melt inclusions from Gardiner and Kovdor ultramafic alkaline Complexes: Implications for carbonatite genesis. *J. Petrol.* 39, No 11-12, 2015-2031.

39. Verhulst, A., Balaganskaya, E., Kirnarsky, Yu. and Demaiffe, D. (2000) Petrological and geochemical (trace elements and Sr-Nd isotopes) characteristics of the Palaeozoic Kovdor ultramafic, alkaline and carbonatite intrusion (Kola Peninsula, NW Russia). *Lithos.* 51, 1-25.

40. Woolley A.R. and Kempe D.R.C. (1989) Carbonatites: nomenclature, average chemical composition and element distribution. Pp. 1-14 in: *Carbonatites: genesis and evolution.* (Bell K., editor). Unwin Human, London.

ВКЛЮЧЕНИЯ В МИНЕРАЛАХ КОВДОРСКОГО МАССИВА УЛЬТРАОСНОВНЫХ, ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД И КАРБОНАТИТОВ КАК ИНДИКАТОРЫ ЭНДОГЕННЫХ ЭВОЛЮЦИОННЫХ ПРОЦЕССОВ

МИХАЙЛОВА Ю.А.¹, КРАСНОВА Н.И.¹, КРЕЦЕР Ю.Л.²,
УОЛЛ Ф.³, ПАХОМОВСКИЙ Я.А.⁴

¹ – С.-Петербургский Государственный Университет, y_mikhailova@mail.ru, ikrasn@comset.net;

² – АО “Механобр-Аналит”, С.-Петербург;

³ – Музей Естественной Истории, Лондон, fw@nhm.ac.uk;

⁴ – Геологический Институт КНЦ РАН, Анатумы, pakhom@geoksc.apatity.ru.

Включения в главных породообразующих минералах пород Ковдорского массива имеют различную морфологию, фазовый и химический состав, а также температуры гомогенизации. Установлено, что ассоциации дочерних минералов в раскристаллизованных включениях в оливине, пироксене, мелилите и нефелине закономерно изменяются в зависимости от типа породы. В минералах самых древних ультраосновных пород включения имеют оксидно-силикатный состав, в минералах более молодых щелочных пород – карбонатно-силикатный, а в минералах камафоритов и карбонатитов во включениях присутствуют главным образом карбонаты. На основании изучения составов водных вытяжек из включений в апатите из различных пород массива, сделаны выводы об эволюции состава и свойств растворов, участвовавших в формировании апатитсодержащих пород. Так, в вытяжках из апатита в ряду от ийолитов до наиболее поздних доломитовых карбонатитов закономерно увеличивается содержание ионов Са, Mg и HCO₃ при одновременном уменьшении роли ионов Na, K, Cl и SO₄. На основании опытов по гомогенизации включений определено, что температуры формирования ультраосновных пород были не ниже 1200-1300°С, а температуры образования меллитовых пород и ийолитов были не ниже 950 – 1000°С. Составы стекол, полученных при нагревании в высокотемпературной печи включений в оливине из ультраосновных пород и последующей закалке, близки к составу исходной породы. Для апатита из пород флогопитового комплекса и камафоритов характерна большая гетерогенность состава включений, вследствие чего по температурам их гомогенизации невозможно достоверно оценивать температуру образования минерала. Полученная в результате изучения включений информация может быть полезна для понимания генезиса щелочных магм.

ВВЕДЕНИЕ

Как известно, включения – это “микропробы плененных минеральных материнских расплавов и растворов” [2], и они являются источником важной генетической информации, которую зачастую сложно получить иными методами. Изучение включений в минералах карбонатитовых массивов привлекало внимание многих ученых [11,12,17,18,19], причем немало публикаций посвящено одному из наиболее сложных и интересных объектов – Ковдорскому массиву.

Целью настоящей работы было изучение морфологии, закономерностям распределения, фазового и химического состава включений в минералах пород Ковдорского массива, а также определение их поведения при нагревании и температур гомогенизации. Авторы искренне надеются, что приобретенная в результате изучения включений новая информация, может быть полезна для понимания генезиса и путей эволюции щелочных магм.

КРАТКИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Ковдорский массив ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов расположен на юго-западе Кольского полуострова (Мурманская область, Россия). Геологическое строение, минералогия и петрография массива охарактеризованы многими авторами [4,10,13,14].

Массив представляет собой сложную многофазную интрузию центрального типа, в образовании которой участвует большое количество пород. Ее отчетливо кольцевое строение обусловлено последовательным внедрением тяготеющих к единому центру различных по составу интрузивных пород, сопровождающимся их интенсивным метасоматическим изменением.

Древнейшими породами массива являются оливиниты, слагающие его ядро, площадью около 8 км². Пироксениты окружают ядро оливинитов с юга, запада и востока, образуя прерывистую полукольцевую зону, они также наблюдаются в оливинитах в виде жил, а в некоторых случаях оливиниты через зону оливинно-пироксеновых^{5*} пород постепенно переходят в пироксениты.

Краевую зону массива слагают щелочные породы. В современном эрозионном срезе ширина кольца щелочных пород колеблется от 100 до 600-800 м. В размещении различных типов щелочных пород отмечается зональность, подчиненная плану концентрического строения массива: ийолиты и мельтейгиты развиты во внешней зоне, ийолиты, ийолитуртиты и уртиты - во внутренней.

Мелилитовые и существенно монтичеллитовые породы широко распространены в Ковдорском массиве и локализируются преимущественно в северной его части. Они образуют мощную (до 1км) полукольцевую зону между ультраосновными и щелочными породами, и слагают ряд меньших по размеру тел среди ийолитов и пироксенитов в других частях массива. Выделяют две основные разновидности мелилитсодержащих пород: 1) наиболее распространенные турьяиты– флогопитовые и пироксеновые, содержащие кроме мелилита и нефелина, переменные количества флогопита и пироксена; 2) мелилитолиты (более 70–80% мелилита) [10].⁶

Породы флогопитового комплекса приурочены к северной части массива, где образуют полукольцевую зону протяженностью 8км и мощностью 1.5–2 км по периферии центрального оливинитового ядра. Они представлены средне и мелкозернистыми флогопито-диопсидо-оливиновыми породами с линзами крупно- и гигантозернистых пород где отдельные кристаллы флогопита достигают 1 метра и более.

На заключительных этапах становления Ковдорского массива сформировались многочисленные камафоритовые штокверки– так называемый “рудный комплекс”. Петрогра-

⁵ * - здесь и далее порядок минералов в составных названиях пород соответствует соотношениям: оливина > диопсида.

фически этот комплекс представлен разнообразными породами с переменным соотношением четырех главных минералов: магнетита, форстерита, апатита и кальцита [10]. Эти породы весьма разнообразны и представляют наибольший промышленный интерес, так как с ними связаны проявления различных магнетито-апатитовых, магнетито-апатито-бадделейтовых, редкометалльных и карбонатно-апатитовых руд.

Карбонатиты в Ковдорском массиве разнообразны по составу и распространены во многих его частях. Они представлены несколькими типами: кальцитовыми карбонатитами, имеющими самое широкое распространение, доломитовыми и доломито-кальцитовыми карбонатитами.

Нефелиновые сиениты - наиболее молодые интрузивные породы, их маломощные жилы секут все вышеперечисленные породы, включая карбонатиты.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Образцы пород и руд отобраны нами в течение полевых сезонов 1999–2001 г.г. в пределах вскрытых карьерами месторождений Ковдорского массива: флогопитового, комплексного месторождения железных, фосфорных и редкометалльных руд (камафоритов), месторождения кальцитовых карбонатитов и вермикулитового месторождения. Кроме того, для исследований использовались образцы из обширной ковдорской коллекции кафедры минералогии СПбГУ.

В ходе работы для оценки распространенности включений в минералах, описания их формы, размеров, распределения в зерне минерала-хозяина было изготовлено и описано более 100 шлифов. Кроме того, для микронзондового анализа дочерних минералов в раскристаллизованных включениях, а также для экспериментов по гомогенизации отдельные зерна минералов, содержащие включения, отбирались под микроскопом в специальной кювете, заполненной иммерсионной жидкостью с показателем преломления, близким к показателю преломления минерала.

Составы дочерних минералов в раскристаллизованных включениях были получены с помощью микронзондового анализа (Cameca SX50 и Hitachi S2500 SEM, Музей Естественной Истории, Лондон и Camscan-4 Link-10000, АО Механобр-Аналит, СПб).

Часть опытов по гомогенизации включений проведена с использованием термокамеры конструкции В.А. Калюжного. Точность измерения температуры составила ± 20 °С. Максимальная температура в 700°С, до которой было возможно нагревать зерна минерала с включением в термокамере, для наших целей оказалась мала. Поэтому для достижения более высоких температур использовалась муфельная печь, точность измерения температуры в которой, оказалась ниже (± 50 °С). Кроме того, в муфельной печи невозможно прямое наблюдение фазовых превращений, поэтому включения доводились до гомогенного состояния поэтапно. Пластинка минерала с включением, нагретая в печи до некоторой температуры, быстро закаливалась и, таким образом, фиксировалось фазовое состояние содержимого включения при данной температуре. Затем пластинка снова нагревалась, но уже до более высокой температуры, снова закаливалась и так до достижения полной гомогенизации включения [7]. Опыты по определению температуры частичной гомогенизации продуктов дистектики в оливине оливинитов и пород флогопитового комплекса проводились также при нагревании зерен в муфельной печи. Для этого зерна оливина помещались в кварцевую трубочку, из которой откачивался воздух с тем, чтобы предотвратить окисление минерала при нагревании. Затем трубочка запаивалась с помощью вольтовой дуги и помещалась в муфельную печь, после чего проводилось поэтапное нагревание препаратов.

Состав водных вытяжек из включений в апатите определялся по наиболее распространенной схеме анализа по А.А. Москалюк [5]. Апатит был отобран из раздробленных проб сначала под биноклем, а затем в специальной кювете с дистиллированной водой

под микроскопом при увеличении 340. Такой тщательный отбор позволил полностью удалить все посторонние минералы и, кроме того, изучить включения и оценить их концентрацию в пробах. Отбирались только чистые, прозрачные зерна апатита, содержащие как можно меньшее количество трещин и приуроченных к ним вторичных включений. Чистая мономинеральная фракция многократно промывалась дистиллированной водой и просушивалась при 60–80°C. Навески проб брались в зависимости от количества заключенных в минерале включений (для апатита из ийолитов –200г., для остальных пород –по100г.) [3]. Отобранные фракции истирались до пудры в агатовой ступке во избежание загрязнения металлами. Истертые пробы заливались бидистиллятом, взбалтывались, подогревались, отстаивались в течение 12 часов и фильтровались [6,15]. Таким образом получался фильтрат А. После повторения всех этих операций еще два раза получались фильтраты В и С. Так были получены тройные вытяжки, они позволили учесть растворимость самого апатита и возможных минеральных примесей. Результаты анализов первой вытяжки характеризуют суммарные количества ионов, экстрагированных из включений, и ионов, появившихся за счет растворения апатита, а также ксеногенных включений в нем. Вторая вытяжка – промывочная, ее состав – это сумма ионов, появившихся за счет растворения минерала и ионов, оставшихся от первой вытяжки. Состав третьей вытяжки (холостой опыт) – результат растворимости минерала и твердых включений в нем [5].

Анализ водных вытяжек проводился в следующем порядке:

I. *Определение pH вытяжки потенциометрическим методом.*

II. *Определение концентрации ионов HCO_3^- , Cl^- , SO_4^{2-} , Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} .*

При определении ионов применялись следующие методики:

HCO_3^- - титрование соляной кислотой с индикатором (метилоранж);

Cl^- - титрование в нейтральной или слабощелочной среде раствором нитрата серебра в присутствии хромата калия и этилового спирта;

SO_4^{2-} - нефелометрическим методом с хлористым барием;

Na^+ - весовой метод с помощью цинк-уранил-ацетата;

K^+ - объемный кобальтинитритный метод;

Ca^{2+} - оксалатный метод;

Mg^{2+} - трилонометрический.

III. *Определение воды из отдельной навески.*

Состав растворов во включениях из исследуемой пробы рассчитан по формуле

$(A + B) - 2C$, где А, В, С – составы фильтратов водных вытяжек.

Погрешность всех анализов вычислялась по формуле [16]:

$$G = (\sum_{\text{ан}} - \sum_{\text{кат}}) / (\sum_{\text{ан}} + \sum_{\text{кат}}) \cdot 100\%,$$

где G, % - общая ошибка анализа; $\sum_{\text{ан}}$ и $\sum_{\text{кат}}$ – суммы анионов и катионов соответственно. Газовые анализы выполнялись в лаборатории Геологического Института КНЦ РАН, Апатиты под руководством С.В. Икорского. Дробление проб осуществлялось в шаровой мельнице в разряженной среде. Определение горючих компонентов производилось на хромотермометрическом газоанализаторе ХТХГ-1, CO_2 определялось титрометрическим методом.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗУЧЕНИЯ СОСТАВА ВКЛЮЧЕНИЙ В МИНЕРАЛАХ

В настоящее время по своему фазовому составу включения отличаются от того состояния, в котором они были при своем образовании. После захвата минералом-хозяином

включения при снижении температуры произошла их гетерогенизация. При охлаждении вещество минерала-хозяина кристаллизуется из захваченной порции минералообразующей среды на стенках вакуолей. Вмещающие минералы при изменениях физико-химических параметров могут взаимодействовать с захваченным флюидом, либо расплавом-раствором и дочерними минералами [9,19]. Ниже представлены результаты изучения включений в оливине, пироксене, нефелине, апатите и мелилите из различных пород, слагающих Ковдорский массив.

ОЛИВИНИТЫ И ПИРОКСЕНИТЫ

В ультраосновных породах (оливинитах и пироксенитах) наибольший интерес представляют оливин и пироксен. В оливине из оливинитов постоянно содержится множество тончайших закономерных ориентированных параллельно плоскостям (100) и (010) минерала-хозяина сростков магнетита с диопсидом (рис.1). Эти включения приурочены обычно

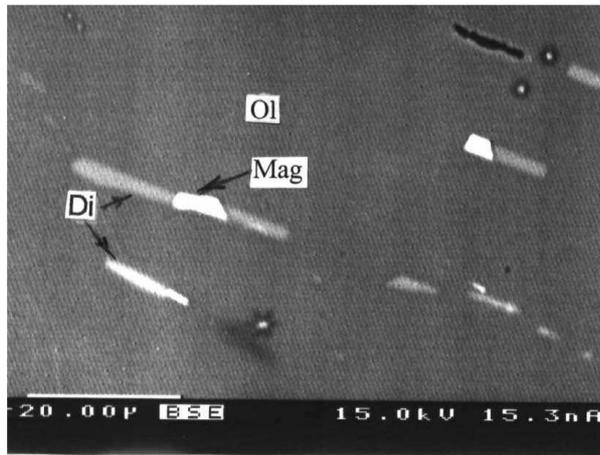
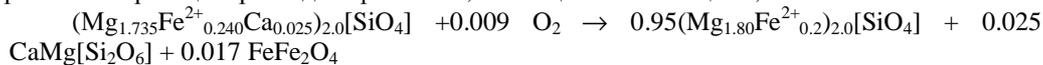


Рис. 1. Пластинчатые структуры распада твердого раствора в оливине из оливинита (Di – диопсид; Mag – магнетит).

к центральным частям зерен. Магнетит нередко имеет причудливую скелетную, или дендритную форму. Размеры этих включений, как правило, не превышают 0,3x0,05 мм при толщине 0,001 мм. Содержание таких включений в оливине достигает 5% от объема вмещающего минерала-хозяина. Эти включения были отнесены к структурам распада твердого раствора первичного оливина, однако силикатная фаза ранее не была достоверно определена [4]. Нами эта фаза была однозначно диагностирована как диопсид, что позволило рассчитать реакцию распада первичного, обогащенного кальцием, оливина:



Оливин и пироксен содержат многочисленные первичные включения двух типов: раскристаллизованные (рис. 2, 3), заполненные зернами различных минералов, и многофазные. В последних до 30% объема занимает газ, а остальное пространство слагают дочерние минералы. Первичные включения в зернах оливина и пироксена распределены беспорядочно, без определенной ориентировки относительно кристаллографических направлений минерала-хозяина. Размеры включений от 20-30 до 100 мкм. Нередко и в оли-

вине, и в пироксене можно видеть первично-вторичные и вторичные включения, развивающиеся по трещинам и заполненные, вероятно, газом.

В результате исследования раскристаллизованных включений в оливине из оливинитов установлено, что после захвата зернами минерала первичных включений, на стен

Таблица 1.

Химический состав дочерних минералов во включениях в оливине из оливинита (по данным микрозондового анализа, мас. %)

	м и н е р а л ы								
	O1 1*	O1 2*	Di 3	Phl 4	Mag 5	Ap 6	Bad 7*	Prv ¹ 8*	Spl ² 9*
SiO ₂	40.45	38.78	53.74	42.51	0.00	1.60	0.00	0.23	0.00
TiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.00	2.89	0.00	0.00	54.08	0.00
ZrO ₂	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	97.42	0.00	0.00
HfO ₂	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.26	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	0.00	0.00	1.33	13.28	0.08	0.19	0.00	0.00	69.98
FeO ₂	9.04	27.62	3.15	2.54	92.47	0.38	0.27	1.58	2.87
MgO	50.09	31.40	16.48	27.10	4.06	2.40	0.00	0.00	26.97
CaO	0.24	1.05	25.15	0.00	0.00	54.00	0.37	36.66	0.00
MnO	0.20	0.66	0.00	0.00	0.45	0.00	0.00	0.00	0.00
SrO	0.00	0.00	0.00	0.68	0.00	0.14	0.00	0.57	0.00
BaO	0.00	0.00	0.00	0.37	0.00	0.00	0.00	0.33	0.00
Na ₂ O	0.00	0.00	0.17	0.92	0.00	0.20	0.00	0.95	0.00
K ₂ O	0.01	0.00	0.00	9.63	0.00	0.17	0.00	0.56	0.00
P ₂ O ₅	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	40.20	0.00	0.00	0.00
Σ	100.03	99.51	100.02	97.03	99.95	99.28	99.89	95.38	99.82

Примечания: ¹ – перовскит также содержит (в мас.%) TR₂O₃ 4.13; ² – шпинель содержит также Cr₂O₃ 0.22 и ZnO 0.20; * – анализы выполнены в Геологическом Институте КНЦ РАН, Апатиты (аналитик Я.А. Пахомовский), 2001; остальные анализы выполнены в Музее Естественной Истории, Лондон (аналитик Уолл Ф), 2000; O1 – оливин; Di – диопсид; Phl – флогопит; Mag – магнетит; Ap – апатит; Bad – бадделейт; Prv – перовскит; Spl – шпинель.

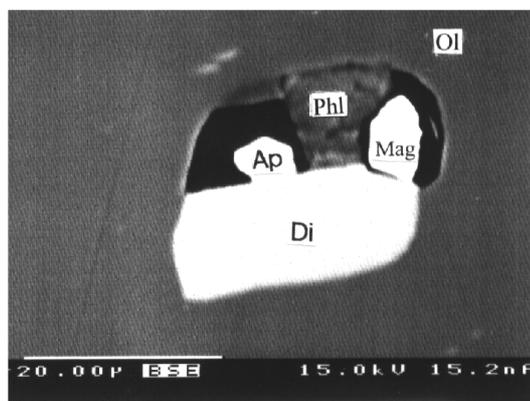


Рис. 2. Первичное включение в оливине из оливинита (Ap – апатит; Phl – флогопит; Mag – магнетит; Di – диопсид; Ol - оливин).

ках последних образовывалась кайма обогащенного железом оливина, ширина которой варьирует в зависимости от размера включения. В таблице 1 приведены микрозондовые анализы оливина-хозяина (таб.1., ан.1) и оливина, образующего кайму, шириной около 15–20 мкм, на стенке полости одного крупного включения (таб. 1., ан.2). Содержимое включений чаще всего представлено зернами диопсида, флогопита и магнетита (таб.1., ан. 3-5). Эти минералы есть почти в каждом включении (рис.2) и они занимают большую часть объема. Часто присутствует апатит (таб.1, ан.6), но в виде мелких зерен. Во включениях обнаружены единичные зерна бадделейта, перовскита и шпинели (таб.1., ан.7-9).

Таблица 2.

Химический состав дочерних минералов во включениях в пироксене из пироксенита (по данным микрозондового анализа, мас. %).

	м и н е р а л ы					
	Phl 1	Brt 2*	Zrn 3	Ne 4*	Prv ¹ 5*	Ttn 6*
SiO ₂	37.44	0.00	34.87	39.75	0.16	30.79
TiO ₂	1.97	0.00	0.00	0.00	58.11	38.84
ZrO ₂	0.00	0.00	64.04	0.00	0.00	0.00
HfO ₂	0.00	0.00	1.59	0.00	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	15.00	0.00	0.00	34.84	0.00	0.33
FeO _Σ	9.30	0.00	0.30	0.81	1.18	1.17
MgO	22.49	0.00	0.00	0.06	0.00	0.03
CaO	0.61	0.07	0.00	2.00	34.83	28.83
MnO	0.10	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02
SrO	0.00	0.00	0.00	0.80	1.01	0.00
BaO	2.37	65.89	0.00	0.00	1.64	0.00
Na ₂ O	2.05	0.00	0.00	15.94	1.00	0.00
K ₂ O	7.79	0.00	0.00	5.74	0.76	0.00
Cl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
SO ₃	0.00	34.43	0.00	0.00	0.00	0.00
Сумма	99.12	100.39	100.08	99.94	99.59	100.21

Примечания: ¹ – перовскит содержит TR₂O₃ – 2.13 мас.%; * – анализы выполнены в Геологическом Институте КНЦ РАН, (аналитик Я.А. Пахомовский), 2001; остальные анализы выполнены в АО Механообр – Аналит (аналитик Ю.Л. Крецер), 2001; Phl – флогопит; Brt – барит; Zrn – циркон; Ne – нефелин; Prv – перовскит; Ttn – титанит.

Все включения в пироксене из пироксенита содержат флогопит (таб.2. ан.1) и магнетит. Слюда образует крупные зерна, иногда занимающие до половины объема включения. Кроме того, почти всегда во включениях присутствует барит (таб.2. ан.2). В отдельных включениях в пироксене были обнаружены циркон, нефелин, перовскит и титанит (таб.2. ан. 4-6).

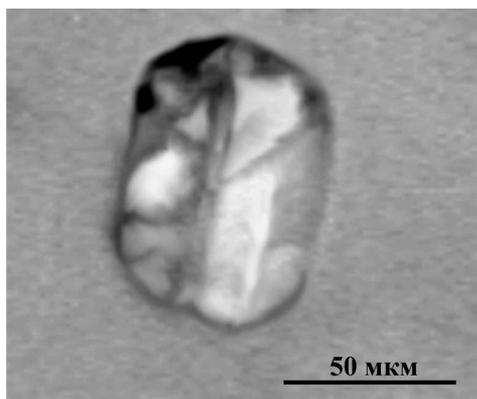


Рис. 3. Первичное раскристаллизованное включение в пироксене из пироксенита.

Включения в оливине из оливино-пироксеновых пород, развитых в переходной зоне между оливинитами и пироксенитами [4], на первый взгляд неотличимы от включений в оливине из оливинитов. Дальнейшее изучение показало, что включения в оливине из этих двух типов пород по составу дочерних минералов и температурам гомогенизации действительно идентичны.

Таблица 3.

Химический состав дочерних минералов во включениях в мелилите из мелилитов и турьяитов (по данным микрозондового анализа, мас. %)

	МЕЛИЛИТОЛИТ						ТУРЬЯИТ			
	Mel 1*	Phl 2	Di 3	Fo 4	Cal 5	Sht 6*	Mel 7*	Phl 8	Di 9*	Cal 10
SiO ₂	43.49	40.88	54.42	41.00	0.00	0.00	43.71	40.25	51.56	0.00
TiO ₂	0.02	0.81	0.23	0.09	0.00	0.00	0.07	1.88	1.01	0.00
Al ₂ O ₃	4.28	12.05	0.16	0.01	0.00	0.00	3.35	13.04	1.77	0.00
FeO ₂	3.04	5.69	2.76	7.24	0.04	0.00	3.05	5.44	5.12	0.07
MgO	9.32	24.57	16.94	50.78	0.11	0.04	10.45	24.38	15.05	0.14
CaO	37.57	1.06	25.47	0.34	55.78	36.44	36.86	0.03	24.98	55.69
MnO	0.04	0.03	0.05	0.31	0.04	0.00	0.12	0.01	0.14	0.05
SrO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.09	0.37	0.00	0.00	0.00	0.10
BaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Na ₂ O	2.35	0.08	0.18	0.05	0.00	20.06	2.27	1.26	0.28	0.00
K ₂ O	0.05	10.47	0.03	0.00	0.00	0.03	0.05	9.02	0.03	0.00
P ₂ O ₅	0.00	0.01	0.01	0.02	0.00	0.00	0.09	0.00	0.00	0.00
Cl	0.00	0.23	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.08	0.00	0.00
SO ₃	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
сумма	100.16	95.89	100.25	99.84	56.11	56.94	100.02	95.39	100.39	56.06

Примечания: * – анализы выполнены в Геологическом Институте КНЦ РАН (аналитик Я.А. Пахомовский), 2001; остальные анализы выполнены в АО Механобр – Аналит, СПб (аналитик Ю.Л. Крецер), 2001; Mel – мелилит; Phl – флогопит; Di – диопсид; Fo – форстерит; Cal – кальцит; Sht – шортит.

Таблица 4.

Химические составы дочерних минералов во включениях в пироксене из турьяита (по данным микронзондового анализа, мас. %).

	МИНЕРАЛЫ						
	Mel 1	Ne 2	Phl 3	Phl 4	Cal 5*	Sht 6*	Nye 7*
SiO ₂	45.28	40.77	39.22	38.88	0.00	0.00	0.00
TiO ₂	0.00	0.12	0.43	0.47	0.00	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	6.30	33.86	14.59	14.38	0.00	0.00	0.00
FeO _Σ	3.00	0.94	7.48	4.78	0.11	0.00	0.20
MgO	9.05	0.17	23.06	25.05	0.30	0.10	0.11
CaO	33.38	3.06	0.20	0.49	56.03	37.09	35.80
MnO	0.00	0.00	0.11	0.04	0.05	0.30	0.00
SrO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.04	0.02
BaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00
Na ₂ O	3.26	14.95	0.68	1.93	0.03	20.11	30.97
K ₂ O	0.04	5.76	9.84	8.96	0.00	0.00	0.04
P ₂ O ₅	0.09	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.03
Cl	0.00	0.00	0.14	0.22	0.00	0.00	0.00
SO ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
сумма	100.40	99.63	95.76	95.20	56.56	57.67	67.35

Примечания: * – анализы выполнены в Геологическом Институте КНЦ РАН, Апатиты (аналитик Я.А. Пахомовский), 2001; остальные анализы выполнены в АО Механобр – Аналит, СПб (аналитик Ю.Л. Крецер), 2001. Срх – клинопироксен; Mel – мелилит; Ne – нефелин; Phl – флогопит; Cal – кальцит; Sht – шортит; Nye – ньеререит.

МЕЛИЛИТОВЫЕ ПОРОДЫ

В мелилите, пироксене и нефелине из мелилитовых пород нами обнаружены раскристаллизованные первичные включения, которые, насколько можно судить при просмотре под микроскопом, по составу дочерних минералов подразделяются на три вида: существенно силикатные, существенно карбонатные и промежуточные, в которых в переменных пропорциях присутствуют как силикаты, так и карбонаты. Форма включений чаще всего округлая, овальная, средний размер 40–60 мкм.

Существенно силикатные первичные включения в мелилите из мелилитов и турьяитов (таб. 3., ан. 1 и 7) всегда содержат флогопит и диопсид (таб. 3, ан. 2,3 и 8,9). Во включениях в мелилите из мелилитов встречаются зерна форстерита (таб. 3, ан. 4), в то время как мелилит из турьяитов во включениях форстерита не содержит. Среди карбонатов преобладает кальцит (таб. 3, ан.5 и 10), но в нескольких включениях в мелилите из мелилитита найден другой карбонат – шортит, один из анализов которого представлен в столбце 6 табл. 3.

Пироксен из турьяитов, подобно мелилиту, содержит во включениях как силикатные фазы – нефелин, флогопит и, в данном случае, мелилит, (таб. 4., ан. 1–4), так и карбонатные, среди которых установлены кальцит, шортит и ньеререит (таб. 4., ан.5 –7). Основной объем существенно силикатных первичных раскристаллизованных включений занимают мелилит и нефелин, а зерна флогопита, размер около 30 мкм, встречаются не во всех включениях. Среди карбонатов преобладает кальцит, он присутствует в каждом включении силикатно-карбонатного типа и образует зерна размером до 30–40 мкм. Шортит и ньеререит довольно редки, и были обнаружены только в нескольких включениях вместе с кальцитом. Эти два минерала находятся во включениях в виде очень мелких зерен и ино-

гда образуют тесные срастания друг с другом и с кальцитом. Это вызвало некоторые затруднения при их анализе.

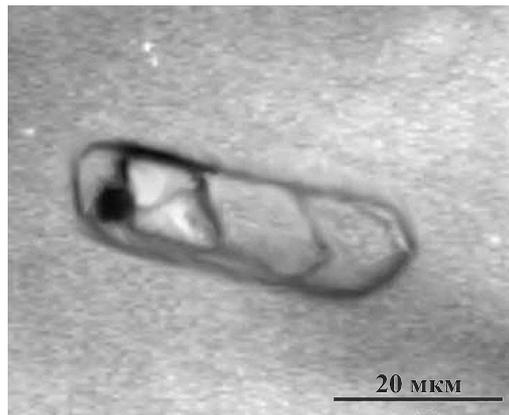


Рис. 4. Первичное раскристаллизованное включение в нефелине из турьяита.

В нефелине, наряду с раскристаллизованными включениями содержится некоторое количество первичных включений, в которых, кроме газового пузырька правильной формы, диагностируется и жидкая фаза (рис. 4), а доля дочерних кристаллов составляет 50-70% от общего объема. Такие включения чаще всего имеют форму, вытянутую параллельно оси *c* нефелина.

ИЙОЛИТЫ И ИЙОЛИТ-ПЕГМАТИТЫ

В пироксене и нефелине из ийолитов и ийолит-пегматитов первичные включения состоят из нескольких дочерних минералов (раскристаллизованные), но иногда

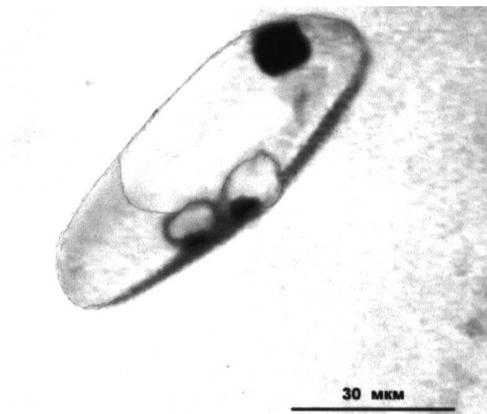


Рис. 5. Первичное раскристаллизованное включение в нефелине из ийолита.

присутствует небольшое количество газа (не более 30% от объема включения). Отличительной особенностью рассматриваемых включений является значительное преобладание силикатных минералов над карбонатными. Нефелин здесь, как и в описанном выше типе пород, содержит чаще всего раскристаллизованные первичные включения удлиненной формы (рис. 5), а иногда – трехфазные.

В пироксене из ийолитов и ийолит-пегматитов встречаются в основном раскристаллизованные первичные включения, в которых иногда присутствует газовая фаза. В составе включений обнаружены главным образом минералы, характерные для ийолитов, среди которых наиболее часто встречаются нефелин (таб. 5., ан.1) и титаномагнетит (таб. 5., ан.2). В отдельных включениях встречены довольно крупные зерна канкринита (таб.5., ан.3), а также флогопита (таб. 5., ан.4) и перовскита (таб. 5., ан.5). Почти в каждом включении встречены мелкие (около 10 мкм) выделения кальцита (таб. 5., ан.6).

Таблица 5

Химические составы дочерних минералов во включениях в пироксене из ийолитов (по данным микрозондового анализа, мас. %)

	МИНЕРАЛЫ					
	Ne 1	Mag 2*	Ccn 3*	Phl 4	Prv ¹ 5*	Cal 6
SiO ₂	43.85	0.00	39.74	37.03	0.30	0.00
TiO ₂	0.00	7.88	0.01	1.22	52.07	0.00
Al ₂ O ₃	33.76	0.64	30.76	14.90	0.22	0.00
FeO _Σ	0.88	90.14	0.21	10.98	1.42	0.04
MgO	0.00	0.89	0.04	19.86	0.00	0.10
CaO	0.03	0.00	3.58	0.05	37.32	55.86
MnO	0.00	0.40	0.13	0.00	0.00	0.05
SrO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.27	0.11
BaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06
Na ₂ O	16.33	0.00	18.56	0.94	1.00	0.00
K ₂ O	5.69	0.00	4.03	9.46	0.36	0.00
P ₂ O ₅	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00
Cl	0.00	0.00	0.04	0.05	0.00	0.00
сумма	100.54	99.95	97.12	94.49	92.96	56.22

Примечания: ¹ – перовскит содержит также (мас. %) 0.31 – ZrO₂, 0.80 – ThO₂, 1.03 – Nb₂O₅, 0.10 – Ta₂O₅ и 4.26 – TR₂O₃; * – анализы выполнены в Геологическом Институте КНЦ РАН, Апатиты (аналитик Я.А. Пахомовский), 2001; остальные анализы выполнены в АО Механообр – Аналит, СПб (аналитик Ю.Л. Крецер), 2001; Ne – нефелин; Mag – магнетит; Ccn – канкринит; Phl – флогопит; Prv – перовскит; Cal – кальцит.

В первичных раскристаллизованных включениях в нефелине из ийолитов в качестве дочерних минералов присутствует флогопит (таб. 6, ан.1), а также канкринит (таб. 6, ан.2) и клинопироксен (таб. 6, ан.3). Эти три минерала занимают основной объем включений. Им сопутствуют, но в меньшем количестве магнетит и апатит (таб. 6, ан.4 и 5). В ассоциации с этими минералами в некоторых включениях найден кальцит (таб. 6, ан.6), иногда образующий сравнительно крупные выделения.

В апатите из ийолитов и ийолит-пегматитов включений очень мало и они крайне неравномерно распределены. Часто встречаются зерна апатита, лишённые включений.

Форма включений всегда трубчатая, вытянутая параллельно оси *c* апатита, размеры до 50 мкм в длину и 10–20 мкм в сечении. Состав включений в апатите из ийолитов: газ+жидкость или газ+жидкость+дочерние минералы (один или несколько).

Таблица 6.

Химический состав дочерних минералов во включениях в нефелине из ийолитов (по данным микронзондового анализа, мас. %)

	М И Н Е Р А Л Ы					
	Phl 1	Canc 2	CPx (Di) 3	Mag 4	Ap 5	Cal 6
SiO ₂	37.98	37.54	55.66	0.00	0.07	0.00
TiO ₂	0.50	0.00	0.06	1.14	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	15.47	28.96	0.18	0.00	0.13	0.00
FeO _Σ	7.75	0.00	1.13	95.53	0.61	0.06
MgO	22.06	0.48	17.87	1.94	0.13	0.44
CaO	0.00	6.50	25.64	0.00	53.17	53.16
MnO	0.14	0.00	0.07	0.38	0.09	0.22
SrO	0.00	0.00	0.00	0.00	1.73	0.18
BaO	0.62	0.00	0.00	0.00	0.00	0.08
Na ₂ O	0.91	16.27	0.00	0.00	0.45	0.00
K ₂ O	9.24	1.06	0.00	0.00	0.00	0.00
P ₂ O ₅	0.00	0.00	0.00	0.00	41.68	0.00
Сумма	94.67	90.81	100.61	99.59	98.06	54.14

Примечание: анализы выполнены в АО Механобр – Аналит, СПб (аналитик Ю.Л. Крецер), 2001. Phl – флогопит; Canc – канкринит; Срх (Di) – клинопироксен (диопсид); Mag – магнетит; Ap – апатит; Cal – кальцит.

ФЛОГОПИТОВЫЙ КОМПЛЕКС

Включения в оливине, диопсиде и апатите из пород флогопитового комплекса разнообразны по фазовому составу. Для оливина из пегматоидных флогопитоносных пород характерно наличие структур распада твердых растворов, более тонких по сравнению с таковыми в оливине из оливинитов. Оливин и диопсид содержат первичные раскристаллизованные включения изометричной, иногда немного вытянутой формы. Размеры включений в оливине 50–80 мкм, включения в диопсиде обычно мельче (не более 50 мкм).

В каждом включении в оливине из пород флогопитового комплекса присутствует флогопит (таб. 7, ан.2 и 3), в то время как тетраферрифлогопит (таб. 7, ан.1) более редок. Довольно часто во включениях присутствует барит (таб. 7, ан.4), обычны кальцит, доломит и апатит (таб. 7, ан.5-7). Кроме этого, для включений характерно присутствие Ca-Na карбонатов с различными соотношениями Ca/Na. Точно определен только шортит (таб. 7, ан.8).

Апатит из пород флогопитового комплекса насыщен самыми разнообразными как двухфазными (газово-жидкими), так трехфазными и многофазными включениями (рис.6). Содержание газа во всех изученных нами включениях колеблется в достаточно узких пределах (30–40%). Раскристаллизованные включения, состоящие только из дочерних минералов, встречаются редко и составляют не более 10% от общего числа включений. Все включения имеют вытянутую параллельно оси с апатита форму, длина их значительно превышает ширину.

Во включениях в апатите из пород флогопитового комплекса было установлено присутствие множества дочерних минералов. Флогопит (таб. 8, ан.1 и 2), как и следовало ожидать, обычен для включений в апатите из данного типа пород, так как он здесь являет

Таблица 7.

Химический состав дочерних минералов во включениях в форстерите из пород флогопитового комплекса (по данным микрозондового анализа, мас. %)

	МИНЕРАЛЫ							
	Tphl 1	Phl 2	Phl 3	Brt 4	Cal 5	Dol 6	Ap 7	Sht 8
SiO ₂	41.83	42.51	42.63	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	2.44	13.28	10.74	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO _Σ	15.59	2.54	3.67	0.00	0.00	4.67	0.00	0.00
MgO	26.46	27.10	27.05	0.00	1.33	18.38	0.00	0.04
CaO	0.04	0.00	0.16	0.00	54.36	28.73	55.38	32.44
MnO	0.08	0.00	0.03	0.00	0.08	0.51	0.00	0.00
SrO	0.00	0.66	0.00	0.00	0.00	0.19	0.56	0.37
BaO	0.00	0.37	0.00	65.89	0.00	0.00	0.00	0.00
Na ₂ O	0.14	0.92	0.50	0.00	0.00	0.00	0.00	18.06
K ₂ O	10.10	9.63	10.31	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03
P ₂ O ₅	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	42.34	0.00
SO ₃	0.00	0.00	0.00	34.42	0.00	0.00	0.00	0.00
сумма	96.68	97.01	95.09	100.31	55.77	52.48	98.28	50.94

Примечания: анализы выполнены в Музее Естественной Истории, Лондон (аналитик – Уолл Ф), 2000. Tphl – тетраферрифлогопит; Phl – флогопит; Brt – барит; Cal – кальцит; Dol – доломит; Ap – апатит; Sht – шортит.

Таблица 8.

Химический состав дочерних минералов во включениях в апатите из пород флогопитового комплекса (по данным микрозондового анализа, мас. %)

	МИНЕРАЛЫ								
	Phl 1	Phl 2	Cpx* 3	Cpx* 4	Cpx 5	Cpx 6	Cal 7	Ol 8	Srp 9
SiO ₂	43.52	39.40	53.19	51.18	54.35	53.74	0.00	41.48	41.65
TiO ₂	0.00	0.68	0.11	0.15	0.35	0.22	0.00	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	15.54	16.28	0.00	1.34	0.00	1.33	0.00	1.68	0.00
FeO _Σ	2.43	5.23	3.92	12.98	3.84	3.05	0.04	32.16	1.96
MgO	26.41	22.31	17.13	10.69	18.17	16.38	0.00	23.00	37.84
CaO	0.00	0.05	24.38	19.39	23.29	25.15	55.67	0.37	0.42
MnO	0.03	0.08	0.19	0.34	0.16	0.00	0.00	0.81	0.12
SrO	0.00	0.50	0.00	0.00	0.00	0.00	0.12	0.00	0.08
BaO	0.27	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.08	0.13	0.04
Na ₂ O	0.57	0.00	1.02	3.72	0.00	0.17	0.00	0.00	0.00
K ₂ O	9.37	9.71	0.16	0.15	0.00	0.00	0.00	0.33	0.09
P ₂ O ₅	0.02	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cl	0.50	0.00	0.00	0.00	0.10	0.00	0.00	0.00	0.00
Сумма	98.66	94.28	100.10	99.94	100.16	100.04	55.91	99.96	92.20

Примечание: все анализы выполнены в АО Механобр – Аналит, СПб (аналитик Ю.Л. Крецер), 2001. *- пироксены из зонального включения. Phl – флогопит; Cpx – клинопироксен; Cal – кальцит; Ol – оливин; Srp – серпентин.

ся одним из главных породообразующих минералов. Также здесь отмечается большое число крупных удлиненных зерен пироксена (таб. 8, ан.3-6). Под электронным микроскопом хорошо заметно, что пироксен имеет зональное строение: центральные светлоо-

крашенные зоны зерен отличаются большим содержанием железа по сравнению с более темными, почти чисто диопсидового состава каймами (таб. 8, ан.3 и 4). Во включениях пироксен часто ассоциирует с кальцитом (таб. 8, ан.7). Кальцит, кроме того, встречается в

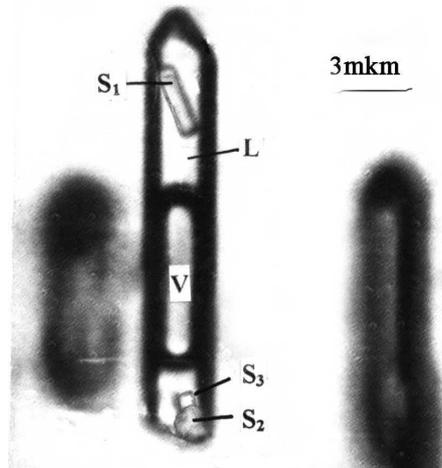


Рис. 6. Первичное многофазное включение в апатите из пород флогопитового комплекса. (V – газ, L – жидкость, S₁ – S₃ – твердые фазы, предположительно S₁ – диопсид).

виде крупных мономинеральных изометричных вростков (“капли”), а также ассоциирует с другими минералами во включениях, где иногда образует ромбоэдрические кристаллики. Хлориты обычны для раскристаллизованных включений, где вместе с ними находится железистый оливин, в котором содержание FeO достигает 30 - 32% (таб. 8, ан.8); иногда присутствует также серпентин (таб. 8, ан.9). Основной особенностью включений в апатите из пород флогопитового комплекса является сосуществование в одном и том же зерне апатита резко различающихся по фазовому составу первичных включений. На это указывали многие ученые, занимающиеся включениями в апатите из ассоциаций щелочных пород с карбонатами [12, 17, 19]. В одном зерне, очень близко друг от друга, иногда на расстоянии в несколько микрон находятся газово-жидкое включение и включение, содержащее множество дочерних кристаллов (\pm водный раствор и/или газовая фаза).

КАМАФОРИТОВЫЙ КОМПЛЕКС

Этот комплекс представлен разнообразными породами с переменными соотношениями четырех главных минералов: апатита, форстерита, магнетита и кальцита. Кальцит, как показали микроскопические исследования, почти не содержит включений. Несмотря на редкость включений в кальците, они были детально описаны, а также получены результаты многочисленных опытов по их гомогенизации [11,12,18].

В форстерите из камафоритов никогда не встречаются аналогичные описанному ранее структуры распада твердых растворов, что позволяет его легко отличать от оливина оливинитов и пород флогопитового комплекса. Форстерит камафоритов содержит главным образом раскристаллизованные включения, состоящие из дочерних минералов и иногда двухфазные включения, в которых, кроме дочерних кристаллов, есть небольшое пространство, заполненное, вероятнее всего, газом. Для форстерита из наиболее ранних по времени образования форстеритов и форстерито-апатитовых пород характерны включе

ния апатита округлой, или овальной формы, находящиеся обычно в центре зерен (рис.7). Включений такого типа большое количество, они занимают до 5-10% объема зерна. Внутри почти каждого из таких включений находится мельчайшее зернышко магнетита (менее 10мкм). Анализы апатита и магнетита приведены в таб. 9 (ан.1,2).

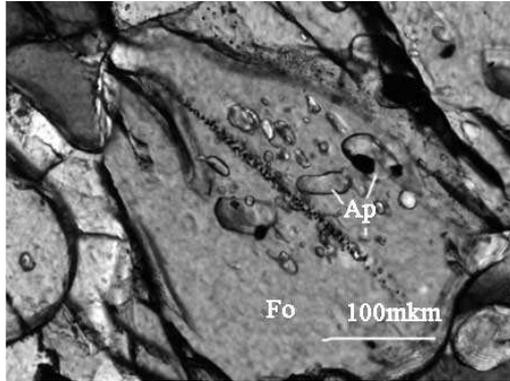


Рис. 7. Округлые включения апатита в форстерите из форстерито-апатитовой породы камафоритового комплекса (Ap – апатит; Fo – форстерит).

Таблица 9.

Химический состав дочерних минералов во включениях в форстерите из пород камафоритового комплекса (по данным микрозондового анализа, мас. %)

	МИНЕРАЛЫ										
	Ap 1	Mag 2	Phl 3	Trphl 4*	Chu 5*	Cal 6	Dol 7	Sht 8	Mgz 9	Str 10	Qun 11*
SiO ₂	0.00	0.00	41.54	41.72	37.24	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
TiO ₂	0.00	5.64	0.00	0.00	0.91	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	0.00	0.72	12.92	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	18.36
FeO _Σ	0.16	92.15	1.94	17.54	2.63	0.12	0.04	0.00	0.50	0.14	1.55
MgO	0.56	1.00	26.91	26.06	55.10	0.84	23.47	0.60	47.79	0.00	28.41
CaO	54.21	0.00	1.23	0.13	0.21	54.15	30.70	30.75	0.42	5.42	0.16
MnO	0.00	0.52	0.08	0.00	0.16	0.07	0.28	0.00	1.15	0.00	0.00
SrO	0.33	0.00	0.00	0.00	0.00	1.23	0.82	0.51	0.00	68.85	0.00
BaO	0.07	0.00	0.87	0.09	0.00	0.09	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00
Na ₂ O	0.00	0.00	1.32	0.39	0.00	0.43	0.96	16.90	0.29	0.00	0.00
K ₂ O	0.00	0.00	9.94	10.12	0.00	0.00	0.00	2.36	0.01	0.01	0.01
P ₂ O ₅	43.31	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03
SO ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
сумма	98.64	100.03	96.75	96.05	96.25	56.93	56.27	51.12	50.16	74.45	48.52

Примечания: * – анализы выполнены в Геологическом Институте КНЦ РАН, Апатиты (аналитик Я.А. Пахомовский), 2001; остальные анализы выполнены в АО Механообр – Аналит, СПб (аналитик Ю.Л. Крецер), 2001. Ap – апатит; Mag – магнетит; Phl – флогопит; Trphl – тетраферрифлогопит; Chu – клиногумит; Cal – кальцит; Dol – доломит; Sht – шортит; Mgz – магнезит; Str – стронцианит; Qun – квинтинит

Наиболее разнообразны по минеральному составу первичные включения в форстерите из магнетито-форстерито-апатитовых и магнетито-форстерито-кальцитовых пород. Из силикатных минералов во включениях зафиксирован только флогопит (таб. 9, ан.3), часто образующий относительно крупные выделения. Тетраферрифлогопит (таб. 9, ан.4)

встречается только во включениях в форстерите из магнетито-форстерито-кальцитовых с тетраферрифлогопитом (“редкометальных”) руд, там же присутствует и клиногумит (таб. 9, ан.5). В каждом включении в том или ином количестве встречается апатит— обычно в виде зерен размером до 20 мкм. Для включений в форстерите характерно разнообразие карбонатов. Во всех изученных включениях обнаружены кальцит и доломит (таб. 9, ан.6 и 7). Часто, но не во всех проанализированных включениях встречаются шортит, магнезит и стронцианит (таб. 9, ан.8- 10). В составе некоторых включений обнаружены зерна квинтинита (таб. 9, ан.11). В каждом включении, наряду с отмеченными выше минералами, присутствуют зерна магнетита.

Первичные включения в апатите из камафоритов можно разделить на следующие группы (в порядке их распространенности):

1. Трехфазные (жидкость+газ+дочерние минералы) включения (рис. 8).
2. Двухфазные газово-жидкие включения.
3. Раскристаллизованные включения.

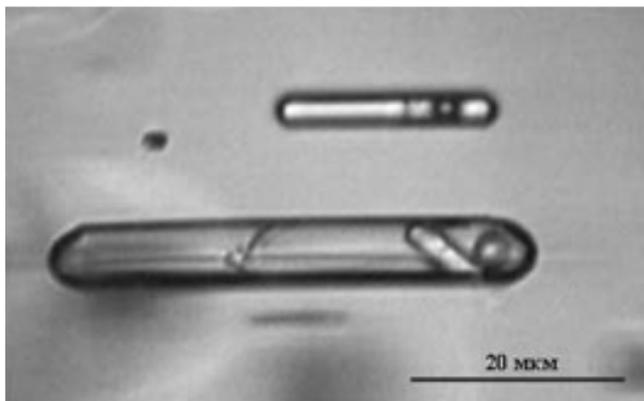


Рис. 8. Первичные многофазные включения в апатите из магнетито-форстерито-апатитовой породы (камафоритовый комплекс).

Нередко в одном зерне апатита находятся включения все трех типов, причем часто на очень небольшом расстоянии друг от друга. Включения имеют вытянутую параллельно оси *c* апатита форму. Длина их может достигать 150 мкм при ширине не более 10–20 мкм. Содержание газа в двух- и трехфазных включениях в апатите из последовательных серий пород от ранних к более молодым постепенно уменьшается. Так, во включениях в апатите из более ранних по времени образования форстерито-апатитовых пород среднее содержание газа составляет 20–30%, а во включениях в апатите из молодых магнетито-форстерито-кальцитовых пород - не более 5–10%.

Установлено, что во всех включениях в апатите из разных типов пород камафоритового комплекса присутствует форстерит (таб. 10., ан.1), а также флогопит (таб. 10., ан.2). Тетраферрифлогопит (таб.10., ан.3) более редок, он характерен только для включений в апатите из магнетито-форстерито-кальцитовых с тетраферрифлогопитом (“редкометальных”) руд. Широко распространены карбонаты, среди которых встречаются кальцит, доломит, магнезит, шортит, стронцианит (таб. 10., ан.4-8). Карбонаты встречаются в самых разных сочетаниях. Кальцит образует тонкие срастания с доломитом, встречен магнезит в срастании с дендритами магнетита.

Таблица 10.

Химический анализ дочерних фаз во включениях в апатите из пород камафоритового комплекса (по данным микронзондового анализа, мас. %)

	МИНЕРАЛЫ							
	Fo 1	Phl 2	Tphl 3	Cal 4	Dol 5	Mgz 6	Sht 7	Str 8
SiO ₂	41.29	42.26	40.81	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
TiO ₂	0.00	0.05	0.27	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	0.00	13.39	1.14	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO _Σ	5.07	3.81	15.80	0.47	0.06	0.50	0.00	0.07
MgO	52.94	26.12	25.64	1.05	21.75	45.79	0.00	0.00
CaO	0.60	0.00	0.00	55.06	29.76	0.42	30.54	2.53
MnO	0.05	0.22	0.22	0.36	0.38	1.15	0.00	0.04
SrO	0.00	0.00	0.00	0.51	0.82	0.00	0.34	69.71
BaO	0.00	0.84	0.99	0.06	0.00	0.00	0.00	0.95
Na ₂ O	0.03	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	17.63	0.00
K ₂ O	0.00	9.28	10.16	0.00	0.00	0.00	1.19	0.00
P ₂ O ₅	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Сумма	99.98	95.97	95.07	57.51	52.77	47.86	49.700	73.30

Примечания: анализы выполнены в АО Механобр – Аналит, СПб (аналитик Ю.Л. Крецер), 2001. Fo – форстерит; Phl – флогопит; Tphl – тетраферрифлогопит; Cal – кальцит; Dol – доломит; Mgz – магнезит; Sht – шортит; Str – стронцианит.

КАРБОНАТИТЫ

Особый интерес представляло изучение включений в минералах из карбонатитов с нефелином и пироксеном и кальцито-нефелино-пироксеновых пород, распространенных вдоль южного и юго-юго-восточного контакта массива. Эти карбонатиты изобилуют ксенолитами вмещающих пород ийолит-мельтейгитовой серии. Включения в нефелине из этих пород содержат в небольших количествах жидкость (в среднем 20% от объема включения), дочерние фазы занимают 50–60% от общего объема включения, а газ – не более 10–15%. Обычно такие трех- или многофазные включения имеют вытянутую параллельно оси с нефелина форму, размер их может достигать 100–120 мкм в длину (но обычно не более 50–60 мкм), при ширине, не превышающей 30–40 мкм.

Зерна клинопироксена также часто встречаются в ранних карбонатитовых телах массива. Они содержат небольшое количество первичных включений различного размера (в среднем 40–50 мкм), которые состоят, главным образом, из дочерних минералов, и иногда небольшого количества газа, занимающего 10–15% от объема полости включения. Визуальное изучение включений в нефелине и клинопироксене и качественная диагностика фаз под электронным микроскопом позволили сделать вывод об их большом сходстве с таковыми в соответствующих минералах ийолитов, вмещающих карбонатиты данного типа. Характер включений позволяет утверждать, что эти минералы являются ксенокристаллами и были захвачены при внедрении карбонатитовой магмы в ийолиты.

Нами были проанализированы включения в форстерите только из одного типа карбонатитов - кальцитового карбонатита с тетраферрифлогопитом. Во включениях в форстерите обнаружены тетраферрифлогопит и рихтерит (таб. 11, ан.1 и 2). Слюда образует довольно крупные выделения (до 40 мкм). Рихтерит представлен чаще всего удлиненными зернами размером около 10-20 мкм. В целом, силикаты во включениях в форстерите играют подчиненную роль, их довольно мало и встречаются они не в каждом включении.

Таблица 11.

Химический анализ дочерних минералов во включениях в форстерите из кальцитовых карбонатитов (по данным микронзондового анализа, мас. %)

	м и н е р а л ы										
	Tphl 1	Rht 2	Dol 3	Mgz 4*	Str 5*	Cal 6	Sd 7	Ap 8	Brad 9	Go 10*	Qun 11*
SiO ₂	40.78	57.48	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.64
TiO ₂	0.16	0.17	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	0.00	0.20	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	32.11	19.06
FeO _Σ	15.83	3.83	0.33	1.14	0.00	0.32	58.43	0.00	0.54	0.08	0.00
MgO	23.57	21.90	21.31	45.66	0.00	0.46	0.57	0.00	14.91	0.00	33.99
CaO	0.81	6.25	29.48	0.75	1.37	55.83	0.47	53.10	0.39	0.28	0.07
MnO	0.00	0.11	0.45	0.43	0.06	0.10	1.16	0.00	1.86	0.00	0.00
SrO	0.00	0.00	0.13	0.05	69.43	0.09	0.00	1.12	0.12	15.16	0.00
BaO	0.00	0.00	0.00	0.43	0.84	0.00	0.00	0.00	0.00	9.67	0.00
Na ₂ O	0.74	6.41	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.28	30.92	0.00	0.00
K ₂ O	10.57	1.27	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
P ₂ O ₅	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	41.49	29.63	31.86	0.00
F	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.66	0.00	0.00	0.00
сумма	92.46	97.62	51.70	48.46	71.70	56.80	60.63	97.65	78.37	89.16	53.76

Примечания: * - анализы выполнены в Геологическом Институте КНЦ РАН, Апатиты (аналитик Я.А. Пахомовский), 2001; остальные анализы выполнены в АО Механобр – Аналит, СПб (аналитик Ю.Л.Крецер), 2001. Tphl – тетраферрифлогопит; Rht – рихтерит; Dol – доломит; Mgz – магнезит; Str – стронцианит; Cal – кальцит; Sd – сидерит; Ap – апатит; Brad – брадлеит; Go – гоацит; Qun – квинтинит.

Среди дочерних минералов повышается роль карбонатов, среди которых найдены доломит, магнезит, стронцианит, кальцит, сидерит (таб. 11, ан.3-7). Следует подчеркнуть, что во включениях в форстерите из карбонатитов не найдено щелочных карбонатов, тогда как в большом количестве присутствуют карбонаты кальция, магния и железа. В нескольких включениях обнаружены зерна апатита (таб. 11, ан.8) изометричной формы. В состав включений входят и редкие для Ковдорского массива минералы, такие как брадлеит, гоацит и квинтинит (таб. 11, ан.9-11).

Апатит из кальцитовых карбонатитов содержит преимущественно двухфазные газо-жидкие включения с малым по объему газовым пузырьком (не более 20% от объема включения), иногда встречаются трехфазные включения, в которых в качестве твердой фазы обычно присутствует галит. Форма таких, вытянутых параллельно оси *c* минерала-хозяина, включений более изометричная по сравнению с таковыми в апатите всех других типов пород.

Суммируя полученную нами информацию о составе раскристаллизованных включений в минералах из пород в ряду от наиболее древних оливинитов и пироксенитов до самых молодых пород камафоритового комплекса и карбонатитов легко обнаружить закономерную смену минеральных ассоциаций (таб. 12). В породообразующих минералах ультраосновных пород (оливинитов и пироксенитов) включения имеют в основном оксидно-силикатный состав, в минералах щелочных пород – карбонатно-силикатный, а в минералах камафоритов и карбонатитов – существенно карбонатный. Включения в минералах каждой породы, как и следовало ожидать, в качестве дочерних фаз в первую очередь содержат породообразующие минералы.

Таблица 12

**Состав включений в минералах из пород Ковдорского массива
(от древних пород к молодым)**

порода	минерал-хозяин	дочерние минералы
оливинит	оливин	флогопит, магнетит, диопсид, апатит, бадделеит, перовскит, шпинель
пироксенит	пироксен (эгирин-диопсид)	флогопит, нефелин, магнетит, барит, циркон, перовскит, титанит
мелилитит	мелилит	пироксен (эгирин-диопсид), флогопит, кальцит, форстерит, шортит
турьяит	мелилит	пироксен (эгирин-диопсид), флогопит, кальцит
	пироксен (эгирин-диопсид)	мелилит, нефелин, флогопит, кальцит, шортит
ийолит	пироксен (эгирин-диопсид)	нефелин, флогопит, магнетит, канкринит, кальцит, перовскит
	нефелин	пироксен (эгирин-диопсид), флогопит, магнетит, канкринит, апатит, кальцит
породы флогопитового комплекса	форстерит	флогопит, кальцит, апатит, магнетит, тетраферрифлогопит, барит, доломит, шортит, пирит
	apatит	флогопит, пироксен (диопсид), кальцит, магнетит, форстерит, пирротин
	пироксен (диопсид)	Флогопит, кальцит, апатит
камафориты	форстерит	apatит, магнетит, флогопит, доломит, кальцит, тетраферрифлогопит, шортит, магнезит, квинтинит, стронцианит, барит, клиногумит, пирротин
	apatит	apatит, кальцит, доломит, магнетит, магнезит, шортит, стронцианит, флогопит, форстерит, диопсид, тетраферрифлогопит, пирит, пирротин
кальцитовые карбонаты	форстерит	кальцит, доломит, магнезит, апатит, сидерит, стронцианит, тетраферрифлогопит, флогопит, квинтинит, браддеит, гоацит
	apatит	кальцит, доломит, стронцианит

Примечание: жирным шрифтом отмечены наиболее характерные для включений минералы

**АНАЛИЗ СОСТАВА ВКЛЮЧЕНИЙ В АПАТИТЕ МЕТОДОМ
ВОДНОЙ ВЫТЯЖКИ**

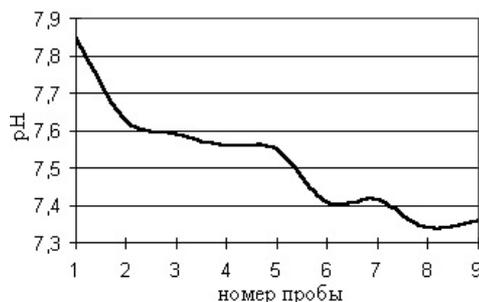
Апатит, входящий в том или ином количестве в состав большинства пород Ковдорского массива, содержит значительное число включений с жидкой фазой. Это либо двухфазные (газ+жидкость), либо трехфазные (газ+жидкость+дочерние минералы) включения. Несомненный интерес представляет состав растворов, заключенных в полости включений.

Методом водной вытяжки было проанализировано 9 проб апатита (таб. 13) из различных пород начиная от более ранних ийолитов к самым молодым кальцитовым и кальцито-доломитовым карбонатам.

Описание проб апатита

№№	Описание пробы
1	апатит из ийолита; включений мало и все они мелкие, преобладают газовой-жидкие (50% от общего числа), трехфазные включения составляют порядка 40%, а на долю раскристаллизованных включений приходится около 10%.
2	апатит из пород флогопитового комплекса; включений большое количество и все они достаточно крупные, преобладают трехфазные включения с крупным газовым пузырьком, на их долю приходится приблизительно 60 – 70% от общего объема включений, в то время как раскристаллизованных включений мало (не более 10% от общего объема).
3	апатит из форстеритита; включений мало, преобладают трехфазные включения (около 70% от общего объема), раскристаллизованных включений не обнаружено.
4	апатит из форстерито-апатитовой породы; включений много, большинство из них очень мелкие, преобладают газовой-жидкие включения (50%), трехфазных включений – порядка 30%.
5	апатит из магнетито-форстерито-апатитовой породы; включений большое количество, преобладают трехфазные включения (газ занимает 20-30 % от объема включения), газовой-жидкие включения мелкие и на их долю приходится не более 20% от общего объема включений.
6	апатит из магнетито-форстерито-кальцитовой породы; включений большое количество, преобладают трехфазные, (газ занимает 15 - 20% от объема включения); газовой-жидкие включения, как правило, очень мелкие, на их долю приходится менее 10% от объема включений.
7	апатит из магнетито-форстерито-кальцитовой породы с тетраферрифлогопитом («редкометальной» руды); преобладают трехфазные включения (газ занимает около 10 % от объема), газовой-жидкие включения очень мелкие
8	апатит из кальцитового карбонатита; большинство включений – газовой-жидкие, с малым объемом газовой фазы (обычно не более 10% от объема включения), трехфазные включения составляют около 30%, а раскристаллизованных - не более 20%.
9	апатит из кальцито-доломитового карбонатита; включений мало, преобладают газовой-жидкие (их порядка 80% от общего объема включений)

ОЦЕНКА КИСЛОТНОСТИ-ЩЕЛОЧНОСТИ ВОДНЫХ ВЫТЯЖЕК



Было определено pH для водных вытяжек из всех проб апатита. Большинство исследователей считает, что pH анализируемых водных вытяжек отличаются от pH самих минералообразующих растворов. В связи с этим определение pH водных вытяжек не позво-

ляет оценивать абсолютное значение кислотности среды [1]. Однако, при условии идентичности методики анализа с определенной долей уверенности можно использовать рН водных вытяжек в качестве информационного признака изменения кислотности–щелочности минералообразующих растворов во времени. В нашем случае при проведении всех анализов тщательно соблюдалось постоянство рН исходной воды, условий нагревания, способа приготовления вытяжки и ее анализа. Исследования показали некоторое увеличение кислотности водных вытяжек из апатита от ранних к более поздним типам пород, что отображено на рис. 9. рН водных вытяжек из апатита ийолитов имеет самое

Рис. 9. Изменение кислотности – щелочности водных вытяжек из включений в апатите.

высокое значение (рН=7.85), затем последовательно понижается и для форстеритов и форстерит–апатитовых пород составила 7.59 и 7.56 соответственно, а рН вытяжек из кальцитовых карбонатов– 7.34. Наблюдаются только некоторые отклонения от общего тренда изменения кислотности для магнетито-форстерито-кальцитовых (редкометалльных) руд и кальцито-доломитовых карбонатов. Таким образом, можно сказать, что свойства растворов, участвовавших в формировании пород массива, закономерно изменялись во времени. Так как определение рН вытяжек не дает истинных значений то, как сказано выше, в данном случае важен тренд изменения кислотности растворов, но не абсолютные значения.

ИЗМЕНЕНИЕ АНИОННОГО СОСТАВА

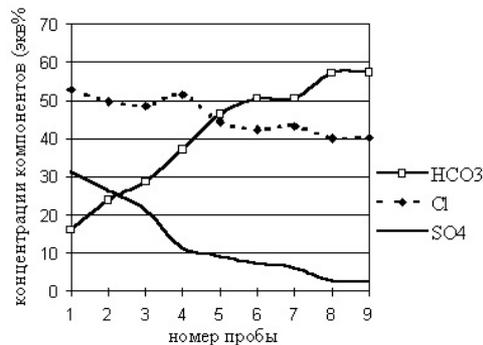


Рис. 10. Изменение концентрации анионов в водных вытяжках из включений в апатите.

Во включениях в апатите из ийолитов доминирующим анионом является хлорид-ион, а при переходе к камафоритам и карбонатитам его содержание уменьшается, достигая минимального значения в вытяжках из апатита кальцито-доломитовых карбонатов. Значительную роль играет бикарбонат-ион, его содержание от ранних пород к карбонатитам, наоборот, заметно увеличивается, а параллельно с этим уменьшается содержание сульфат-иона (рис. 10). Отношение количеств сульфат-иона к бикарбонат-иону минимальных значений достигает для проб карбонатитов. Во всех вытяжках обнаружены также следы фтор-иона.

Во включениях в апатите из ийолитов содержание щелочных металлов максимальное. При формировании камафоритовой серии пород и карбонатитов происходит увеличение концентрации двухвалентных катионов Mg и Ca в растворах, содержащихся во включениях в апатите, и за счет этого некоторое уменьшение роли одновалентных ионов K и Na (рис. 11). Из одновалентных катионов в стадию формирования кальцито-доломитовых карбонатитов преобладает калий.

ИЗМЕНЕНИЕ КАТИОННОГО СОСТАВА

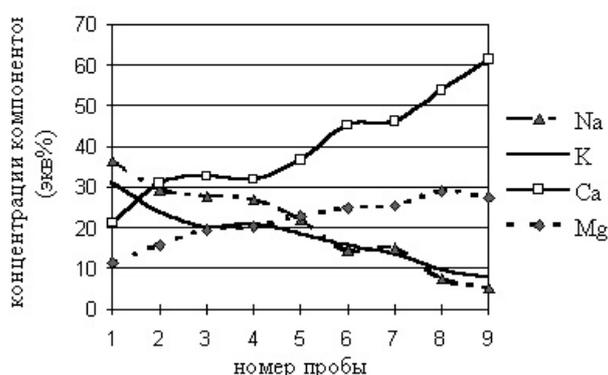


Рис. 11. Изменение концентрации катионов в водных вытяжках из включений в апатите

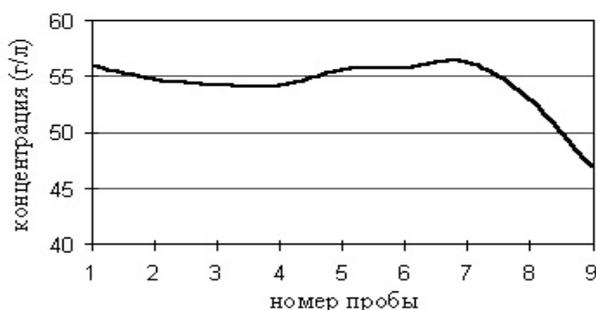


Рис. 12. Изменение суммарной концентрации водных вытяжек из включений в апатите.

С уменьшением температуры минералообразующих растворов происходит уменьшение их общей минерализации, то есть растворы становятся все менее концентрированными. Концентрации компонентов, пересчитанные на количество воды в вытяжках, приведены в таблице 14. На рисунке 12 на основании данных таблицы 14 показано изменение суммарной концентрации растворов.

Таблица 14.

Концентрации компонентов в пересчете на количество воды в вытяжке (г/л).

№№	Na ⁺	K ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	Сумма
1	6.68	9.68	3.36	1.10	7.77	15.16	12.23	55.98
2	5.39	7.45	4.91	1.52	11.50	13.95	10.02	54.74
3	5.02	6.23	5.14	1.84	14.27	13.70	8.07	54.27
4	4.86	6.39	5.00	1.93	17.61	14.20	4.25	54.24
5	3.91	5.59	5.70	2.16	22.32	12.43	3.50	55.61
6	2.61	4.89	7.20	2.41	24.25	11.70	2.73	55.79
7	2.77	4.27	7.48	2.48	25.09	12.50	2.41	57.00
8	1.29	2.93	8.27	2.70	26.20	10.66	0.98	53.03
9	0.77	1.59	8.16	2.20	23.70	9.68	0.77	46.87

Примечание: номера проб соответствуют номерам проб в таблице 13.

**РЕЗУЛЬТАТЫ ОПРЕДЕЛЕНИЯ СОСТАВА И СОДЕРЖАНИЯ
ГАЗОВ В МИНЕРАЛАХ**

Ранее был также изучен газовый состав включений в апатите, флогопите, кальците и форстерите из флогопитового месторождения и из магнетито-апатито-форстеритовых пород. Результаты газового анализа включений, приведенные в таб. 15, показали, что

Таблица 15.

Результаты газового анализа включений в минералах (в см³/кг минерала)

Минерал	№ обр.	He	H ₂	CH ₄	C ₂ H ₆	C ₃ H ₈	CO	CO ₂
Флогопит I	8748	0,13	241,58	0,12	0	0	0	0
Флогопит II	20	не опр.	62,64	0,35	не опр.	не опр.	1,02	0,08
Тетраферри-флогопит	8677	0	0,55	0,007	0,0002	не опр.	0	0
Оливин	8773	не опр.	0,52	0,52	0	0	0	0
Кальцит	8684	не опр.	0,31	0,30	0	0	0	0
Кальцит	5	не опр.	0,02	0,12	0	0	0	0
Апатит	36/144м	0,09	1,17	0,11	0,008	0,0005	не опр.	не опр.
Апатит	38/174м	0,29	0,56	0,007	0,004	0,0004	не опр.	0,007
Апатит	39/МАФ	0,0007	0,14	0,005	0,0002	0	не опр.	не опр.

Примечания: анализы выполнены в газовой лаборатории Геологического Института КНЦ РАН, Апатиты под руководством С.В. Икорского. Апатит 39/МАФ – из камафоритов, остальные образцы – из флогопитового месторождения.

наибольшее количество газа (в основном, водорода) содержится в апатитах, отобранных на нижнем, +144м горизонте флогопитового месторождения. Несколько меньшее количество газа при соответствующем увеличении количества гелия, отмечается для апатита с верхнего горизонта +174м. Во включениях в минералах из пород камафоритового комплекса общее содержание газов заметно понижено, причем в особенности мала концентрация гелия. Следует отметить, что высокие содержания водорода особенно характерны для флогопита из флогопитового месторождения. В этом минерале мельчайшие газовые включения образуют скопления вдоль краевых и винтовых дислокаций кристаллов, обуславливая своеобразную узорчатость слюды [10]. Наибольшие содержания водорода наблюдаются именно в тех пробах промышленного флогопита I генерации, которые наиболее богаты газовыми включениями. Меньшие содержания газов отмечаются в слюде II генерации, и особенно в тетраферрифлогопите, где такие включения практически отсутствуют.

**РЕЗУЛЬТАТЫ ЭКСПЕРИМЕНТОВ ПО
ГОМОГЕНИЗАЦИИ ВКЛЮЧЕНИЙ**

В ходе экспериментов по гомогенизации включений в минералах из пород массива были получены следующие данные.

Результаты частичной гомогенизации структур распада в оливинах из оливинитов, выполненные при прокаливании зерен в запаянных кварцевых трубочках, показали, что фаза пироксена начинает исчезать не ниже 1050°С. Одновременно с этим наблюдалось и изменение формы дендритных магнетитовых вростков. Имея в виду, что температура го

могенизации включений в структурах распада твердых растворов в некоторых сульфидах и оксидах часто превышает температуру распада на 100-150°C, мы по аналогии можем предположить, что распад оливина происходил при температурах 900-950°C. Естественно, температуры образования этого оливина были выше указанных значений.

Таблица 16.

Химический состав оливинита и стекол, полученных при прокаливании включений в оливине (мас. %)

	состав оливинита*	составы стекол во включениях в оливине из оливинита		составы стекол во включениях в оливине из оливино-пироксеновой породы	
		образец кв-00-12	образец кв-00-14	образец кв-00-31	образец кв-00-31а
SiO ₂	38.22	40.06	39.14	41.30	40.30
TiO ₂	0.10	0.00	0.43	0.23	0.00
Al ₂ O ₃	0.54	1.38	0.39	0.67	1.11
FeO _Σ	12.58	14.33	11.27	10.51	14.32
MnO	0.49	0.27	0.00	0.36	0.07
MgO	42.95	40.84	44.55	43.98	41.18
CaO	2.05	1.56	1.09	0.17	1.95
Na ₂ O	0.12	0.09	0.10	0.25	0.00
K ₂ O	0.50	0.00	0.40	0.08	0.24
P ₂ O ₅	0.30	1.04	1.78	2.06	0.86
CO ₂	0.93	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.
H ₂ O ⁻	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.
H ₂ O ⁺	0.22	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.
п.л.п.	0.65	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.
Сумма	99.65	99.57	99.25	99.61	100.03

Примечания: * - по данным О.М. Римской-Корсаковой и Н.И. Красновой [10]; анализы стекол сделаны в Геологическом Институте КНЦ РАН, Апатиты (аналитик Я.А. Пахомовский), 2001.

Таблица 17.

Результаты экспериментов по гомогенизации включений в минералах

тип породы	минерал-хозяин	T _г , °C
Оливинит	оливин	1250 – 1300
Пироксенит	пироксен (диопсид-геденбергит)	1100 – 1200
оливино-пироксеновая порода	оливин	1250 – 1300
Турьяит	мелилит	950 – 1050
	нефелин	950 – 1050
Ийолит	пироксен (эгирин-диопсид)	1000 – 1050
	нефелин	950 – 1050
породы флогопитового комплекса	апатит	470 – 910
Камафориты	форстерит	780-900
	апатит	290 – 895
Карбонатиты	апатит	200-850

Примечания: T_г – температура гомогенизации

Гомогенизация раскристаллизованных включений в оливине из оливинитов и пироксене из пироксенитов заканчивается при температурах 1200-1300°C (таб. 17) образованием силикатного расплава-раствора, который во всех случаях закаливался в стекло. Составы стекол, полученных при превращении в жидкость содержимого включений в оливине из оливинита и последующей закалке, соответствуют составу породы (таб. 16).

Температуры гомогенизации первичных расплавных включений в оливине из оливинитов и в оливине из оливино-пироксеновых пород оказались одинаковыми. Составы стекол, образующихся при прокаливании и последующей закалке зерен оливина из оливино-пироксеновых пород, близки к составу оливинита (таб. 16).

Во включениях в мелилите и нефелине из мелилитовых пород, как указывалось выше, наряду с силикатами, отмечается значительное количество карбонатов. Количество последних может широко варьировать в разных включениях, однако полная гомогенизация и существенно карбонатных и существенно силикатных включений наступает в одном и том же интервале температур (950-1050°C).

Температуры гомогенизации первичных раскристаллизованных включений в пироксене и нефелине из ийолитов составляют 900-950°C (таб. 17).

Включения в апатите из пород флогопитового комплекса показали широкий спектр температур гомогенизации (таб. 17), что объясняется разнообразием их фазового состава. Это не позволяет использовать температуры гомогенизации включений в апатите для оценки температур образования апатитсодержащих пород, так как в данном случае нарушается первый и главный постулат термометрии по включениям о необходимости постоянства соотношений разных фаз [9].

Результаты экспериментов по гомогенизации включений в апатите из камафоритов также дали очень широкий интервал температур (таб. 17). Следует отметить, что иногда близкие по фазовому составу включения часто гомогенизировались при разных температурах. Таким образом, не представляется возможным определить абсолютные температуры, при которых происходил захват включений апатитом, но, вероятно, возможно оценить общую тенденцию изменения температуры в ходе формирования камафоритов. Факт уменьшения во включениях в апатите относительного содержания газа от предположительно более ранних пород к более молодым может являться косвенным доказательством уменьшения температуры, при которой были захвачены включения.

ВЫВОДЫ

На основании изучения включений в минералах, слагающих серию пород Ковдорского массива можно сделать следующие выводы:

1. Состав дочерних минералов в первичных раскристаллизованных включениях в минералах из пород в ряду от оливинитов к карбонатитам свидетельствует о последовательной смене минеральных ассоциаций. Одни и те же минералы из разных пород отличаются по составу включений. В каждой породе главными униками во включениях в разных минералах являются в первую очередь другие сопутствующие породообразующие минералы. В главных минералах ультраосновных пород (оливинитов и пироксенитов) включения имеют оксидно-силикатный состав, в минералах турьяитов и ийолитов – карбонатно-силикатный, в минералах камафоритов и карбонатитов – карбонатный. В ряду от ранних камафоритов к карбонатитам наблюдается пропорциональное уменьшение количества силикатных фаз во включениях и увеличение числа карбонатов. Кроме того, повышается роль воды и летучих, увеличивается содержание стронция и бария, которые, особенно в поздних карбонатитах, формируют собственные фазы.

2. В одних и тех же породах состав включений в силикатах всегда отличается от состава включений в обычно более позднем по времени образования апатите, что без сомне-

ния связано с закономерным изменением состава и температуры магматических жидкостей.

3. На основании результатов анализов водных вытяжек из включений в апатите можно сказать, что свойства растворов, участвовавших в формировании пород массива, закономерно изменялись во времени. Происходило увеличение кислотности среды во все более поздние стадии минералообразования. рН водных вытяжек из апатита ийолитов имеет самое высокое значение, затем последовательно к кальцитовым карбонатам понижается до минимальных значений. Закономерно изменялся и катионно–анионный состав растворов. Содержание хлорид-иона и сульфат-иона понижалось, достигая минимального значения в вытяжках из апатита кальцито-доломитовых карбонатов, тогда как содержание карбонат-иона во включениях от ранних пород к карбонатам заметно увеличивалось. При формировании камафорит-карбонатитовой серии пород в растворах происходило увеличение количества двухвалентных катионов Mg и Ca при попутном некотором уменьшении роли одновалентных ионов K и Na. С уменьшением температуры минералообразующих растворов происходило уменьшение их общей минерализации, то есть растворы становились все менее концентрированными.

4. В составе газов, извлеченных из различных минералов флогопитового и камафоритового комплексов, наибольшую роль играет водород, обуславливающий восстановительные условия среды минералообразования. Содержание газов особенно велико в пробах минералов флогопитового месторождения, что согласуется с представлением о его формировании в относительно замкнутых полостях, характерных для пегматитов камерного типа [10]. Во включениях в минералах из пород камафоритового комплекса, слагающих протяженный по вертикали штокверк жильных тел, общее содержание газов заметно понижено.

5. Опыты по гомогенизации включений в минералах из пород массива показали следующее:

а) Температуры образования ультраосновных пород (оливинитов и пироксенитов) были не ниже 1200-1300°C. Гомогенизация включений в оливине из оливинитов и в пироксене из пироксенитов обычно заканчивалась образованием силикатного расплава-раствора, который во всех случаях закаливался в стекло. Составы стекол, полученных при нагревании включений с последующей закалкой, полностью соответствуют составу породы.

б) Полная гомогенизация разнородных включений в минералах турьяитов и пироксеновых турьяитов (мелилите, нефелине, пироксене) наступает при температуре (950 - 1050°C). Можно предположить, что это и есть минимальная температура образования пород данного типа.

г) Породы ийолитовой серии, судя по результатам гомогенизации включений и нефелине и пироксене, образовались при температурах не ниже 950 - 980°C.

д) Различие состава включений в силикатах и апатите, или карбонате из одной и той же породы свидетельствует о закономерной эволюции среды минералообразования. Силикаты, очевидно, начинали кристаллизоваться из конденсированных существенно силикатных жидкостей, которые постепенно обогащались щелочными, оксидными, фосфатными, карбонатными и летучими компонентами. Из этих сред иного состава формировались апатит, карбонаты и многие другие минералы.

е) Включения в апатите из пород флогопитового комплекса и камафоритов гомогенизируются в очень широком интервале температур, что легко объясняется разнообразием их фазового состава. Включения, близкие по фазовому составу, часто, тем не менее, гомогенизировались при резко различных температурах. Все это свидетельствует о высокой гетерогенности среды минералообразования в период кристаллизации апатита. Таким образом, не представляется возможным достоверно определять температуры, при которых бы-

ли захвачены включения в апатите. По-видимому, можно лишь примерно оценить общую тенденцию изменения температуры, не используя абсолютных значений. Факт уменьшения содержания газа во включениях в апатите от более ранних пород к поздним при снижении минимальных значений температур гомогенизации свидетельствует о последовательном понижении температуры захвата включений апатитом.

ЛИТЕРАТУРА.

- 1) *Аплонов В.С., Москалюк А.А.* (1978) Эволюция химизма минералообразующих растворов, формировавших норильские медно-никелевые руды. В сб. "Теория и практика термобарогеохимии". М., "Наука".
- 2) *Ермаков Н.П., Долгов Ю.А.* (1979) Термобарогеохимия. – М., "Недра".
- 3) *Захарченко А.И., Москалюк А.А.* (1965) О химических анализах газовой-жидких включений в минералах методом водной вытяжки. – В сб. "Минералогическая термометрия и барометрия". Изд-во "Наука".
- 4) *Кухаренко А.А., Орлова М.П., Булах А.Г., Багдасаров Э.А., Римская – Корсакова О.М., Нефедов Е.И., Ильинский Г.А., Сергеев А.С., Абакумова Н.Б.* (1965) Каледонский комплекс ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов Кольского полуострова и Северной Карелии. М.: Изд-во "Недра".
- 5) *Москалюк А.А.* (1961) Исследование включений растворов в минералах и породах (химический и термометрический методы). – Инф. сб. ВСЕГЕИ, №50.
- 6) *Мязь Н.И., Комлева Ж.А. и др.* (1968) О методике проведения и обработке результатов водных вытяжек. – В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия. Т.2. М., "Наука".
- 7) *Наумов В.Б., Поляков А.И.* (1971) Термобарометрическое исследование включений в минералах вулканических пород Западной рифтовой зоны Африки. – Геохимия, № 4, 379-386.
- 8) *Панина Л.И., Костюк В.П.* (1978) Включения минералообразующих сред в минералах щелочных пород карбонатитовых комплексов. В сб. "Теория и практика термобарогеохимии". М., "Наука".
- 9) *Реддер Э.* (1987) Флюидные включения в минералах. М.: "Мир".
- 10) *Римская-Корсакова О.М., Краснова Н.И.* (2002) Геология месторождений Ковдорского массива. СПб.: Изд-во СПбГУ.
- 11) *Соколов С.В.* (1973) Геотермометрическое изучение карбонатитовых комплексов. – Геохимия, № 10.
- 12) *Соколов С.В., Романчев Б.П.* (1978) Термометрическое исследование минералов ультраосновных щелочных и карбонатитовых комплексов (на примере Ковдорского массива). В сб. "Теория и практика термобарогеохимии". М., "Наука".
- 13) *Терновой В.И., Афанасьев Б.В., Сулимов Б.И.* (1969) Геология и разведка Ковдорского вермикулито-флогопитового месторождения. Л., "Недра".
- 14) *Терновой В.И.* (1977) Карбонатитовые массивы и их полезные ископаемые. Л., Изд. ЛГУ.
- 15) *Хитаров Д.Н.* (1968) Некоторые методические вопросы определения химического состава газовой-жидких включений с помощью водных вытяжек. В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия. Т. II. М.: "Наука".
- 16) *Ходаковский И.Л.* (1965) Характеристика гидротермальных растворов по данным изучения газовой-жидких включений в минералах. – В сб. "Минералогическая термометрия и барометрия". Изд-во "Наука".
- 17) *Naapala, I.* (1980) Fluid inclusions in the apatite of the Sokli carbonatite, Finland. A preliminary report. *Geology*.
- 18) *Kharlamov Y.S.* (1981) Origin of carbonatites of the Kovdor deposit. *International Geology Rev.*, v.23, no.8.
- 19) *Veksler Veksler I.V., Nielsen T.D.F. and Sokolov S.V.* (1998) Mineralogy of crystallized melt inclusions from Gardiner and Kovdor ultramafic alkaline Complexes: Implications for carbonatite genesis. *J. Petrol.* **39**, No 11-12, 2015-2031.