



ГЛУБИННЫЙ МАГМАТИЗМ, ЕГО ИСТОЧНИКИ И ПЛЮМЫ

Deep seated magmatism, its sources and plumes

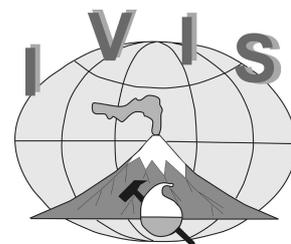


ПЕТРОПАВЛОВСК-КАМЧАТСКИЙ

ИРКУТСК

2005

*Российская Академия Наук
Сибирское Отделение
Институт геохимии им. А.П.Виноградова
Дальневосточное Отделение
Институт вулканологии и сейсмологии
Российский Фонд Фундаментальных Исследований*



Проблемы источников глубинного магматизма и плюмы

**(Problems of sources of deep
magmatism and plumes)**

Труды

*V Международного семинара
"Проблемы источников глубинного
магматизма и плюмы"*

Редактор Н.В. Владыкин

**Иркутск -
Петропавловск-Камчатский
2005**

Проблемы источников глубинного магматизма и плюмы.

Труды V международного семинара. Иркутск-Петропавловск-Камчатский. Изд-во Института географии СО РАН, 2005. 313с. ISBN 5-94797-077-5. Вып. 2

Труды пятого международного семинара, прошедшего в августе 2005 года в Институте вулканологии и сейсмологии ДВО РАН посвящены сложным процессам образования глубинных пород, их источникам и роли плюмов в их генезисе.

Проведен анализ флюидного и термального режима плюмового магматизма и установлено, что температуры плюмового материала превышают температуры верхней части астеносферы, что согласуется с термальной природой мантийных плюмов. Рассмотрен магматизм и изотопная систематика в раннемезозойской Северо-Монгольской – Западно-Забайкальской рифтовой зоне. Приводятся геохимические характеристики базальтов Приморья, Чарского района и Камчатки. Особо интересны данные по некимберлитовым алмазоносным породам Канады. Значительный интерес представляет изучение вещества мантийных ксенолитов из кимберлитов и химизм слагающих их минералов. По этим данным выводятся РТ условия образования мантии и ее строение под кимберлитами Сибирской платформы на основе различных геотермометров и геобарометров и более детальные данные по различным кимберлитовым полям Якутии, чем подтверждается вещественная неоднородность мантии. На основе изучения изотопов Sr и Nd большого количества карбонатитовых объектов Сибири и Монголии предлагается диаграмма определения по этим изотопам типа их мантийных источников.

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

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

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

*Рецензенты: доктор геол.-мин. наук О.М. Глазунов,
доктор геол.-мин. наук В.С. Антипин*

Оригинал-макет: Т.С. Торбеева, С.С. Цыпукова

*Институт географии СО РАН
664033, г.Иркутск, ул. Улан-Баторская 1*
Отпечатано в Глазковской типографии. г.Иркутск, ул. Гоголя 53.
Заказ №.1795 Тираж 150 экз.

ISBN 5-94797-077-5

© Институт геохимии СО РАН, 2005

© Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, 2005

© Институт географии СО РАН, 2005

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие редактора	4
Рябчиков И.Д. Летучие компоненты в источнике мантийных плюмов	5
Владыкин Н.В. Геохимия изотопов Sr и Nd щелочных и карбонатитовых комплексов Сибири и Монголии и некоторые геодинамические следствия	13
Врублевский В.В., Гертнер И.Ф. Природа карбонатитосодержащих комплексов складчатых областей: изотопные свидетельства мантийно-корового взаимодействия	30
Воронцов А.А., Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Лыхин Д. А., Дриль С.И., Татарников С. А., Сандиминова Г.П. Магматизм и геодинамические реконструкции Северо-Монгольской - Западно-Забайкальской рифтовой зоны в позднем триасе, ранней юре.	50
Глебовицкий В.А., Никитина Л.П., Пушкарев Ю.Д., Овчинников Н.О., Пестриков А.А., Бабушкина М.С. Верхняя мантия под архейскими кратонами: термальное состояние, химический состав, степень плавления (данные по глубинным ксенолитам)	80
Пушкарев Ю.Д., Никитина Л.П., Скиба В.И. Ксенолиты примитивной мантии как вещество источника MORB: идентификация, оценка величины Sm/Nd и Rb/Sr	98
Саблуков С.М., Каминский Ф.В., Саблукова Л.И. Древние алмазоносные изверженные породы некимберлитового типа	116
Специус З.В., Специус В. З. Неоднородности состава минералов в ксенолитах из кимберлитовых трубок Якутии	135
Ащепков И.В., Владыкин Н.В., Похиленко Н.П., Ротман А.Я., Афанасьев Н.П., 10. Логвинова А.М., Карпенко М.А., Вишнякова Е.В. Использование мономинеральной термобарометрии для реконструкций мантийных разрезов	159
Ротман А.Я., Богущ И.Н., Тарских О.В. Разнообразие кимберлитовых пород Якутии	176
Ащепков И.В., Владыкин Н.В., Ротман А.Я., Афанасьев Н.П., Кучкин А.С., Палесский С.В., Сапрыкин А.И., Аношин Г.Н., Хмельникова О.С. Вариации минералогии и строения мантийных колонн под кимберлитовыми трубками Верхне-Мунского поля.	206
Рипп Г.С., Бадмацыренов М.В., Дорошкевич А.Г., Ласточкин Е.И. Базиты и ультрабазиты карбонатитоносной зоны Северного Забайкалья	222
Панина Л.И., Усольцева Л.М., Поспелова Л.Н., Владыкин Н.В. Щелочные базальтоидные дайки Юхтинского массива: их характеристика и генезис	236
Сафонова И.Ю., Буслов М.М. Океанические базальты Чарского офиолитового пояса: геохимия, мантийные источники и геодинамические обстановки формирования	244
Авдейко Г. П., Хлебородова О.А. Геодинамические условия образования вулканических пород с внутриплитными геохимическими характеристиками в островодужной системе Камчатки	260
Колосков А. В., Аносов Г. И. Некоторые аспекты геологического строения и особенности проявления вулканизма на активных окраинах Тихого океана, как следствие концепции мантийной вихревой геодинамики	272
Савельев Д.П. Геодинамические условия формирования «внутриплитных» меловых базальтов Восточной Камчатки	289
Петухова Л.Л., Войнова И.П., Приходько В.С. Особенности минералогии щелочных базальтоидов из терригенно-вулканогенно-кремнистых комплексов Центрального Сихотэ-Алиня	299
Конев А.А., Конева А.А., Карташов П.М., Суворова Л.Ф., Ущиповская З.Ф. Минеральные ассоциации жильного комплекса Бираинской карбонатитовой дайки (Восточная Сибирь)	307

ПРЕДИСЛОВИЕ РЕДАКТОРА

В последние годы в связи с интенсивным развитием гипотезы плюмовой тектоники в мире и России появился повышенный интерес исследователей к изучению петрологии и геохимии внутриконтинентального магматизма повышенной щелочности. К ним относятся 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: чароита, Sr- 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.

Проблемам петрологии глубинного магматизма (щелочных пород, кимберлитов, щелочных базальтов и их мантийных ксенолитов) и связи их источников с плюмовыми процессами были посвящены 4 международных семинара, прошедшие в 2001 году в Институте геохимии СО РАН (г. Иркутск), в 2002г в ДВГИ ДВО РАН (г. Владивосток), в 2003г в ИТИГ ДВО РАН (г. Хабаровск) и в 2004г. в ГИ СО РАН (г. Улан-Уде).

В данной книге представлены заказные доклады международного семинара 2005 г. «Источники глубинного магматизма и плюмы» (г. Петропавловск-Камчатский). В сборнике рассмотрены особенности петрологии щелочного, карбонатитового, базальтового и кимберлитового магматизма. Обсуждается влияние флюида на термальный режим мантийных плюмов. На основе изучения изотопов Sr и Nd большого количества карбонатитовых объектов Сибири и Монголии обсуждается связь типа их мантийных источников с геодинамическим режимом образования комплексов, а так же рассмотрено происхождение карбонатитовых комплексов складчатых областей. Дается обзор происхождения базальтов Чарского района, Сихоте-Алиня, Камчатки. Значительный интерес представляет изучение вещества мантийных ксенолитов из кимберлитов, на основе которых подтверждается вещественная неоднородность мантии и эволюция мантийного вещества. Приводится описание некимберлитовых алмазоносных пород. Рассмотрена эволюция химизма лопарита в расслоенном Ловозерском комплексе и особенности магматизма Монголо-Забайкальской мезозойской рифтовой зоны. Во всех работах предполагается плюмовый механизм выплавления первичных щелочных магм в определенных районах Земли в различные возрастные периоды.

**Председатель Оргкомитета,
Главный редактор,
доктор геолого-минералогических наук**

Н.В. Владыкин

Летучие компоненты в источнике мантийных плюмов

Рябчиков И.Д.

ИГЕМ РАН, Москва

Проведен анализ флюидного и термального режима плюмового магматизма. Установлено, что температуры плюмового материала на начальных стадиях магмаобразования значительно превышают температуры верхней части астеносферы, что согласуется с термальной природой мантийных плюмов. Появление в основании магмагенерирующих плюмов магм с высокими содержаниями летучих компонентов объясняется экстракцией близосolidными расплавами несовместимых компонентов, к которым относятся и летучие соединения, при низких степенях частичного плавления. Доказательства дополнительного поступления летучих компонентов например в форме глубинных флюидных потоков из земного ядра отсутствуют. Даже с учетом присутствия летучих компонентов, оцененные температуры плюмового материала на начальных стадиях магмаобразования значительно превышают температуры верхней части астеносферы, что согласуется с термальной природой мантийных плюмов.

Введение

Геохимические характеристики магм, связанных с плюмовой обстановкой, содержат зашифрованную информацию о составе и термодинамических параметрах глубинных оболочек Земли, включая содержания летучих компонентов. Изотопные исследования последних лет позволяют предполагать, что наиболее мощные плюмы зарождаются на границе мантии и ядра. Если это так, то в принципе для нашего изучения доступен полный разрез силикатной части Земли, и это может раскрыть особенности флюидного режима самых глубинных геосфер. Эта проблема имеет непосредственное отношение к механизму формирования плюмов.

Наиболее распространенная точка зрения на причины подъема глубинного вещества и его частичного плавления предполагает механическую нестабильность глубинных (нижнемантийных?) горячих зон, вызывающую всплывание материала в окружении более холодного вещества и плавление вещества плюма в пределах верхней мантии вследствие адиабатической декомпрессии.

Альтернативная точка зрения, поддерживаемая целым рядом исследователей, выдвигает в качестве главной причины магмаобразования в плюмовой обстановке вертикальную миграцию летучих компонентов (потоки из земного ядра восстановленных флюидов), снижающих температуры плавления силикатного материала. Эти исследователи предлагают заменить модель «горячих точек» или «горячих пятен» моделью «мокрых пятен». В этом плане проблема флюидного режима плюмов приобретает принципиальное значение.

Плюмы с границы ядро – мантия?

Главным геохимическим открытием последних лет, подтвердившим участие вещества земного ядра в формировании источника плюмовых магм, является обнаружение синхронных положительных отклонений от хондритовых значений $^{186}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ и $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ отношений для пикритов Гавайских островов, руд Норильского региона и коматитов острова Горгона (рис. 1). В то же время образцы, отражающие

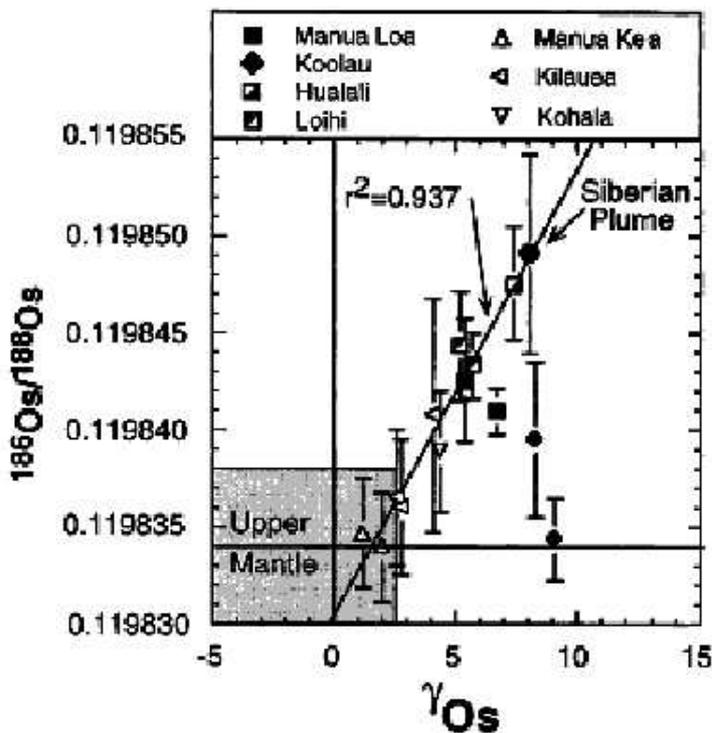


Рис. 1. Диаграмма в координатах $^{186}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ - γ_{Os} для гавайских пикритов и норильских руд (BRANDON et al., 1998),

(где $\gamma_{\text{Os}} = ((^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os})_{\text{sample}} / (^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os})_{\text{Chond}} - 1) * 100$)

изотопный состав осмия в верхней мантии имеют изотопные отношения, близкие к хондритовым. Количества ^{187}Os в породах и рудах растут за счет радиоактивного распада ^{187}Re , а ^{186}Os является продуктом распада ^{190}Pt . Отсюда следует, что источники гавайских пикритов и магм сибирской трапповой провинции длительное время характеризовались отношениями Pt/Os и Re/Os, превышающими хондритовые значения. Наиболее вероятным объяснением этого является захват магмаобразующими плюмами небольшого количества (порядка 1%) вещества внешнего металлического ядра Земли: ядро в целом по всей вероятности имеет хондритовые отношения платиноидов, но кристаллизация внутреннего (твердого) ядра могла привести к увеличению Pt/Os и Re/Os отношений во внешнем (расплавленном) ядре, так как и платина и рений входят в кристаллический сплав на основе железа в меньших пропорциях по сравнению с осмием. Последнее утверждение доказывается экспериментальными данными, и закономерностями распределения платиноидов в железных метеоритах. На корреляционной диаграмме отношений $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ и $^{186}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ образцы норильских руд лежат в области более радиогенных значений по сравнению с гавайскими пикритами, что позволяет рассматривать магматические породы сибирской трапповой провинции, к которой относятся рудоносные интрузии Норильск-Талнахского района, как наиболее вероятные носители геохимических сигналов, приходящих из земного ядра.

Наблюдаемые вариации отношений $^{186}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ чрезвычайно малы – 1 – 2 единицы в пятом знаке после запятой, и необходимые сверхпрецизионные измерения доступны единичным лабораториям. Поэтому в дополнение к изотопным критериям я проанализировал, как поступление вещества металлического ядра в материал наиболее мощных мантийных плюмов, будет влиять на поведение главных элементов, слагающих металлическое ядро, в надежде найти более доступные критерии взаимодействия ядра с вышележащими геосферами. К главным компонентам ядра в первую очередь относятся

железо (около 80%) и никель (около 5%). Добавка 1% такого вещества к пиролиту снизит после окисления металла его атомное отношение $Mg/Mg+Fe$ приблизительно на один процент. Учитывая, что окись никеля в перидотитах входит почти целиком в оливин, ее содержание в оливине после добавки и окисления металлического сплава с 5 % Ni возрастет приблизительно на 0,1%. В результате мы будем иметь перидотит с оливином несколько меньшей магнезиальности по сравнению с исходным пиролитом, но с заметно более высокими содержаниями никеля (тенденция, обратная тренду кристаллизационной дифференциации). Эта особенность будет в дальнейшем наследоваться оливинами, которые кристаллизуются из магм, возникших в результате частичного плавления подобного перидотитового вещества. Таким образом, для проверки гипотезы об участии вещества металлического ядра в источнике плюмовых магм можно сравнить зависимость содержания NiO в кристаллизовавшихся из них оливинах с аналогичной зависимостью для магматических пород верхнемантийного источника, например для производных магм типа базальтов срединных океанических хребтов. Среди магматических пород сибирской трапповой провинции высокомагнезиальные эффузивы наиболее перспективны в плане обнаружения признаков участия материала земного ядра в суперплюме, так как они ближе к первичным выплавкам, чем значительно более распространенные толеитовые платобазальты, и они не подверглись сколько-нибудь заметной контаминации материалом континентальной коры.

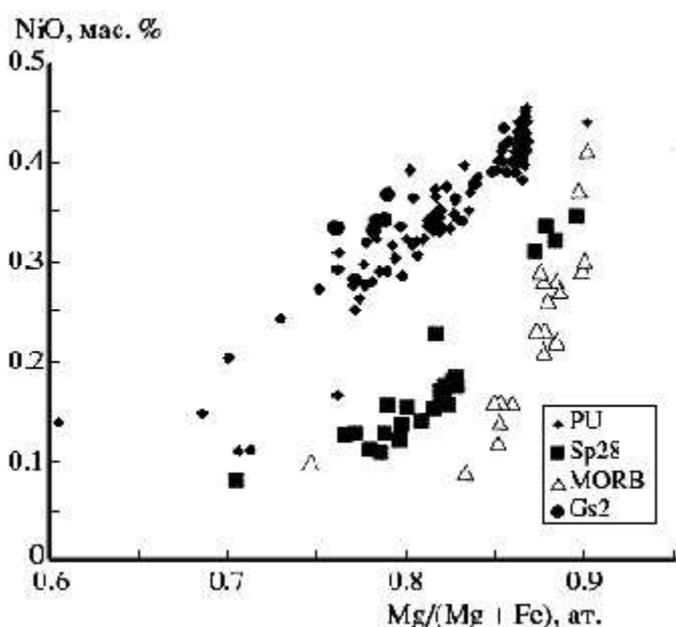


Рис. 2. Зависимость содержания NiO в оливинах от магнезиальности для субщелочных пикритовых базальтов плато Путорана (PU), пикритов верхнего горизонта гудчихинской свиты района Норильск-Талнах, (Gd2), щелочного базальта района Талланте, Испания (Sp28) и для базальтовых лав и даек из впадины Гесса (MORB).

Проведенное сравнение показывает (рис. 2) наличие существенных различий содержаний никеля в магмах плюмовой обстановки и астеносферных расплавах типа базальтов срединных океанических хребтов. Это подтверждает предположение, что крупные плюмы формировались на границе земного ядра и мантии, а их материал захватывал около 1% металлической фазы.

Летучие компоненты в веществе глубинных плюмов

В условиях высоких давлений и небольших содержаний летучих компонентов они не образуют в мантии отдельной флюидной фазы. Вместо этого они входят в виде изоморфной примеси в породообразующие минералы и начинают вести себя как обычные магнафильные элементы (рис. 3). Корреляция летучих компонентов с нелетучими

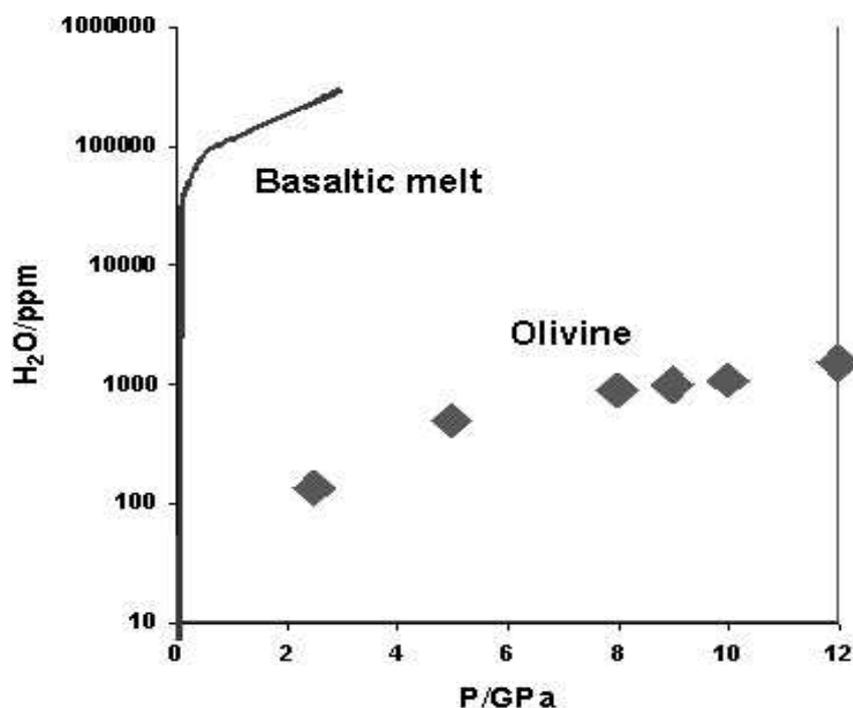


Рис. 3. Растворимость воды в зависимости от давления в оливине и в базальтовом расплаве.

геохимическими аналогами (то есть с элементами, имеющими в магматических системах близкие комбинированные коэффициенты распределения) позволяет связать данные по содержаниям летучих в закаленных стеклах или расплавленных микровключениях с их концентрациями в мантийном источнике. Так геохимическим аналогом воды в базальтовом магматизме является Се. Учитывая, что отношение H_2O/Se в БСОХ различных регионов близко к 168 ± 95 [5], содержание воды в деплетированной мантии можно оценить как 144 ppm (рис. 4).

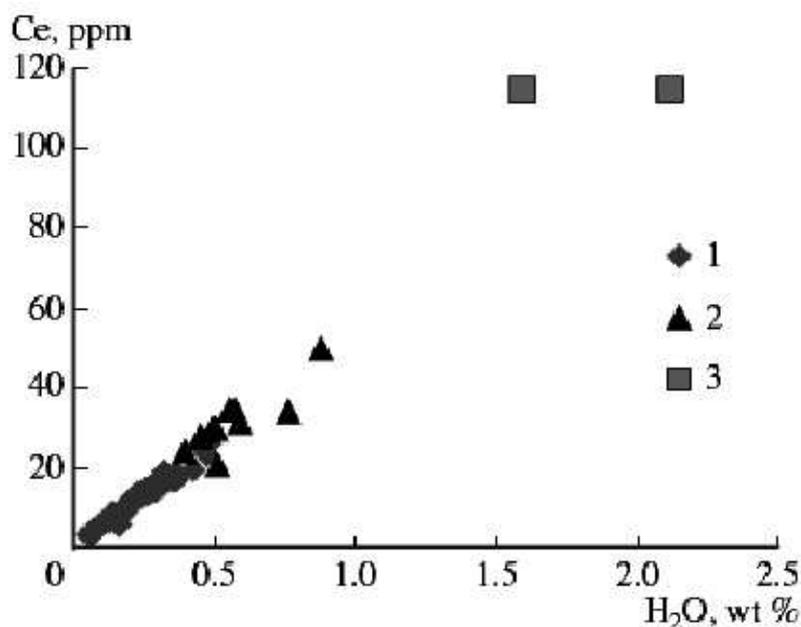


Рис. 4. Корреляция содержаний воды и церия в базальтовых магмах различного происхождения
Условные обозначения: 1 - стекла Тихого и Индийского океанов, 2 - стекла базальтов подводной горы Лоихи, Гавайи, 3 - оценки для щелочных пикритов Маймеча-Котуйского региона.

Близко к корреляционной зависимости для БСОХ, хотя и в области более высоких содержаний летучих и ЛРЗЭ, лежат и расплавы базальтоидов океанических островов (например, Гавайи). На продолжение той же корреляционной зависимости проецируются и высокомагнезиальные расплавы Сибирской трапповой провинции, содержания летучих

в которых были оценены из данных по расплавленным микровключениям. Абсолютные значения концентраций воды в последних заметно выше, чем для примитивных базальтоидов океанических регионов, но содержания Се в сибирских пикритах также высоки. Поэтому мантийный источник сибирского плюма не должен быть аномально обогащен водой, скорее всего он сходен с нижнемантийным источником типа FOZO, а высокие концентрации воды в ультраосновных расплавах здесь объясняются низкими степенями плавления мантийного материала и интенсивной экстракцией воды близосolidусной магмой.

Геохимическими аналогами CO_2 (в отсутствии остаточных карбонатов) в мантийных магматических системах являются такие максимально несовместимые элементы, как Nb, Th или Ba, как это следует, например, из данных по закаленным стеклам и расплавленным микровключениям трансформного разлома Сикейрос. К этой же корреляционной зависимости тяготеют оценки по данным расплавленных микровключений в высокомагнезиальных породах сибирского плюма, а также наши оценки для кимберлитов (рис. 5). Торий оказывается несколько более подходящим элементом для корреляции с CO_2 , чем ниобий, так как последний дает в кимберлитах слабую отрицательную аномалию.

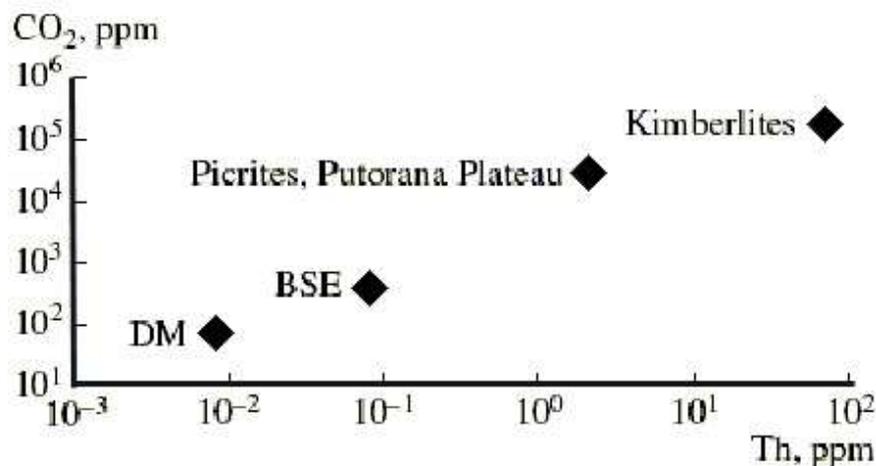


Рис. 5. Корреляция содержаний CO_2 и тория в плюмовых магмах, а также в веществе деплетированной (DM) и примитивной (BSE) мантии.

Вообще, среди расплавов, возникновение которых связано с подъемом мантийных плюмов, наиболее обогащены летучими компонентами алмазоносные магмы – кимберлиты и лампроиты. Это находит отражение во взрывном характере внедрения этих магм и присутствию в них первичных карбоната и флогопита. Так, по нашим оценкам [1] исходные кимберлитовые магмы содержат примерно 10 - 20% CO_2 , т.е. они имеют промежуточный состав между силикатными и карбонатными расплавами. Надо иметь в виду, что алмазоносные породы обогащены не только летучими, относящимися как указывалось выше к несовместимым компонентам, но они характеризуются чрезвычайно высокими концентрациями нелетучих сильно несовместимых элементов. Высокие содержания летучих компонентов в кимберлитах объясняются чрезвычайно интенсивной экстракцией летучих соединений расплавом при низких степенях частичного плавления и не требуют аномальной обогащенности мантийного источника.

Наблюдаемые тесные корреляции летучих и компонентов и их нелетучих геохимических аналогов в магмах мантийного генезиса свидетельствуют об отсутствии крупномасштабного флюидного переноса вещества в глубинных геосферах.

Летучие компоненты глубинных геосфер

Содержания летучих компонентов в мантии, опробованной плюмовым магматизмом, довольно низки, но их интенсивные глубинные потоки могут быть связаны либо с дегазацией бывшей океанической литосферы, либо с вовлечением материала металлического ядра в мантийные конвективные системы, при условии, что ядро содержит заметные количества элементов, дающих летучие соединения.

Содержания летучих в земном ядре могут быть найдены, если известны их количества в Земле в целом, из которых вычитаются массы летучих в силикатной части Земли. Единственный возможный в настоящее время подход к оценке содержаний летучих в Земле в целом может основываться на космохимических принципах.

Для оценки земного бюджета водорода мы воспользовались сравнением отношений водорода к другим летучим компонентам в земных оболочках и в космосе. В качестве реперного элемента для сравнений был выбран несомненно более летучий, чем вода инертный газ аргон, или точнее изотоп ^{36}Ar , масса которого на Земле после завершения акреции оставалась постоянной. Отношение $\text{H}/^{36}\text{Ar}$ в углистых хондритах на порядок выше, чем в атмосфере Земли (см. Таблицу 1). Отсюда можно было бы заключить,

Таблица 1.

Отношения $\text{H}/^{36}\text{Ar}$ в различных геохимических резервуарах

Углистые хондриты типа CI	$3.34 \cdot 10^8$
Атмосфера + гидросфера	$7.74 \cdot 10^5$
Деплетированная мантия	$3.34 \cdot 10^8$

что масса водорода, примерно эквивалентная 9 гидросферам, ушла из верхних оболочек и мантии Земли. Селективная потеря воды относительно аргона в космос маловероятна ввиду более высокой летучести аргона. Тогда в качестве альтернативы возникает предположение, что водород ушел в гидридной форме в ядро в результате взаимодействия воды с металлическим железом в глубинных зонах Земли. В этом случае оценки дают приблизительно 0.1% H в металлическом ядре нашей планеты (Таблица 2).

Таблица 2.

Оцененные содержания воды в различных геосферах.

Геосфера	H_2O ppm
Континентальная кора + гидросфера	62000
Верхняя мантия (источник MORB)	144
Нижняя мантия (FOZO)	750
Металлическое ядро	9000 (1000 ppm H) ??

Сравнение оцененных масс воды и других летучих компонентов в глобальных оболочках Земли показывает, что в ядре они могут быть более чем на порядок высокими по сравнению с силикатной Землей, включая экзосферу. Возможность транспорта летучих из ядра в вышележащие геосферы зависит от возможности вовлечения материала земного ядра в конвективные системы, действующие в мантии.

Выделение водорода из ядра в качестве самостоятельной флюидной фазы невозможно вследствие высокой стабильности гидроксида железа при сверхвысоких давлениях (согласно экспериментальным данным [7]). Определенные количества летучих могут быть перемещены из ядра в материал суперплюмов путем захвата металлической фазы. Как уже упоминалось, данные по изотопной системе $^{190}\text{Pt}/^{186}\text{Os}$ [4], а также данные по содержаниям никеля, показывают, что порядка 1% металлического материала может быть добавлено к веществу плюма. Для соединений водорода и углерода эти добавки вряд ли существенны.

Оценки температур материала плюмов

Термодинамические параметры генерации близосolidусных расплавов позволяют оценить температуры плюмового материала и тем самым решить вопрос о термальной или флюидной природе плюмов. Для этого надо установить давление начала магмообразования и сравнить его с кривой солидуса перидотитового материала. При этом необходимо учитывать влияние летучих компонентов на плавление перидотита.

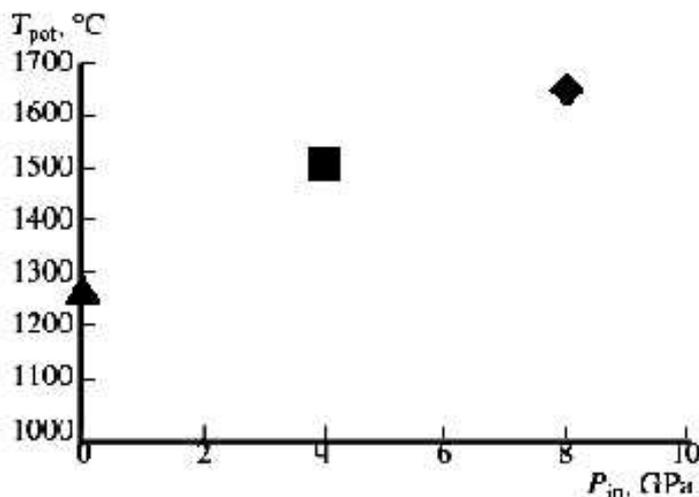


Рис. 6. Оценки потенциальных температур (T_{pot}) и начальных давлений в основании магмаобразующей колонны (P_{in}) для меймечитовых магм (ромб), платобазальтов Сибирской трапповой провинции (квадрат) и среднемантийной адиабаты (треугольник).

Чувствительные к давлению титан-натровые отношения в высокомагнезиальных магмах сибирской трапповой провинции дают оценки порядка 7 ГПа, или выше. Валовые составы исходных магм меймечитов и субщелочных пикробазальтов, оцененные на основании изучения расплавных микровключений [8, 2] с поправками на удаление оливина, близки к близосolidусным выплавкам из сухого пиролита при давлениях около 7 – 9 ГПа, что отвечает температуре 1750 – 1800°C. Присутствие в подобных магмах 1,5 – 2% H_2O (см. выше) снизит температуру плавления приблизительно всего на 50°, т.е. до 1700 – 1750°C. Соответственно, потенциальные температуры будут равны 1630 – 1660°C. Для сравнения укажем, что в отсутствии пертурбаций, вызванных подъемом плюмов, потенциальная температура верхней мантии оценивается близкой к 1270°C (рис. 6). Следовательно, температура материала глубинных плюмов превышает температуру окружающей мантии весьма существенно – на 350 – 400°C.

Выводы, вытекающие из геохимических характеристик высокомагнезиальных расплавов, имеют принципиальное значение для понимания природы мантийных плюмов и механизмов магмаобразования в плюмовой обстановке. Как отмечалось выше, наряду с представлениями о том, что причиной возникновения мантийных плюмов является подъем горячего разуплотненного вещества от границы ядро – мантия и плавление вещества плюма в пределах верхней мантии вследствие адиабатической декомпрессии существуют альтернативные точки зрения, отрицающие необходимость высоких температур. Так, ряд исследователей, выдвигает в качестве главной причины магмаобразования в плюмовой обстановке потоки восстановленных флюидов из земного ядра, снижающие после окисления температуры плавления силикатного материала [6, 9].

Данные, приведенные в настоящем сообщении, доказывают, что глубинный материал характеризовался очень высокими температурами, а роль летучих в веществе мантийных плюмов была весьма ограниченной. Представляется, что этот вывод имеет важное значение не только для понимания природы плюмов, но и для установления термальной структуры Земли. Он подтверждает резкий температурный скачок в

непосредственной близости к границе мантии с ядром, вытекающий из экспериментальных данных по плавлению богатых железом сплавов при сверхвысоких давлениях [3]. Все это также свидетельствует в пользу того, что часть глобального теплового потока черпается из запасов энергии постепенно кристаллизующегося металлического ядра.

Выводы

1. Оцененные температуры плюмового материала на начальных стадиях магмаобразования значительно превышают температуры верхней части астеносферы, что согласуется с термальной природой мантийных плюмов.

2. Появление в основании магнегенерирующих плюмов магм с высокими содержаниями летучих компонентов объясняется экстракцией близосolidусными расплавами несовместимых компонентов, к которым относятся и летучие соединения, при низких степенях частичного плавления.

3. Доказательства дополнительного поступления летучих компонентов например в форме глубинных флюидных потоков из земного ядра отсутствуют, т.е. концепция «мокрых пятен» не находит подтверждения. Даже с учетом присутствия летучих компонентов, оцененные температуры плюмового материала на начальных стадиях магмаобразования значительно превышают температуры верхней части астеносферы, что согласуется с термальной природой мантийных плюмов

Литература

1. **Рябчиков, И.Д.** 1995. Мантийный метасоматизм и генерация кимберлитовых магм. In: Э.М. Галимов (Editor), Основные направления геохимии. Наука, Москва, с. 70-77.
2. **Рябчиков, И.Д. et al.**, 2002. Термодинамические параметры генерации меймечитов и щелочных пикритов Маймеча-Котуйской провинции (по данным изучения расплавных микровключений). Геохимия, 40(11): 1139-1150.
3. **Boehler, R.**, 1996. Melting of mantle and core materials at very high pressures. Philosophical Transactions of the Royal Society of London Series a- Mathematical Physical and Engineering Sciences, 354: 1265-1278.
4. **Brandon, A.D., Walker, R.J., Morgan, J.W., Norman, M.D. and Prichard, H.M.**, 1998. Coupled ^{186}Os and ^{187}Os evidence for core-mantle interaction. Science, 280(5369): 1570-1573.
5. **Dixon, J.E. and Clague, D.A.**, 2001. Volatiles in basaltic glasses from Loihi seamount, Hawaii: evidence for a relatively dry plume component. Journal of Petrology, 42(3): 627-654.
6. **Green, D.H., Falloon, T.J. and Taylor, W.R.**, 1987. Mantle-derived magmas - roles of variable source peridotite and variable C-O-H fluid compositions. In: B.O. Mysen Editor), Magmatic processes: physicochemical principles. Geochem. Soc. Spec. Pub., pp. 139-154.
7. **Okuchi, T.**, 1997. Hydrogen partitioning into molten iron at high pressure: implications for Earth's core. Science, 278: 1781-1784.
8. **Ryabchikov, I.D., Solovova, I.P., Ntaflou, T., Buechl, A. and Tikhononkov, P.I.**, 2001. Subalkaline picrobasalts and plateau basalts from Putorana plateau (Siberian CFB province). II. Melt inclusion chemistry, composition of "primary" magmas and P-T regime at the base of superplume. Geochemistry International, 39(5): 432-446.
9. **Taylor, W.R. and Green, D.H.**, 1988. Measurements of reduced peridotite-C-O-H solidus. Nature, 332: 349-352

УДК 552.33+550.42

Геохимия изотопов Sr и Nd щелочных и карбонатитовых комплексов Сибири и Монголии и некоторые геодинамические следствия

Владыкин Н.В.

Институт геохимии им. А.П.Виноградова СО РАН, г.Иркутск, E-mail: vlad@igc.irk.ru

Введение

Карбонатиты - одни из сложнейших образований природы, связанные с глубинными силикатными ультраосновными и щелочными комплексами. Их магматический генезис и мантийность первичных магм, дифференциатами которых они являются, в настоящее время у большинства исследователей не вызывает сомнений. Так как на поверхности не всегда присутствуют все разновидности пород карбонатитовых комплексов и из-за плохой обнаженности территорий отнесение карбонатных пород к карбонатитам до сих пор проблематично. Для этого используют минералогические (наличие редкометалльных Nb, Zr, TR -минералов) и геохимические критерии (повышенные концентрации Ba, Sr, Nb, TR и др. элементов). Особое место в геохимической характеристике карбонатитов занимает геохимия стабильных изотопов, благодаря которой возможно определить и тип мантии, из которой выплавлялись магмы, давшие начало карбонатитам. Однако, еще много вопросов изотопной геохимии не решены, а накопление новых данных приводит к расширению установленных ранее изотопных границ. Например, еще 20 лет назад мантийными считались только породы, имеющие отношение изотопов Sr 0.703-0.704. Развитие изотопной геохимии Nd и накопление аналитических данных по изотопам Nd и их соотношения с изотопами Sr показали, что отношение изотопов Sr 0.703 характерны для деплетированной мантии, а для обогащенной мантии EM-1 и особенно EM-2 эти величины возрастают до 0.720 (например, в несомненно мантийных лампроитах Австралии и Испании). Расширился и круг пород, в ассоциации с которыми встречаются карбонатиты (например, щелочные породы K-ряда) и районы распространения карбонатитовых комплексов. Ранее считалось, что карбонатитовые комплексы образуются только по периферии платформ и щитов, но в настоящее время в большом количестве они встречены и в районах завершенной складчатости, например в Монголии или Бурятии. Так как карбонатитовые комплексы имеют мантийное происхождение, то интересно определить связь геодинамических обстановок их образования с типом исходного для них мантийного субстрата.

В данной работе использованы изотопные данные, полученные для карбонатитовых объектов обрамления Сибирской платформы, Алданского щита, Южной Монголии, Приморья и для сопоставления приводятся данные по массивам Средней Азии и лампроитам США, Австралии и Испании. Геохимические пробы карбонатитов собраны за последние 30 лет Н.В.Владыкиным, а изотопные данные по ним получены Т. Морикио и Т. Миасаки в университетах Шинши, Киото и Ниигата (Япония)[4, 8]. Кроме того в работе использованы изотопные определения по пробам Е.А. Чернышевой, Л.И. Паниной и Н.М. Подгорных, опубликованные нами в совместной работе [29], в которой подробно изложена и методика анализа изотопов. Данная работа является продолжением более ранней работы по изотопии углерода и кислорода [11], опубликованной в четвертом сборнике данного семинара. Определения изотопов С, О, Sr и Nd производились из одних и тех же проб. По геологическому положению карбонатитовых массивов выделяются три

генетических (геодинамических) района их распространения. Это – карбонатиты обрамления Сибирской платформы, карбонатиты складчатых поясов и карбонатиты рифтовых зон сочленения Алданского щита с Сибирской платформой.

Карбонатиты обрамления Сибирской платформы

В настоящей работе рассмотрены данные по изотопам Sr и Nd Восточно-Саянской провинции (массивы Большезиминский, Среднезиминский, Тагнинский и Жидойский), Маймеча-Котуйской провинции (массивы Гули и Ессей), Енисейского кряжа (массивы Кия и Татарский), а так же Восточно-Алданской и Сэтэ-Даванской провинций (массивы Арбарастах, Ингили и Горное Озеро). Расположение массивов показано на рис. 1. Значения изотопов Sr и Nd приведены в табл. 1 и рис. 2. Описание массивов по работе [4, 26]. Массивы Горное Озеро, Ингили и Арбарастах находятся в юго-восточном обрамлении Сибирской платформы.

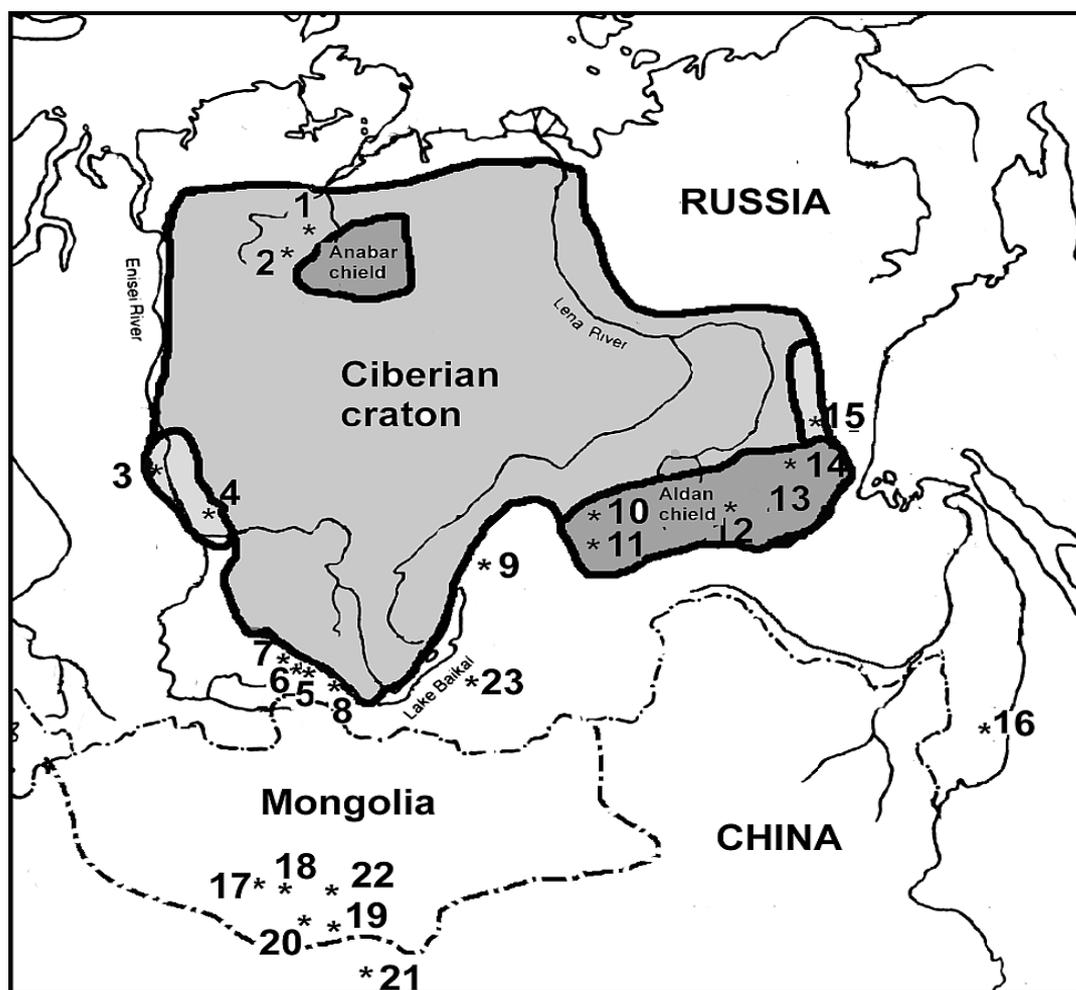


Рис.1. Географическое положение карбонатитовых массивов.

Массивы: 1-Гули, 2- Ессей, 3- Кийский, 4-Татарский, 5-Белая Зима, 6-Средняя Зима, 7- Тагна, 8-Жидойский, 9- Бурпала, 10- Мурун, 11- Хани, 12- Билибинский, 13-Арбарастах, 14- Ингили, 15- Горное озеро, 16-Кокшаровский, 17- Мушугай, 18- Баян-Хушу, 19-Лугингол, 20-Хан-Богдо, 21-Баян-Обо, 22- Улугей, 23-Халюта.

Таблица 1.

Изотопный состав Sr и Nd в карбонатах Сибири.

п/п	Номер пробы	Sm (ppm)	Nd (ppm)	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd атомное	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd начальное	Rb (ppm)	Sr (ppm)	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr атомное	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr начальное	εNd	εSr
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
Арбарастах (675Ma)													
1	273	66.7	453.0	0.0890	0.51252	0.51213	1.7	7980	0.0006	0.70250	0.70249	7.0	-17.2
2	275	39.8	279.0	0.0860	0.51251	0.51212	28.5	3480	0.0237	0.70282	0.70260	7.0	-15.7
Ингили (665Ma)													
3	314	74.2	522.0	0.0860	0.51250	0.51213	48.2	12200	0.0114	0.70257	0.70246	6.8	-17.8
4	309	58.0	393.0	0.0893	0.51251	0.51212	44.1	6600	0.0193	0.70257	0.70239	6.7	-18.9
Горное озеро (360Ma)													
5	Го1	19.4	150.0	0.0778	0.51264	0.51246	34.2	3690	0.0268	0.70312	0.70298	5.5	-15.6
6	Го2	1250	16800	0.0450	0.51253	0.51242	0.6	1530	0.0011	0.70376	0.70376	4.8	-4.5
Татарский (640Ma)													
7	162/35	93.5	552.0	0.1024	0.51250	0.51208	45.2	7220	0.0181	0.70268	0.70252	5.1	-17.4
8	1704/27	5.0	32.4	0.0943	0.51250	0.51211	1.4	6690	0.0006	0.70233	0.70233	5.7	-20.2
Кийский (250Ma)													
9	K240	11.6	66.1	0.1062	0.51265	0.51248	10.6	928	0.0331	0.70400	0.70388	3.2	-4.5
Чадобец (160Ma)													
10	436/4	35.0	227.0	0.0932	0.51263		2.0	3070	0.0022	0.70352	0.70350	1.37	-10.5
11	436/5	17.8	93.1	0.1159	0.51267		1.0	2470	0.0008	0.70344	0.70340	2.86	-12.4
12	436/8	41,1	287.0	0.0881	0.51262		1.0	1490	0.0016	0.70357	0.70360	1.48	-10.6
Гули (230Ma)													
13	Г1	5.57	32.3	0.1042	0.51274	0.51258	14.3	7370	0.0056	0.70309	0.70307	4.7	-16.4
14	Г2	34.3	234.0	0.0889	0.51274	0.51261	0.6	4370	0.0004	0.70321	0.70321	5.2	-14.5
15	ГЗ-4	12.0	80.8	0.0895	0.51273	0.51260	1.2	3720	0.0010	0.70316	0.70315	5.1	-15.2
Ессей (230Ma)													
16	2000	8.69	45.5	0.1155	0.51269	0.51252	2.8	2890	0.0028	0.70344	0.70343	3.5	-11.3
17	2014	7.68	48.9	0.0950	0.51272	0.51258	1.2	4190	0.0008	0.70334	0.70333	4.7	-12.7
Белая зима (600Ma)													
18	1b	39.5	240.0	0.0995	0.51246	0.51207	22.0	4040	0.0157	0.70318	0.70305	4.0	-10.6
19	1c	16.4	130.0	0.0764	0.51235	0.51205	62.0	5800	0.0309	0.70321	0.70294	3.6	-12.1
20	2a	49.2	320.0	0.0930	0.51239	0.51203	1.5	6850	0.0006	0.70304	0.70304	3.2	-10.7
21	6w	37.5	307.0	0.0739	0.51230	0.51201	0.7	8690	0.0002	0.70308	0.70307	2.9	-10.2
22	6g	43.4	510.0	0.0515	0.51226	0.51205	0.5	11300	0.0001	0.70303	0.70303	3.7	-10.9
23	БЗ1				0,51207						0,70305	4.0	
Средняя зима (600Ma)													
24	1/1	26.0	158.0	0.0994	0.51249	0.51209	8.3	6940	0.0035	0.70295	0.70292	4.5	-12.4
25	86/7	19.4	118.0	0.1001	0.51250	0.51211	152.0	1580	0.2783	0.70547	0.70309	4.7	-10.0
26	113/3	22.7	139.0	0.0985	0.51247	0.51209	13.9	5400	0.0074	0.70303	0.70297	4.3	-11.7
Тагна (600Ma)													
27	T1	2.2	19.9	0.0672	0.51230	0.51203	0.9	645	0.0040	0.70438	0.70434	3.3	7.8
28	T34	2.3	25.6	0.0545	0.51227	0.51205	83.9	1550	0.1566	0.70439	0.70305	3.7	-10.6
29	T5	6.36	41.2	0.0932	0.51237	0.51200	0.6	429	0.0040	0.70662	0.70658	2.7	39.7
Мушугай (120-150Ma)													
30	1986	13.8	156.7	0.0532	0.51247	0.51243	1.81	1547	0.0034	0.70625	0.70624	-0.8	26.9
31	1910	9.7	107	0.0549	0.51246	0.51242	0.46	1327	0.0010	0.70626	0.70625	-1.0	27.2
32	540a	22,2	168	0.0799	0.51253		116.4	5243	0,0642	0.70550	0.70537	-0.4	14.4
33	1985	354,0	4172	0.0513	0.51241		16.8	1187	0,0410	0.70720	0.70711	-2,2	39,0
34	1898	628,6	5074	0.0749	0.51246		2.4	71565	0,0001	0.70600	0.70599	-1,7	23,1
35	1907				0.51243		1.9	20586	0,0003	0.70600	0.70595	-1,1	22,6
Баян-Хушу (120-145Ma)													
36	2031	86,2	969,6	0.0537	0.51251		2.8	102472	0,0001	0.70600	0.70600	0,2	23,8
37	2029	135,1	1610	0.0507	0.51244		8.3	47153	0,0005	0.70600	0.70598	-1,0	23,5
38	2032	80,7	739,4	0.0660	0.51241		3.9	2775	0,0041	0.70690	0.70691	-1,9	36,7

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
Улугей-Хушу (150-175Ма)													
39	1975-1	42,8	364,8	0.0710	0.51266		1.4	23888	0,0002	0.70410	0.70408	2,8	-3,5
40	1975-2	43,0	366,0	0.0710	0.51268		1.3	23715	0,0002	0.70420	0.70419	3,2	-3,3
Лугингол (257Ма)													
41	1778	520	5864	0.0536	0.51238	0.51231	44	1227	0.1036	0.70831	0.70831	-1,4	57,5
42	1779	482	5836	0.0500	0.51233	0.51233	15	1325	0.0326	0.70855	0.70846	-1,0	59,5
43	4443			0.0869	0.51239				1.476	0.71345	0.70805	-1,3	
44	4444			0.0952	0.51236				0.2286	0.70889	0.70806	-2,1	
Бэлтсин-Гол (400Ма)													
45	525/2	0,2	1,2	0.1074	0.51214		1.0	2100	0,0009	0.70783	0.70782	-5,3	53
46	525/6	0,2	1,0	0.1168	0.51216		0	2450	0,0003	0.70809	0.70809	-5,2	57
47	529/4	6,0	32,8	0.1098	0.51247		1.0	1110	0,3464	0.70867	0.70867	1,2	38
48	529/31	2,2	10,6	0.1237	0.51217		1.0	820	0,0018	0.70780	0.70781	-5,6	53
Халюга (120Ма)													
49	Хл-1/6	46.4	303.0	0.0926	0.51226		118.0	13870	0.0247	0.70582		-5,7	20,1
50	Хл-4/1-si	106.0	1330.0	0.0482	0.51230		1.6	3620	0.0013	0.70581		-4,3	20,5
51	Хл-4/1-c	5.0	30.0	0.1033	0.51236		6.3	188400	0.0001	0.70589		-4,1	21,8
52	Хл-4/4-si	612.0	4530.0	0.0816	0.51223		0.8	7935	0.0003	0.70571		-6,1	19,1
53	Хл-4/4-c	39.6	275.0	0.0869	0.51228		10.2	122800	0.0002	0.70584		-5,4	21,0
54	Хл-4/5	47.6	359.0	0.0803	0.51222		0.4	40050	0.00003	0.70589		-6,3	21,8
55	Хл-136/1	47.8	331.0	0.0874	0.51224		0.5	38800	0.00003	0.70583		-6,1	30,9
Аршан (120Ма)													
56	Ар138/2f	121	703.0	0.1037	0.51224				0	0.70592		-6,4	22,2
57	Ар138/2b	5004	77620	0.0390	0.51219		0.1	22460	0.00001	0.70592		-6,4	22,2
Ошурково (120Ма)													
58	Ош-1/7	33.3	231.0	0.0871	0.51236		40.1	6010	0.0193	0.70540		-3,7	14,3
59	Ош-2/16	36.3	235.0	0.0935	0.51237		27.1	7200	0.0109	0.70541		-3,6	14,6
60	Ош-1/13	27.7	188.0	0.0892	0.51239		37.6	6430	0.0169	0.70535		-3,2	13,7
61	Ош-1/4	14.3	102.0	0.0853	0.51240		49.6	8900	0.0161	0.70525		-2,9	12,2
62	Ош-2/17	6.5	44.2	0.0882	0.51242		9.00	12430	0.0021	0.70522		-2,6	12,1
63	Ош-2/2	41.2	331.0	0.0753	0.51236				0	0.70539		-3,6	14,7
Ермаковка (140Ма)													
64	714	9,3	71,2	0.0788	0.51237		32,7	3258	0,0290	0.70645	0.70642	-3,2	29,6
65	714/16	5,5	37,0	0.0905	0.51234		276,6	2272	0,3523	0.70818	0.70745	-4,0	44,2
	712/10	0,5	2,2	0.1406	0.51247		18,4	1911	0,0279	0.70778	0.70772	-2,3	48,1
67	712/13	3,6	20,5	0.1053	0.51242		200,0	515	1,1239	0.71103	0.70879	-2,5	63,3
68	713	0,4	10,4	0.0216	0.51240		58,0	1581	0,1061	0.70775	0.70754	-1,6	45,5
69	714/15	0,4	1,8	0.1215	0.51235		5,3	280	0,0551	0.70729	0.70718	-4,3	40,4
70	712/3	5,7	57,6	0.0600	0.51233		67,2	1665	0,1168	0.70706	0.70683	-3,6	35,4
71	7123/1	39,4	246,4	0.0967	0.51251		232,7	215	3,1286	0.71540	0.70918	-0,7	68,7
Бурпала (300Ма)													
72	311/21	4,1	14,6	0.1694	0.51226	0.51193	1,4	3230	0,0012	0.70850	0.70851	-6,3	61,9
Дарай-Пиоз (100Ма)													
73	322	21,1	108,3	0.1178	0.51212	0.51200	241	1388	0,5036	0.70984	0.70872	-8,5	63
74	91/1	3,92	13,9	0.1187	0.51215	0.51203	180	889	0,0326	0.70967	0.70838	-7,9	58
75	85/3				0,51207		19,2	3832	0,0145	0.7079	0.70790	-8,5	50,0
Маломурунский (145Ма)													
76	143	15,0	117,0	0.0777	0.51133	0.51125	15,7	41400	0,0011	0.70690	0.70694	23,4	37,0
77	136/52	25,2	199,0	0.0764	0.51141	0.51134	152,0	27200	0,0162	0.70710	0.70708	21,8	39,0
78	173	9,4	69,5	0.0817	0.51136	0.51128	55,5	23400	0,0069	0.70720	0.70722	22,9	41,1
79	137/5	2,8	18,3	0.0937	0.51139	0.51130	15,7	4730	0,0096	0.70680	0.70678	22,5	34,8
80	1052/2	4,6	46,2	0.0606	0.51165	0.51159	25,5	29600	0,0025	0.70680	0.70681	16,8	35,2

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
Маломурунский (145Ma)													
81	186	2.3	22.2	0.0635	0.51129	0.51123	50.1	8060	0.0180	0.70730	0.70727	23.9	41.7
82	144/2	15.4	80.7	0.115	0.51161	0.51150	123	4338	0.082	0.70708	0.70691	-18,5	
83	151	5.52	70.4	0.065	0.51162	0.51156	21.5	40996	0.0015	0.70626	0.70626	-17,4	
84	172	6.23	31.7	0.119	0.51150	0.51150	490	1443	0.981	0.70856	0.70654	-18,5	
85	241	9.49	31.0	0.185	0.51150	0.51151	325	1723	0.546	0.70767	0.70654	-18,4	
86	3/100	5.89	29.3	0.122	0.51130	0.51133	240	1255	0.554	0.70863	0.70750	-21,5	
Билибинский (132Ma)													
87	Лам1	6.2	24.3		0.51165		4.5	1299		0.70679	0.70677	-18,7	34.3
88	Лам2	7.1	27.3		0.51178						0.70700	-16,3	37.7
Хани (3200Ma)													
89	205	74.0	539.0	0.0831	0.51047	0.50946	126.0	4370	0.0837	0.70670	0.70450	15.7	31.1
90	206	146	1060	0.0834	0.51042	0.50942	16.1	4790	0.0097	0.70531	0.70506	-16.6	39.0
Рябиновый (140Ma)													
91	48/9	20,5	103,6	0.1198	0.51182		83.4	34303	0,0070	0.70504	0.70503	-14.5	9,8
Якокут (140 Ma)													
92	Як1	1.2	3.98		0.51210		0.86	224		0.70574	0.70572	-10.2	19.7
Жидой (600 Ma)													
93	Zd316/3	57.4	393.0	0.0883	0.51241	0.51206	0.5	13600	0.0001	0.70300	0.70300	5.0	-9.9
94	Zhd327	46.6	348.0	0.0810	0.51233	0.51201	2.7	7770	0.0010	0.70318	0.70317	4.0	-7.5
95	Z-1	52.4	295	0.1075	0.51244	0.51196	0.67	768	0.0025	0.70249	0.70246	3.8	-17
96	Z-3	10.2	67.8	0.0910	0.51227	0.51186	33.6	1240	0.0785	0.70414	0.70338	22.0	-4.5
97	Z-4	4.3	25.8	0.1006	0.51234	0.51189	105	882	0.3458	0.70618	0.70618	2.6	-12
98	Z-5	42.9	314	0.0827	0.51226	0.51198	1.03	6050	0.0005	0.70335	0.70335	2.6	-5.0
99	Z-6	43.9	324	0.0883	0.51230	0.51194	1.79	4660	0.0011	0.70339	0.70338	3.5	-4.5

Примечания: Массивы: Арбарастах: кальцитовые карбонатиты 1 - с Mgt и пироксеном; 2 - с Vt и Amf. Ингили: кальцитовые карбонатиты 3 - с Vt; 4 - с Vt и Amf. Горноозерский: кальцитовые карбонатиты 5 - с ильменитом и Vt; 6 - с псевдоморфозой по бербанкиту. Татарский: карбонатиты 7 - кальцитовый с Amf; 8 - доломитовый с Amf и Ar. Кийский: 9 - кальцитовый карбонатит. Чадобец: кальцитовые карбонатиты 10, 11, 12. Гули: доломитовые карбонатиты 13, 14, 15. Ессей: 16 - форстерит-Mgt-Ap порода; 17 - доломитовый карбонатит. Белая Зима: кальцитовые карбонатиты 18 - с Gr и Px; 19 - с Ne; 20 - с Mgt, Ar, слюдой и Px; 21 и 22 - анкеритовые карбонатиты; 23 - Vt-мелилитит жильный. Средняя Зима: 24, 25, 26 - Vt-Px-кальцитовые карбонатиты. Тагна: 27, 28, 29 - кальцитовые карбонатиты. Мушугай-Худук: 30, 31 - кальцитовые карбонатиты; 32 - кальцитовое включение в меланефелините; 33 - ярозит-церусситовый туффзит; 34 - Mgt-флюорит-Ap порода; 35 - магнетитолит. Баян-Хушу: 36 - кальцитовый карбонатит с флюоритом и целестином; 37 - кальцитовый карбонатит с флюоритом и баритом; 38 - доломитовый карбонатитовый туффзит. Улугей-Хид: 39, 40 - Ar-кальцитовый карбонатит. Лугингол: 41, 42, 43 - бастнезит-кальцитовый карбонатит с флюоритом; 44 - синхизит-кальцитовый карбонатит (проявление Цеден). Белтсин-Гол: 45, 46, 47, 48 - жилы кальцитовых карбонатитов. Халютинский (по данным [21]): 49 - сиенит; 52 - апатит из сиенита; 53 - целестин из сиенита; 50 - пироксен из шонкинита; 51 - целестин из шонкинита; 54 - кальцитовый карбонатит; 55 - доломитовый карбонатит. Аршан (по данным [21]): 56 - флюорит из кальцитового карбонатита; 57 - бастнезит из кальцитового карбонатита. Ошурковский: (по данным [21]): 58, 59 - Vt-пироксенит; 60, 61 - шонкинит; 62 - сиенит; 63 - кальцитовый карбонатит. Ермаковка: карбонатиты: 64 - Ar-флюорит-кальцитовый; 65 - Ar-флюорит-анкеритовый; 66 - флюорит-кальцитовый; 67 - флюорит-анкерит-Mn-кальцитовый; 69 - анкерит-доломитовый с сульфидами; 70 - кальцитовый; 68 - флюорит-эвидимитовая руда; 71 - скарн с меланофаном. Бурпала: 72 - жила кальцитового карбонатита в приконтактных сланцах. Дарай-Пиоз: 73 - редкометалльный кальцитовый карбонатит; 74 - Px-кальцитовый карбонатит; 75 - капли кальцита в щелочном граните. Маломурунский: карбонатиты: 76 - Fsp-кальцитовый; 77 - кальцит-бенстонитовый; 78 - чароит-кальцитовый; 79 - с Q-кальцитовой графикой; 80 - Vt-Px-кальцитовый; 81 - Крихтерит-тетраферрифлогопит-кальцитовый (скарноид по провесу кровли); 83 - бенстонитовый; 82 - Vt-пироксенит; 84 - Vt-Px-псевдолейцитовый шонкинит; 85, 86 - лейцитовые лампроиты. Билибинский: 87, 88 - лейцитовый лампроит. Хани: 89, 90 - кальцитовые карбонатиты с Ar, Px и Gr. Рябиновый: 91 - жила кальцитового карбонатита. Якокут: 92 - Ol-Vt-Fsp-лампроит. Жидой: 93 - кальцитовый карбонатит с Ar; 94, 98, 99 - кальцитовый карбонатит; 95 - пироксенит; 96 - ийолит; 97 - Ne-сиенит.

Массив Арбарастах. Площадь массива 42 км², возраст 675 млн. лет. Главная фаза массива сложена пироксенитами с участками биотитовых пироксенитов. Весь массив рассечен кольцевыми дайками карбонатитов и в меньшем количестве канкринитовых и щелочных сиенитов. Центр массива сложен фоскоритами (апатит-магнетит-форстерит-кальцитовыми породами) [4]. Карбонатиты и фоскориты рудоносны на Nb и Ta. Анализировались кальцитовые редкометалльные карбонатиты. Для них характерны самые высокие из изученных нами пород значения эpsilon Nd, равное 7. Значения соотношений изотопов Sr = 0.70250-0.70285.

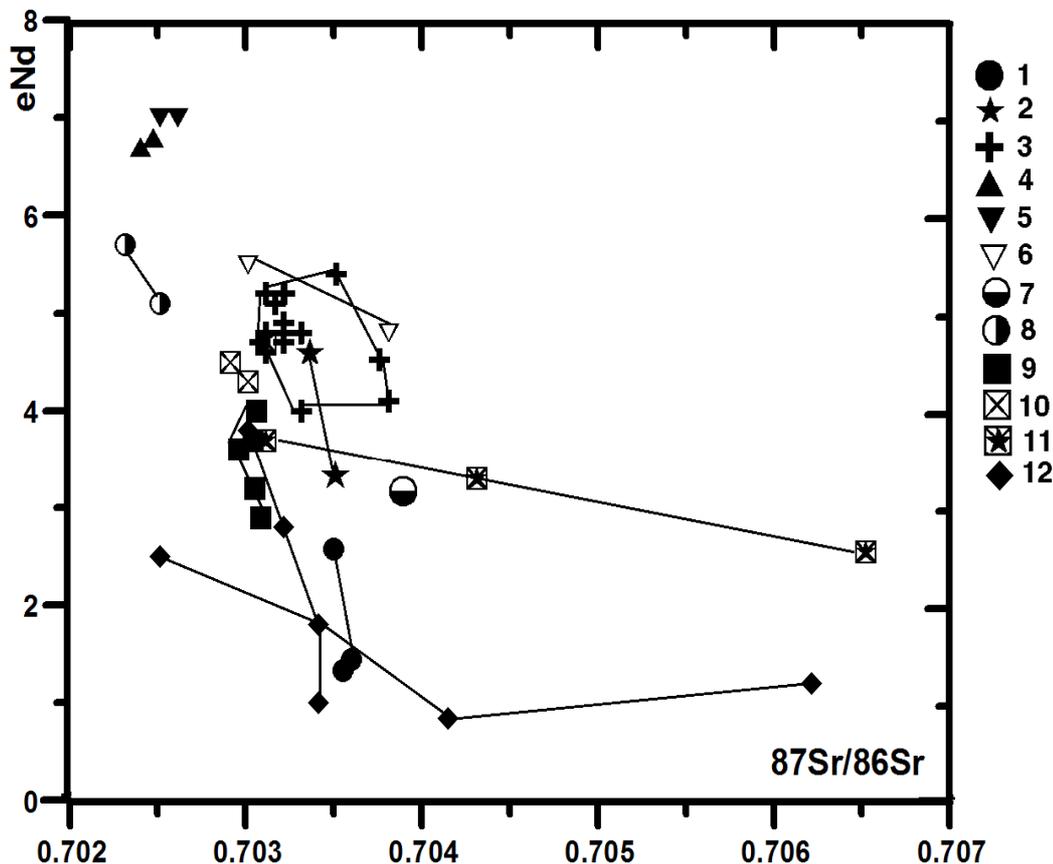


Рис. 2. Карбонатиты обрамления Сибирской платформы

Массивы: 1 - Чадобец, 2 - Ессей, 3 - Гули, 4 - Ингили, 5 - Арбарастах, 6 - Горное Озеро, 7 - Кийский, 8 - Татарский, 9 - Белая Зима, 10 - Средняя Зима, 11 - Тагна, 12 - Жидой

Массив Ингили. Площадь массива 20 км². Возраст массива, определенный нами по циркону карбонатитов равен 647 млн. лет. Массив сложен амфибол-пироксеновыми породами и биотитовыми пироксенитами, которые секутся дайками ийолитов, сиенитов и кальцитовых карбонатитов с амфиболом и слюдой. Автором использованы материалы керна скважин для уточнения схемы магматизма массива [4]. За контактом массива известны диатремы, сложенные базальтоидными породами (ингилитами) с многочисленными верхнекоровыми ксенолитами. Анализировались карбонатиты из керна скважин и из дайкового тела на поверхности массива. На диаграмме (рис.2) метки карбонатитов Ингилинского массива расположены рядом с метками Арбарастахских карбонатитов. Им отвечают значения эpsilon Nd 6.7-6.8 и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70239-0.70246$.

Массив Горное Озеро. Площадь массива 9,3 км², возраст 360 млн. лет. Массив расположен в Сэтэ-Даванской щелочной провинции [26]. Он сложен пироксенитами, ийолитами, сиенитами, магнетит-форстеритовыми породами и карбонатитами

(кальцитовыми и редкоземельными). Анализировались кальцитовый карбонатит и редкоземельный карбонатит (кальцит+бербанкит). В кальцитовом карбонатите ϵ_{Nd} 5.5, а $^{87}Sr/^{86}Sr = 0.70298$, а в редкоземельном карбонатите соответственно 4.8 и 0.70376.

В западном обрамлении Сибирской платформы расположен Енисейский кряж, на котором известны Кийский и Татарский карбонатитовые массивы.

Татарский (Пенченгинский) массив. Он расположен в ЮВ части Енисейского Кряжа. Возраст массива 672 млн. лет. Массив сложен доломитовыми, кальцит-форстеритовыми и анкеритовыми карбонатитами. Силикатных пород в массиве не обнаружено. Встречаются ксенолиты сильно хлоритизированных и серпентинизированных пород, которые возможно были ранними породами массива. Анализировались доломитовые и кальцитовые карбонатиты. Значения ϵ_{Nd} 5.1-5.7, а $^{87}Sr/^{86}Sr = 0.70233-0.70252$. Изотопные соотношения Арбарастахского, Ингилинского, Горноозерного и Татарского массивов образуют небольшое поле в верхнем левом углу диаграммы и имеют наивысшие значения ϵ_{Nd} .

Кийский массив. Массив расположен в СЗ части Енисейского Кряжа, площадь его 15 км² [24]. Возраст массива 250 млн. лет. Массив сложен ийолитами, нефелиновыми и щелочными сиенитами и карбонатитами. Анализировался кальцитовый карбонатит. Значения ϵ_{Nd} 3.2, $^{87}Sr/^{86}Sr = 0.70388$.

Массив Гули. Самый крупный из массивов карбонатитовых комплексов. Площадь массива 600 км² (по геофизическим данным 2000 км²). Возраст массива 240 млн. лет. Он расположен на севере Сибирской платформы и входит в состав Маймеча-Котуйской провинции. Массив имеет концентрически-зональное строение и сложен [13]: дунитами-перидотитами, пироксенитами, мелилитовыми породами, оливиновыми меланефеленитами, ийолитами, нефелиновыми и щелочными сиенитами. Завершают магматическую серию кальцитовые и доломитовые карбонатиты. Анализировались кальцитовые и доломитовые карбонатиты, изотопные данные по силикатным породам массива взяты из работы [20]. В основном как карбонатиты, так и силикатные породы имеют близкие метки по изотопам Sr и ϵ_{Nd} . Более низкие значения ϵ_{Nd} отмечаются для дунитов и косьвитов первой интрузивной фазы и более высокие его значения для ийолит-мельтейгит-якупирангитовой серии пород. Отношения изотопов $^{87}Sr/^{86}Sr$ наивысшие отмечаются в раннем дуните и позднем нефелиновом сиените. Общие вариации изотопов для пород Гулинского массива по Sr равны 0.70309-0.70376 и ϵ_{Nd} 3.97-5.35.

Массив Ессей, расположен в той же провинции. Площадь массива 6 км². Возраст массива 230 млн. лет. Он сложен оливинитами и перидотитами, ийолитами, форстерит-апатит-магнетитовыми породами (фоскоритами), доломитовыми и кальцитовыми карбонатитами [13]. Анализировались доломитовые карбонатиты и фоскориты. Фоскориты по сравнению с карбонатитами имеют более низкое значение ϵ_{Nd} и немного более высокое отношение изотопов Sr. Вариации $^{87}Sr/^{86}Sr$ равны 0.70333-0.70334, а ϵ_{Nd} 3.5-4.7.

Восточно-Саянская провинция. Провинция включает в себя 4 массива: Белая Зима, Средняя Зима, Тагна и Жидойский [26]. Значения изотопов Sr и Nd приведены в табл. 1 и рис. 2.

Массив Белая Зима (Нижнесаянский). Площадь массива 17 км². Возраст массива 650 млн. лет. Он сложен пироксенитами, ийолитами, мелилитовыми породами, сиенитами и карбонатитами. В массиве известны кальцитовые, доломитовые и анкеритовые карбонатиты, которые разделены на 5 стадий карбонатитообразования. Анализировались кальцитовые карбонатиты с форстеритом, диопсидом, магнетитом, апатитом и

пироксидом первой и второй стадии образования. Значения изотопов Sr варьируют в пределах 0.70303-0.70321 и эpsilon Nd 2.9-4.0 и не зависят от стадии образования.

Массив Средняя Зима (Верхнесаянский). Площадь массива 7 км². Возраст массива 600 млн. лет. От сложен ийолитами, нефелиновыми сиенитами и карбонатитами. Карбонатиты кальцитовые с биотитом и пироксеном. Анализировались кальцитовые карбонатиты с пироксеном, биотитом и пироксидом. Вариации $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70295-0.70547$ и эpsilon Nd 4.3-4.7.

Массив Тагна (Большетагнитский). Площадь массива 9 км². Возраст массива 600 млн лет. Он сложен ийолитами, щелочными сиенитами, микроклинитами, карбонатитами и дайками пикритов, тингуаитов и нефелинитов. Карбонатиты разделены на кальцитовые, кальцит-флюоритовые и анкеритовые. Анализировались кальцитовые карбонатиты с магнетитом, гематитом. Вариации $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70305-0.70658$ и эpsilon Nd 2.7-3.7. Для карбонатитов наблюдается значительные вариации значений изотопов Sr.

Жидойский массив. Массив находится значительно южнее первых трех массивов. Массив сложен пироксенитами, ийолитами и дайками сиенитов и карбонатитов [7]. Карбонатиты существенно кальцитового состава с небольшим количеством апатита. Возраст массива 650 млн. лет. Вопросы геохимии изотопов в Жидойском массиве посвящена отдельная статья [28]. Анализировались главные разновидности пород массива. Для силикатных пород вариации: $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70249-0.70618$ и эpsilon Nd 0.5-2.5 и для карбонатитов вариации: $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70300-0.70338$ и эpsilon Nd. 1.0-3.4. От ранних пироксенитов через ийолиты к сиенитам планомерно увеличивается значение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, а в карбонатитах наблюдается значительный разброс значений эpsilon Nd.

Чадобецкое проявление карбонатитов. В ЮЗ части Сибирской платформы к востоку от Енисейского кряжа выходы докембрийских пород Чадобецкого поднятия, которые секутся дайками и диатремами, сложенными карбонатитами, пикритами и ультраосновными породами мезозойского возраста [24]. Анализировались кальцитовые карбонатиты. Вариации изотопов Sr 0.7034-0.7036 и эpsilon Nd 1.5-2.9.

Карбонатиты складчатых поясов

В данном разделе будут рассмотрены карбонатиты Монголии, Бурятии, а так же лампроиты Австралии, Испании и карбонатиты Южного Тянь-Шаня (Таджикистан). В Монголии известны проявления карбонатитовых комплексов К-ряда в районе Ю. Гоби. Это вулканы Мушугай Худук, Улугей Хид и Баян-Хушу [15-18] и массив псевдолейцитовых сиенитов Лугингол [14]. Последний находится в 100 км от известного проявления карбонатитов с рудами TR Баян-Обо в Китае. На Севере Монголии в Прихубсугулье это ийолит-сиенитовый массив с карбонатитами Белтси-Гол. В Бурятии известны карбонатитовые проявления Халютинской группы (Халюта, Аршан, Южный) [23, 24], карбонатиты в Ошурковском шонкинитовом массиве и Be-F- карбонатные проявления Ермаковки, генетически близкие к карбонатитам [21]. Значения изотопов Sr и Nd приведены в табл. 1 и рис. 5.

Вулканическая область Мушугай-Худук. Находится в 100 км южнее г. Даландзадгад (Монголия). На площади более 100 км² развиты потоки лав и туфолав меланефеленитов, трахитов, фонолитов, штоки нефелиновых и щелочных сиенитов. Они прорваны дайками и диатремовыми структурами апатит-магнетитового и карбонатитового состава. Карбонатиты в основном кальцитовые и кальцит-флюоритовые. Встречены так же церуссит-содержащие туфы [5, 6, 8]. Возраст комплекса 120-150 млн. лет. Анализировались кальцитовые карбонатиты, апатит-флюорит-целестин-магнетитовые породы, апатит-магнетитовые породы, церусситовые туфы и карбонатитовые выделения в лавах меланефеленитов. Вариации $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70548-0.70717$ и эpsilon Nd +0.42 - 2.16. Наименьшие значения изотопов Sr отмечены в ранних каплевидных выделениях

карбонатитов в лавах меланефелинитов, в карбонатитах и апатит-магнетитовых породах эти значения на одном уровне и наибольшие величины отношения изотопов Sr в церуссит-ярозитовых туфах. В таком же порядке идет и увеличение отрицательных значений эпсилон Nd.

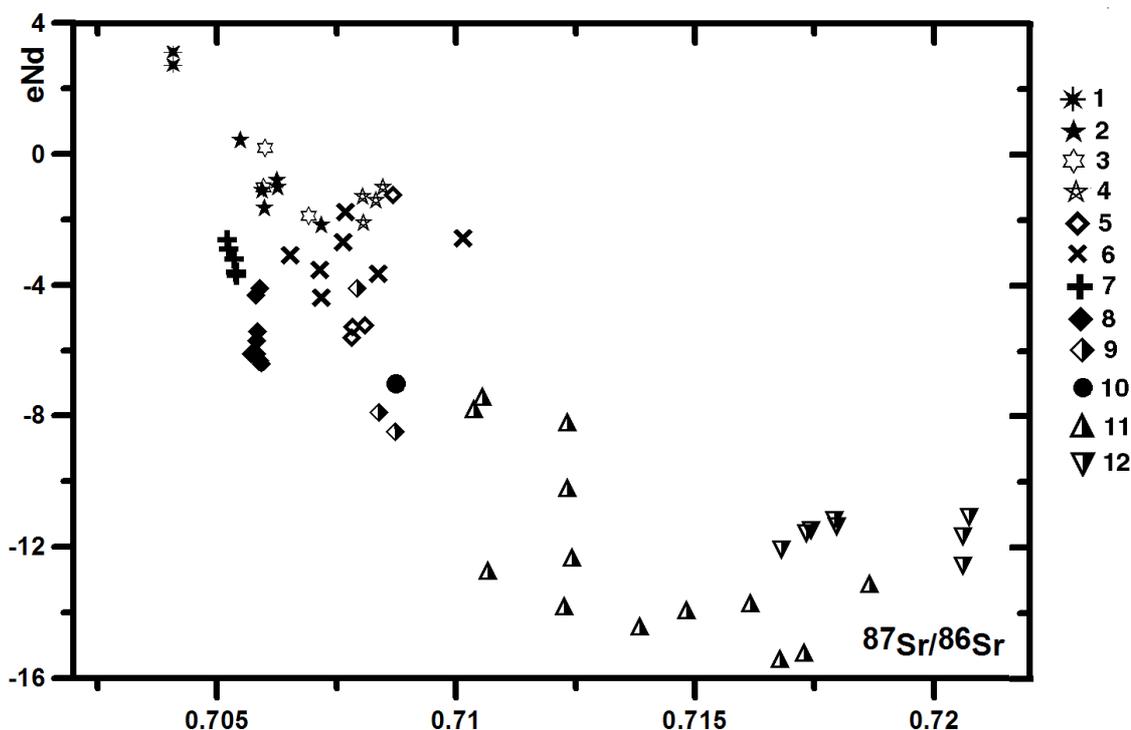


Рис. 3. Карбонатиты и лампроиты складчатых областей.

Массивы: 1 – Улугей, 2 – Мушугай, 3 – Баян-Хушу, 4 – Лугингол, 5 – Белтси-Гол, 6 – Ермаковка, 7 – Ошурково, 8 – Халюта, 9 – Дарай-Пиоз, 10 – Бурпала, 11 – Австралия, 12 – Испания

Массив Баян-Хушу. Находится в 50 км восточнее Мушугай-Худука [15]. Массив сложен шонкинитами, нефелиновыми и щелочными сиенитами, которые прорваны дайками кальцит-флюорит-целестиновых (и баритовых) карбонатитов. Во вмещающих породах встречено жильное тело доломитовых туфов.

Массив Лугингол находится в 250 км на ЮЗ от Мушугай-Худука [14] и в 100 км восточнее крупнейшего в мире агпаитового ультраредкометального массива щелочных гранитов Хан-Богдо [1]. Он сложен нефелиновыми и псевдолейцитовыми сиенитами главной фазы массива, в которой встречены ксенолиты полевошпатовых пироксенитов и шонкинитов. Сиениты прорваны дайками псевдолейцитовых сиенитов, псевдолейцитовых тингуаитов и кальцитовых карбонатитов с бастнезитом и синхизитом.

В 50 км западнее Лугингола встречены дайки шонкинитов, которые по химическому и минеральному составу аналогичны шонкинитам месторождения TR Маунтин-Пасс в США. Тут же встречена дайка доломитовых карбонатитов с бастнезитом (30%) Анализировались кальцит-бастнезитовые карбонатиты обоих проявлений. Вариации значений эпсилон Nd $-1.0 - 1.4$, $87\text{Sr}/86\text{Sr} = 0.7081-0.7085$.

Массив Бэлтсин-Гол. Находится в Прихубсугулье в Монголии. Массив сложен пироксен-нефелиновыми ийолитами и лейкосиенитами. В северной приконтактной части массива в ийолитах встречены небольшие жильные тела кальцитовых карбонатитов. Анализировались карбонатиты. Вариации значений эпсилон Nd $-1.2 - 5.6$, $87\text{Sr}/86\text{Sr} = 0.7078-0.7087$.

Бурятская карбонатитовая провинция располагается в ЮЗ и СВ направлении от г. Улан-Уде и включает 7-8 карбонатитовых проявлений [23, 24]. Ее общая протяженность

около 200 км. Наиболее значимые проявления карбонатитов провинции - Халютинское, Аршан, Южное, Ошурковское и Ермаковское Ве - месторождение с карбонатитоподобными породами.

Халютинское проявление включает в себя несколько выходов даек, штоков и вулканогенного потока кальцитовых карбонатитов. Здесь же встречаются дайки Кшонкинитов и сиенитов. В карбонатитах встречаются апатит, магнетит, сульфиды и большое количества Sr и Ba сульфатов и карбонатов - барита, целестина, стронцианита. Изотопные данные приводятся по работе [21]. Анализировались карбонатиты, шонкиниты и сиениты. Вариации значений $87\text{Sr}/86\text{Sr} = 0.70571-0.70590$ и $\epsilon\text{Nd} = 4.1, - 6.3$.

Проявления Аршан и Южное. Находятся в 70 км на ЮЗ от г.Улан-Уде. Они представлены брекчиевидными диатремами с карбонатитовым цементом. В проявлении Аршан ксенолиты представлены измененными вмещающими гранитами. Карбонатиты кальцитовые с апатитом, монацитом и бастнезитом. Содержания TR доходят до 5 %. Проявление Южное находится в 2 км южнее Аршана. Ксенолиты представлены фенитизированными слюдястыми сланцами, сцементированными кальцитовыми карбонатитами с апатитом, бастнезитом, барит-целестином. Карбонатиты имеют следующие изотопные значения: $87\text{Sr}/86\text{Sr} = 0.70592$ и $\epsilon\text{Nd} = 6.4$.

Ошурковский массив находится в 5 км от г. Улан-Уде. Массив сложен шонкинитами в которых встречаются ксенолиты Вt- и калишпатовых пироксенитов, сиенитами, гранитными пегматитами. В шонкинитах встречены небольшие дайки кальцитовых карбонатитов. В шонкинитах и сиенитах высокие содержания апатита и они являются апатитовыми рудами. Изотопные данные приводятся по работе [Никиф]. Анализировались карбонатиты, шонкиниты и сиениты. Вариации значений $87\text{Sr}/86\text{Sr} = 0.70522-0.70541$ и $\epsilon\text{Nd} = 2.6, - 3.7$.

Ермаковское проявление находится в 100 км к СВ от г. Улан-Уде. Оно сложено дайками основных пород, сиенитов и щелочных гранитов [19]. Рудные породы сложены силикатами Ве (фенакит, берtrandит, эвдидимит и др), флюоритом, микроклином, апатитом, карбонатами, сульфидами. Содержания карбоната, в некоторых породах, доходит до 60 %. По генетическим представлениям отделение силикатно- бериллиево-фтор-карбонатной жидкости от силикатной магмы аналогично отделению карбонатитов. Анализировались карбонатные породы с флюоритом и разными Ве минералами. Вариации значений $87\text{Sr}/86\text{Sr} = 0.70648-0.71103$ и $\epsilon\text{Nd} = 1.5 - 4.3$.

Массив Бурпала находится в Сев. Прибайкалье, в 100 км на СВ от северной оконечности озера Байкал. Массив сложен нефелиновыми, щелочными и кварцевыми сиенитами, которые прорваны многочисленными дайками, редкометалльных агпаитовых сиенит-пегматитов [4, 6]. В центральной зоне массива имеется крупное тело апатит-флюоритовых пород с магнетитом и слюдой (флюоритовый аналог фоскоритов). Небольшие карбонатитовые дайки кальцитового состава с бревстеритом встречены в центре массива и кальцитового состава с кварцем и пиритом во вмещающих породах. Анализировался кальцитовый карбонатит, $\epsilon\text{Nd} = -6.3$, $87\text{Sr}/86\text{Sr} = 0.70851$. В последних определены изотопы углерода и кислорода соответственно – 1,8 и 12,8.

Массив Дарай-Пиоз. Он находится в Ю. Тань-Шане на высоте 5000 м. Массив сложен нефелиновыми, щелочными сиенитами и щелочными гранитами, которые прорываются дайками карбонатитов и редкометалльных щелочногранитных пегматитов [3, 4]. Анализировались карбонатиты и кальцит каплевидной формы в щелочном граните.

Для большей представительности диаграммы соотношений изотопов стронция и неодима нами на нее нанесены данные по лампроитам Австралии, Испании и Сев Америки [25,27,31]. Для австралийских лампроитов вариации значений $87\text{Sr}/86\text{Sr} = 0.71055-0.71677$, $\epsilon\text{Nd} = -7.4 - 15.4$, а для испанских лампроитов вариации значений

$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.71681-0.72073$, $\epsilon\text{Nd} = -11.1-12.6$. И те и другие лампроиты расположены в складчатых зонах.

Карбонатиты рифтовых зон сочленения Сибирской платформы и Алданского щита

Карбонатитовые комплексы этого района можно разделить на 2 группы. К первой группе относятся комплексы западной и центральной части и ко второй комплексы ЮЗ части Алданского щита [9,10]. В первую группу входят Мурунский, Рябиновый, Якокутский и Билибинский массивы Mz-возраста [4, 2,30], а во вторую Ханинский массив докембрийского возраста [12]. Значения изотопов Sr и Nd приведены в табл. 1 и рис. 4.

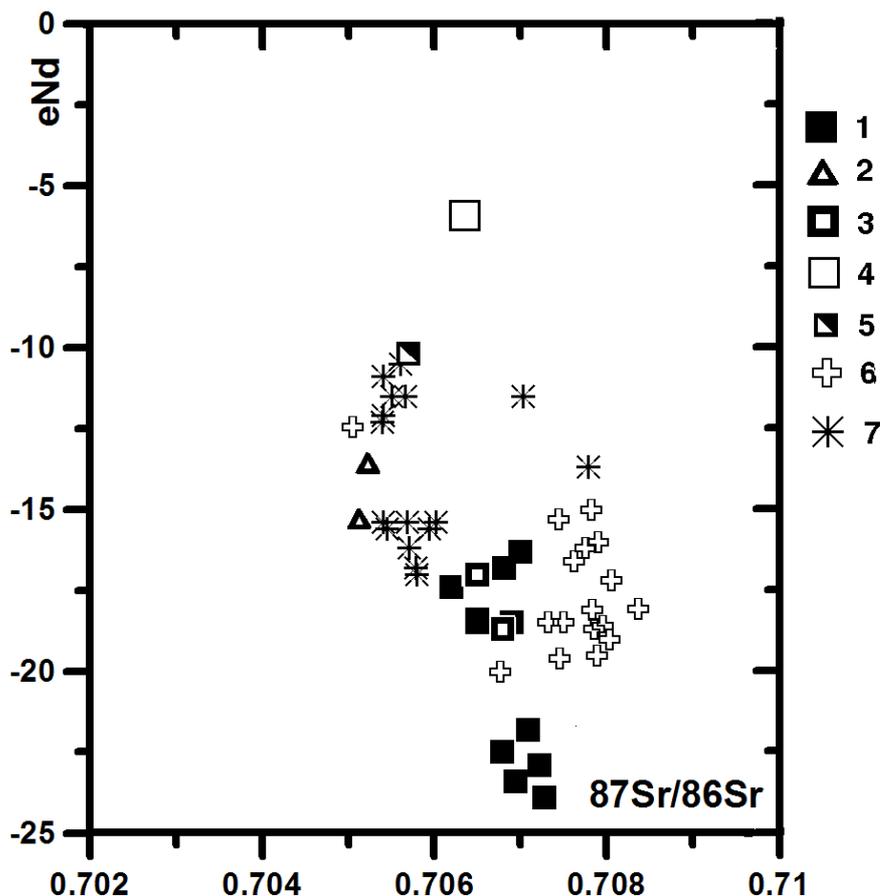


Рис. 4. Щелочные, лампроитовые, карбонатитовые комплексы рифтовых зон между Сибирской платформой и Алданским щитом и Северо-Американской платформой и Канадским щитом.

Массивы: 1 – Мурун, 2 – Хани, 3 – Билибинский, 4 – Якокут. 5 – Рябиновый, 6 – Монтана, 7 – Лейцит Хиллс

Мурунский массив. Площадь массива 150 км^2 , возраст 145 млн. лет. Он относится к вулcano-плутоническим ультракалиевым расслоенным щелочным комплексам [30, 9, 10] Массив сложен расслоенным комплексом Вт-пироксенитов, К-ийолитов, лейцитовых шонкинитов и фергуситов (ранний комплекс) с ксенолитами оливин-шпинелиевых и монтичеллит-мелилитовых пород. Породы главной фазы представлены расслоенным комплексом меланократовых и лейкократовых псевдолейцитовых и щелочных сиенитов и щелочных гранитов. Далее изливались туфолавы и потоки лейцитовых фонолитов и лейцитовых лампроитов и внедрялись дайки лейцитовых тингуаитов и лампроитов. Поздняя фаза представлена расслоенным силикатно-карбонатным комплексом, который сложен микроклинитами, микроклин-пироксеновыми породами, чароитовыми породами,

а так же кальцитовыми и бенстонитовыми карбонатитами [9, 10]. Затем все породы подверглись гидротермальному окварцеванию и сульфидизации с многочисленной рудной минерализацией. Нами выделено 5 типов карбонатитов и надинтрузивная зона кальцит-К-рихтерит-тетраферрифлогопитовых пород [4]. Анализировались силикатные породы и карбонатиты, поля точек которых перекрываются. Вариации значений $87\text{Sr}/86\text{Sr} = 0.70620-0.7730$, $\epsilon\text{Nd} -16.8 -23.9$. Учитывая отрицательные значения ϵNd (до - 25) Мурунский массив является самым глубинным из известных щелочных массивов.

Массив Билибинский. Площадь массива 150 км^2 . Он относится к К-лейцитовому комплексу пород [2,4]. Массив сложен расслоенным комплексом слюдистых перидотитов, слюдистых пироксенитов, оливин-лейцитовых лампроитов и лейцитовых фергуситов. Далее кристаллизовались шонкиниты, лейцитовые и щелочные сиениты, кварцевые сиениты и щелочные граниты. Вторая группа пород имеет постепенные переходы. В массиве наблюдается уникальная дифференциация от ультраосновных пород до гранитов [4]. В районе ультраосновных пород обнаружена небольшая глыба апатит-кальцитовых карбонатитов. Не исключена возможность, что глыба была привезена с находящегося в 100 км к востоку Арбарастахского массива. Вариации значений изотопов в силикатных породах $87\text{Sr}/86\text{Sr} = 0.70580-0.70700$, $\epsilon\text{Nd} -16.3 -18.7$.

Массив Хани (участок Укдуска) Массив сложен апатит-биотитовыми пироксенитами, шонкинитами, сиенитами и гранитами. Пироксениты секутся дайкой расслоенных сиенит-карбонатитов (кальцитовых) и дайкой оливиновых лампроитов. [4]. Возраст лампроитов, определенный по циркону равен 2702 млн. лет [12]. Это самые древние лампроиты мира. Вариации значений $87\text{Sr}/86\text{Sr} = 0.70450-0.70505$, $\epsilon\text{Nd} -12.5 -15.3$.

Из массивов Алданской щелочной провинции имеются еще определения значений $87\text{Sr}/86\text{Sr} = 0.70504$, $\epsilon\text{Nd} -14.5$ для карбонатитовой жилы в биотитовых пироксенитах Рябинового массива и значение $87\text{Sr}/86\text{Sr} = 0.70570$ и $\epsilon\text{Nd} -10.2$ для лампроитов Якокутского массива.

Щелочные породы Сев. Америки приурочены к рифтовым зонам между Сев. Американской платформой и Канадским щитом, как и алданские щелочные породы между Алданским щитом и Сибирской платформой. Поэтому мы их так же нанесли на диаграмму соотношений изотопов Sr и Nd по данным [27,31,25].

Связь изотопии стронция и неодима с геодинамическим положением массивов и типом мантии, из которой образовались магмы щелочных массивов

Как известно, тип родоначальной для массивов мантии определяется по соотношениям изотопов Sr и Nd, с учетом возраста образования пород. Выделяются три главных типа мантии: деплетированная (обедненная) мантия, обогащенная мантия EM-1 и обогащенная мантия EM-2 (рис. 5, 6).

Для разных типов мантии отмечаются разные значения меток изотопов. Так для деплетированной мантии характерны плюсовые значения ϵNd и значения $87\text{Sr}/86\text{Sr}$ в пределах $0.702-0.705$, для обогащенной мантии EM-1 отмечаются отрицательные значения ϵNd и значения $87\text{Sr}/86\text{Sr}$ равные $0.705-0.709$ и для обогащенной мантии EM-2 –это отрицательные значения ϵNd и значения $87\text{Sr}/86\text{Sr}$ $0.705-0.725$. На границе значений трех мантийных меток существует небольшая промежуточная область. Раньше вызывали сомнения отнесения к мантийным породы с метками изотопов Sr более 0.705 . Однако в несомненно мантийных породах - лампроитах Испании и алмазоносных лампроитах Австралии $87\text{Sr}/86\text{Sr}$ доходят до значений 0.722 .

Исходя из геологического положения изученных массивов и геодинамической обстановки этих территорий [18, 19] мы пришли к интересному выводу [4]. В различных геодинамических обстановках для образования щелочных пород характерны различные

типы мантии (рис. 5) [4, 8, 9]. Так изотопные метки массивов, находящиеся в районах обрамления Сибирской платформы, где имели место субдукционные процессы, попадают в поле деплетированной мантии. Это массивы Восточно-Саянской провинции (Большезиминский, Среднезиминский, Тагнинский и Жидойский), Маймеча-Котуйской провинции (Гули и Ессей), Енисейского края (Кия и Татарский), а так же Восточно-Алданской и Сэтэ-Даванской провинций (Арбарастах, Ингили и Горное Озеро).

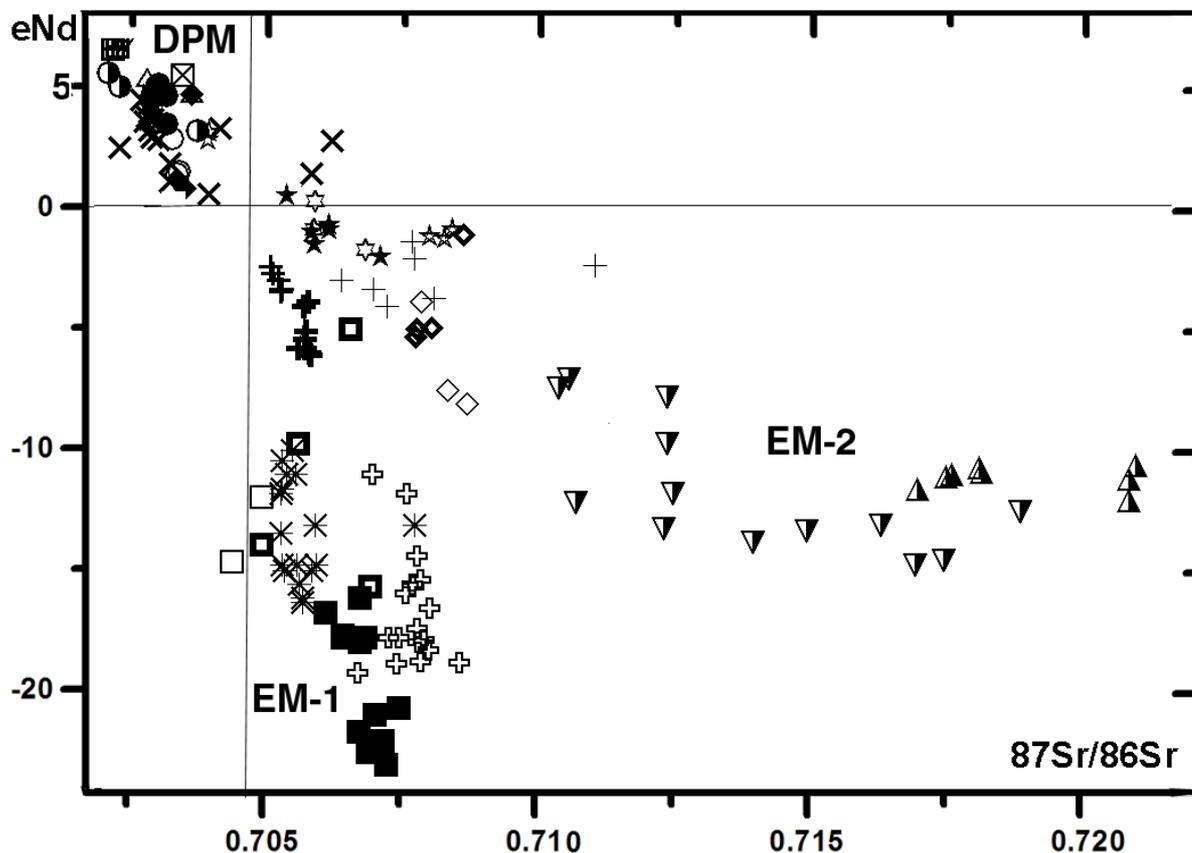


Рис. 5. Соотношение изотопов Sr-Nd щелочных, лампроитовых и карбонатитовых комплексов Сибири, Монголии и лампроитов Австралии, Испании.

Условные обозначения на рис. 2, 3, 4; **DPM** – деплетированная мантия.

Массивы складчатых поясов (районов завершенной складчатости) попадают в поле с изотопными метками обогащенной мантии EM-2.

Это карбонатитовые комплексы Монголии (Мушугай-Худук, Улугей Хид и Баян-Хушу, Лугингол Бэлтсин-Гол), Бурятии (Халюта, Аршан, Южный, Ошурково и Ермаковка), карбонатиты Сев. Тянь-Шаня (Дарай-Пиоз), Сев. Прибайкалья (Бурпала), а так же лампроиты Австралии, Испании.

Массивы, образовавшиеся во внутриконтинентальных рифтовых зонах между Сибирской платформой и Алданским щитом (а так же между Североамериканской платформой и Канадским щитом) (имеют) попадают в поле с изотопными метками наиболее глубокой обогащенной мантии EM-1 [4]. Это массивы Мурунский, Рябиновый, Якокутский, Билибинский, Ханинский и лампроиты Лейцит Хиллс, Монтаны, Смоки Бьют, Прери Крик. Выплавление этих массивов связано с плюмовыми процессами. Однако возникает вопрос, каким образом из деплетированной мантии могут выплавиться такие рудоносные магмы щелочных пород. Это можно объяснить очень низкой степенью селективного плавления мантии при образовании магм щелочных пород. И при этом плавятся минералы, относительно обогащенные редкими элементами (например, гранат).

Мы попытались перенести данные типа мантии, полученные из диаграммы соотношения изотопов Sr и Nd (рис. 6) для тех же проб на график соотношения изотопов углерода и кислорода [11]. Получилась довольно компактная картина разделения массивов по типам мантии (рис. 7).

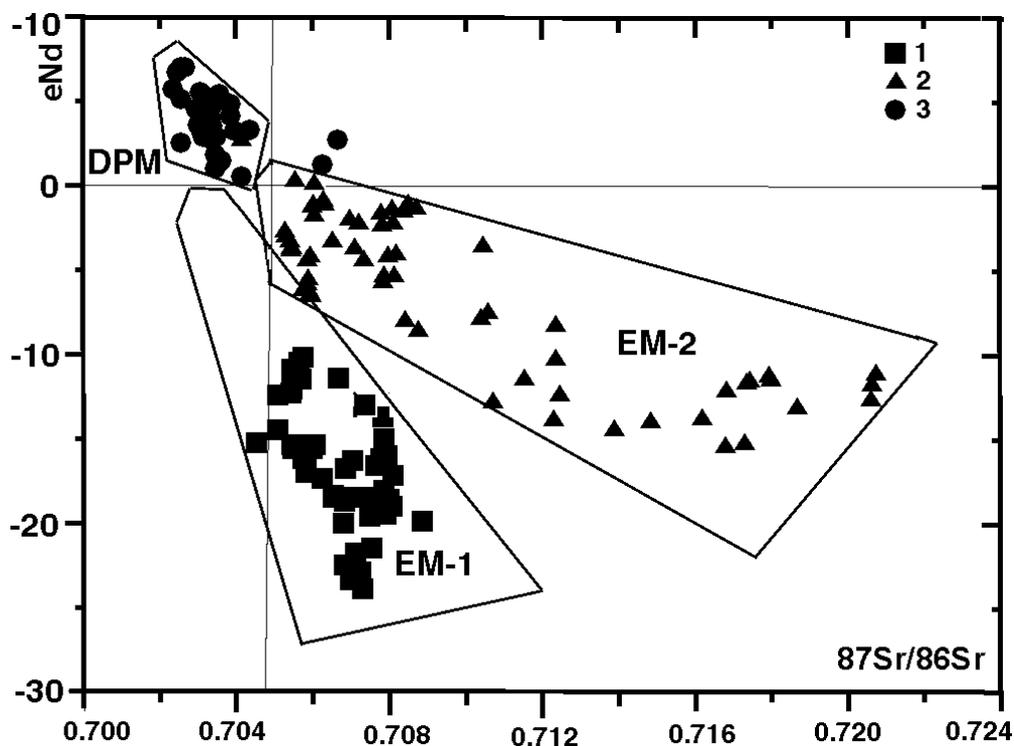


Рис. 6. Соотношение изотопов Sr-Nd щелочных, лампроитовых, карбонатитовых комплексов и мантийных пород.

1 – щелочные, лампроитовые, карбонатитовые комплексы рифтовых зон между Сибирской платформой и Алданским щитом, а также Северо-Американской платформой и Канадским щитом; 2 – щелочные, лампроитовые, карбонатитовые комплексы складчатых областей; 3 – щелочные и карбонатитовые комплексы обрамления Сибирской платформы. DPM – деплетированная мантия.

В поле 3 попали точки соотношения изотопов из карбонатитов массивов районов завершённой складчатости (Монголия, Бурятия, Сев. Прибайкалье, Ю. Тянь-Шань и др.). Их первичные магмы образовались из обогащенной мантии EM-2. Ранее изотопные метки в поле 3 для карбонатитов объяснялось захватом при их образовании атмосферного кислорода и поверхностных вод [22]. Для изученных карбонатитов этот механизм может действовать, но как вторичный. При образовании пород зон завершённой складчатости захватывались поверхностные воды и эти породы имели повышенные значения тяжелого кислорода. Когда эти породы опускались по зонам Бенъофа на значительные глубины мантии, то смешивались опущенные коровые породы с мантийным материалом и в этой смешанной мантии изменялись изотопные метки мантии по углероду и кислороду. И когда из этой мантии выплавились магмы щелочных пород, то они уже имели эти новые метки изотопов. Так что более тяжелый кислород для этих щелочных магм не является доказательством их контаминации коровым материалом во время внедрения и кристаллизации магмы, как считает [22], так как в таком случае будут смешиваться все элементы, а не только изотопы (чего не наблюдается в природе), это результат выплавления магм щелочных пород из уже контаминированной мантии.

В поле 2 попали точки карбонатитов массивов района обрамления Сибирской платформы, где действовали субдукционные процессы. Для них характерна деплетированная мантия.

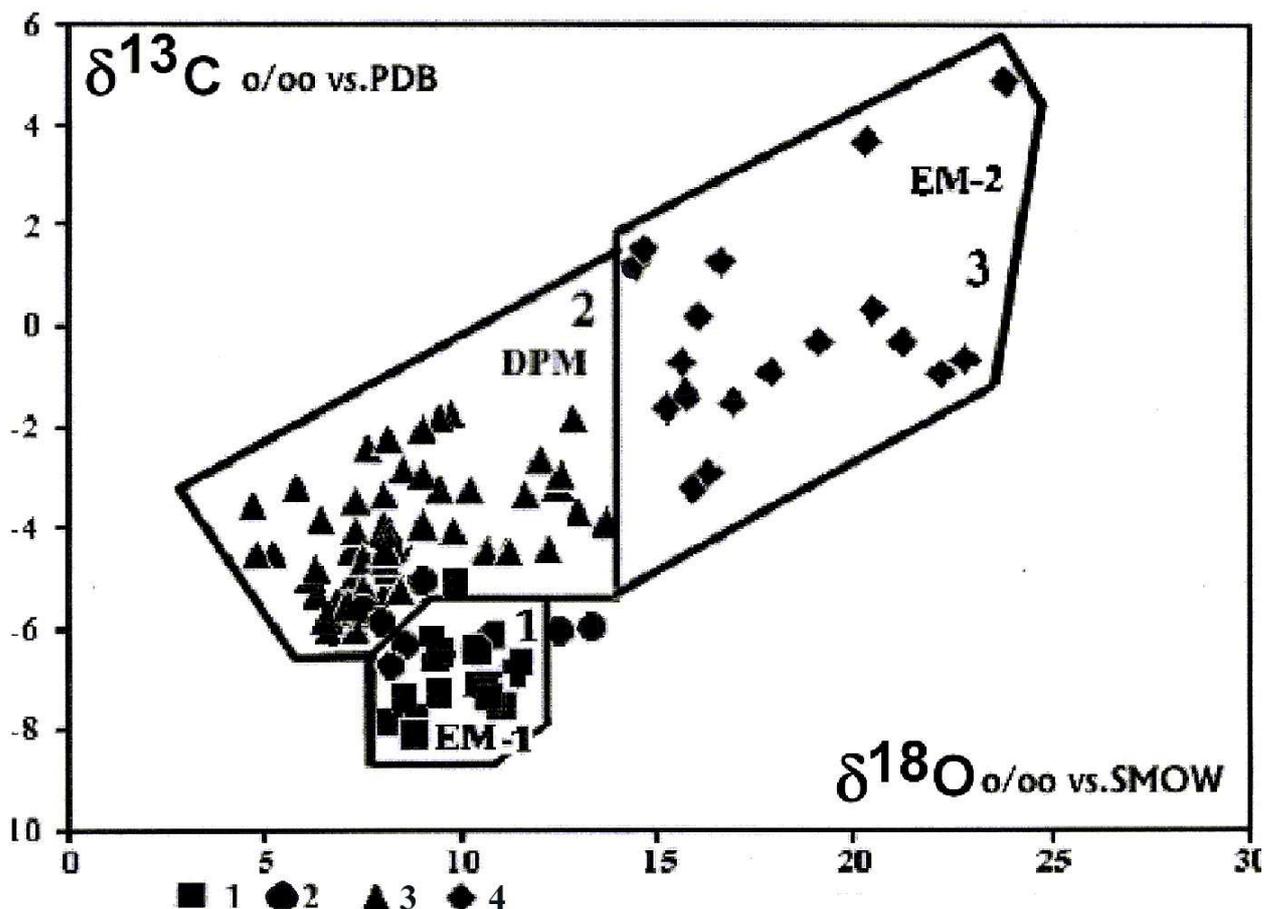


Рис. 7. Соотношения изотопов кислорода-углерода и типы мантии

Поле **1** – мантия EM-1, поле **2** – деплетированная мантия, поле **3** – мантия EM-2.

Точки пород массивов: 1 - Мурун, Хани, 2 – Билибинский, Ингили, Арбарастах, 3 – массивы обрамления Сибирской платформы, 4 – массивы складчатых областей

И в поле 1 попали точки карбонатитов массивов, образовавшихся в рифтовых зонах между Алданским щитом и Сибирской платформой или на самом щите. Такая характеристика изотопов характерна как для ультракалийевых комплексов Алданского щита Mz- возраста (массивы Мурун и др), так и для докембрийских K-массивов (массив Хани). Выплавление магм этих массивов связано с плюмовыми процессами, действующими на азиатском континенте в это время [18,19]. Изотопные метки более древних массивов Зап. Алдана (Арбарастах, Ингили и Горное Озеро) расположены на границе полей 1 и 2. Вероятно, такое их положение связано с отсутствием наших знаний о геодинамической обстановке этих районов в докембрии или с близостью их географического положения к окраине платформы с деплетированным типом мантии.

Исходя из вышесказанного, правомерно применять предложенную диаграмму для определения типа мантии для карбонатитов хотя бы азиатского континента. Так как анализ изотопов кислорода и углерода намного дешевле и проще анализа изотопов Sr и Nd, вероятно применение этой диаграммы имеет смысл. Однако для новых (недавно открытых) районов карбонатитового магматизма необходимо подтверждать правильность определения типа мантии и данными по изотопии Sr и Nd.

Выводы

Получены значения изотопов Sr и Nd и их соотношения в главных щелочных-карбонатитовых комплексах Сибири и Монголии и проведена их систематика. Выделено три типа геодинамических обстановок, в которых образуются эти комплексы. Это

массивы обрамления Сибирской платформы, массивы складчатых областей и массивы рифтовыз зон сочленения щитов и платформ. На диаграмме соотношения ϵ_{Nd} и $^{87}Sr/^{86}Sr$ изотопные метки щелочных массивов, образовавшихся в различных геодинамических обстановках попадают в поля различных мантийных источников. Подобная тенденция характерна и для соотношения изотопов кислорода и углерода [11]. Используя эти диаграммы возможно определять типы мантийных источников для пород щелочных и карбонатитовых комплексов и не только по диаграмме Sr-Nd но и по C-O.

Карбонатиты щелочных комплексов обрамления Сибирской платформы имеют мантийный источник – деплитированную мантию, что объясняется наличием зон субдукции вокруг платформы. Карбонатиты щелочных комплексов складчатых областей имеют мантийный источник- обогащенную мантию EM-2 с высокими отношениями изотопов стронция, что можно объяснить погружением в этих областях по зонам Беньофа корового гранито-гнейсового и осадочного материала и смещением его на глубине с мантийным материалом. И карбонатиты К- щелочных комплексов рифтовых зон сочленения платформ и щитов имеют мантийный источник- обогащенную мантию EM-1, наиболее глубинную, в которой образуются и породы лампроитовых комплексов.

Работа проведена при финансовой поддержке гранта РФФИ 03-05-64146 и интеграционных проектов: СО РАН № 67 и РАН № 6-2-1.

Литература

1. **Владыкин Н.В., Коваленко В.И., Дорфман М.Д.** (1981) Минералогические и геохимические особенности Хан-Богдинского массива щелочных гранитов //Наука, с. 1-135
2. **Владыкин Н.В.** (1996) Билибинский массив-раслоенный высоко дифференцированный комплекс К-ультраосновных-щелочных пород// ДАН, т.349, №6, с.972-975.
3. **Владыкин Н.В., Дусматов В.Д.** (1996) Химический состав слюд массива Дарай-Пиоз //ЗВМО, N 3, с.84-94.
4. **Владыкин Н.В.** (1997) Петрология и рудоносность К-щелочных пород Монголо-Охотского ареала магматизма. (Диссертация в форме научного доклада), Ирк.,1-80.
5. **Владыкин Н.В.**(1999), Рудоносные туфы и вулканы карбонатитового комплекса Мушугай-Худук, Гоби, Монголия.// Известия вузов Сибири, в. 4-5, с.84-86.
6. **Владыкин Н.В., Морикио Т.**(1999) Геохимия изотопов в карбонатитах Сибири //100-летие изучения карбонатитов Кольского п-ва., С.-Петербург с.45-47
7. **Владыкин Н.В., Морикио Т., Токана К.** (1999) Новые данные о Жидойском массиве ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов //Геология и металогения докембрия юга Сибири. Иркутск. С.25-27.
8. **Владыкин Н.В., Морикио Т.** (2000) Sr-Nd систематика карбонатитов Сибири и Монголии // Геохимия магматических пород, тез. докл.: Москва 2000., с. 34-35.
9. **Владыкин Н.В.** (2001) Алданская провинция К-щелочных пород и карбонатитов: вопросы магматизма, генезиса и мантийных источников // Щелочной магматизм и проблемы мантийных источников.Иркутск. с. 18-45
10. **Владыкин Н.В., Царук И.И.** (2003) Геология, химизм и генезис Ba-Sr («бенстонитовых») карбонатитов Мурунского массива // Геология и геофизика, том 44, № 4, с.325-339
11. **Владыкин Н.В., Morikiyo T., Miyazaki T., Цыпукова С.С.** Геохимия изотопов углерода и кислорода карбонатитов Сибири и геодинамика // Глубинный магматизм, его источники и их связь с плюмовыми процессами. Иркутск. 2004. с 89-107
12. **Владыкин Н.В., Лепехина Е..А.** Возраст ксеногенных цирконов из кимберлитов Якутии // Эволюция континентальной литосферы, происхождение алмазов и их месторождений. 2005. (Интернациональный симпозиум , посвященный 70-летию академика Соболева Н.В.,Новосибирск 3-5 июня 2005г) тезисы, Новосибирск, стр. 27
13. **Егоров Л.С.** " Ийолит-карбонатитовый плутонизм", Недра 1991.-260 с.

14. **Коваленко В.И., Владыкин Н.В., Горегляд А.В., Смирнов В.Н.** (1974) Лугингольский массив псевдолейцитовых сиенитов в МНР// Изв. АН СССР, сер. геологич. №8, с.38-49
15. **Коваленко В.И., Владыкин Н.В., Горегляд А.В.** (1977) Восточная Монголия-новая провинция редкометальной минерализации // Геология и магматизм Монголии, в.22. Наука., 1977с.189-205.
16. **Коваленко В.И., Самойлов В.С., Владыкин Н.В., Горегляд А.В., Макагон Л.Д.** (1977) Геохимическая характеристика пород приповерхностного карбонатитового комплекса в пустыне Гоби // Геохимия, №9, с.1313-1326.
17. **Коваленко В.И., Самойлов В.С., Владыкин Н.В. и др.** (1979) Редкометальные карбонатиты и апатит-магнетитовые породы Монголии//Геология и магматизм Монголии. В.30, изд.Наука, с.158-167
18. **Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Владыкин Н.В., и др.** (2002) Эпохи формирования, геодинамическое положение и источники редкометального магматизма Центральной Азии // Петрология, т.10.№ 3. С.227-253.
19. **Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Владыкин Н.В., и др.** (2002) Источники редкометального магматизма Центральной Азии и проблема плюмов// Глубинный магматизм, мантийные источники и проблема плюмов. Иркутск, , с.25-42.
20. **Когарко Л.Н. и др.** (1999) Эволюция и изотопные источники Гулинского ультраосновного щелочного массива. ДАН т.364, № 2, с. 235-247
21. **Покровский Б.Г.** (2000) Коровая контаминация мантийных магм по данным изотопной геохимии.//М.Наука, 228с
22. **Никифоров А.В.** Позднемезозойский карбонатитовый магматизм Западного Забайкалья//Дисс. на соиск. уч. ст. к.г.-м.н. Москва, 2000г, 176 с.
23. **Рипп Г.С., Ходанович П.Ю., Смирнова О.К., Кобылкина О.В.** Халютинское месторождение барий-стронциевых карбонатитов.//Улан-Удэ, 1998, 117с.
24. **Рипп Г.С., Кобылкина О.В., Дорошкевич А.Г., Шаракишинов А.О.** Позднемезозойские карбонатиты Западного Забайкалья.//Улан-Удэ, 2000, 230с.
25. **Deines P.** (1989) Stable isotope variations in carbonatites //Carbonatites. Genesis and Evolution (Edited by Keith Bell). London. pp 301-359.
26. **Kogarko L.N., Kononova V.A., Orlova M.P., Wooley A.R.** "Alkaline Rocks and Carbonatites of the World", London, Glasgow, New York, Melbourne, Madras.
27. **Mc Culloch M.T., Jaques A.L., Nelson D.R. and Lewis J.D.** (1983). Nd and Sr isotopes in kimberlites and lamproites from Western Australia: an enriched mantle origin // Nature. vol. 302, 31 March, pp. 400-403
28. **Morikiyo T., Tokana K., Miyazaki T., Kagami H., Vladykin N.V.** (2000) Sr, Nd, C and O isotopic compositions of carbonatite and peralkaline silicate rocks from the Zhidoy complex, Russia: evidence for binary mixing, liquid immiscibility and a heterogeneous depleted mantle source region. // Journal of Mineralogical and Petrological, 2000, v. 95, pp. 162-172.
29. **Morikiyo T., Miyazaki T., Kagami H., Vladykin N.V.** (1998) Sr, Nd, C and O isotope characteristics of Siberian carbonatites//Chinese Science Bulletin, China. S.90-92.
30. **Vladykin N.V.** (2000) Malyi Murun Volcano-Plutonic Complex: An Example of differentiated Mantle Magmas of Lamproitic Type // Geochemistry International, 2000, v. 38, suppl. 1, pp. 573-583.
31. **Volmer R., Ogden P., Schilling J.-G., Kingsley R.H., Waggoner D.G.** (1984). Nd and Sr isotopes in ultrapotassic volcanic rocks from the Leucite Hills, Wyoming //Contr. Mineral. and Petrol. vol. 87, pp. 359-368.

Природа карбонатитсодержащих комплексов складчатых областей: изотопные свидетельства мантийно-корового взаимодействия

Врублевский В.В., Гертнер И.Ф.

Томский государственный университет, Томск, labspm@ggf.tsu.ru

Представлены изотопные свидетельства взаимодействия вещества мантии и коры, происходившего при формировании магматических комплексов щелочных пород и карбонатитов разного возраста и формационной принадлежности в обстановке позднеколлизийного рифтинга и консолидации складчатых систем. В составе ювенильных источников позднекембрийских и раннепалеозойских карбонатитсодержащих породных ассоциаций, как и у большинства их платформенных аналогов, доминировал материал умеренно деплетированной мантии типа PREMA или NIMU с возможным незначительным участием вещества MORB- и EM I-резервуаров. Магматические источники мезозойских и более молодых карбонатитовых комплексов, скорее всего, соответствуют зонам в обогащенной субконтинентальной литосферной мантии. В качестве контролирующего фактора такого различия природы магмогенерирующего субстрата предполагается развитие молодых карбонатитсодержащих ассоциаций уже на континентальной коре повышенной мощности. Вероятно, по этой причине процессы рифтогенной деструкции затухают, не затрагивая даже пограничных с астеносферой областей, и, по существу, единственными глубинными источниками, способными продуцировать щелочные и карбонатитовые расплавы, остаются только EM I- и EM II (?) -резервуары в субконтинентальной литосфере.

На уровне подводящих каналов и промежуточных магматических камер эволюция родоначальных расплавов в различной степени осложнялась процессом коровой контаминации, которая носила селективный характер и происходила не путем непосредственного поглощения магмой твердого материала, а в результате ее взаимодействия с высококонцентрированными рассолами, мобилизованными из вмещающих осадочных толщ благодаря тепловому влиянию интрузий. Предполагается, что контаминация такого рода могла способствовать дополнительной карбонатизации и обогащению солевыми компонентами мантийных щелочных силикатных магм, приводящими к дальнейшему обособлению собственно карбонатитовых жидкостей. Взаимосвязь «мантийной» контаминации с процессами карбонатитогенеза менее проявлена и, по-видимому, выражается в виде метасоматической карбонатизации мантийного субстрата с последующим выплавлением карбонатитовых или CO₂-обогащенных щелочных магм.

Введение

Проблема происхождения карбонатитов до настоящего времени имеет дискуссионный характер, что связано с очевидной гетерогенностью их источников и процессов формирования. Наряду с традиционными геологическими методами и экспериментальным моделированием все большее значение в решении вопросов карбонатитогенеза приобретают изотопно-геохимические исследования. Согласно современным представлениям, первичное вещество карбонатитов имеет мантийные изотопные характеристики [9-10, 13]. Обычно это достаточно узкие области значений, наблюдаемые отклонения от которых рассматриваются уже как проявление процессов: а)

смешения материала различных мантийных доменов; б) контаминации мантийного источника исходных магм, включая рециклинг неорганического углерода земной коры в глубинных частях зон субдукции; в) селективной коровой контаминации при дифференциации карбонатизированных силикатных расплавов; г) фракционирования карбонатитовых жидкостей; д) взаимодействия типа флюид-порода на поздних стадиях эволюции магматических комплексов [10, 21, 24, 27, 29, 35, 45, 49-55, 63, 71-72, 82-88 и др.]. Степенью участия мантийного вещества в развитии карбонатитовых систем во многом определяются особенности их состава и металлогении. В большинстве комплексов щелочно-ультраосновных пород и карбонатитов, формирующихся в пределах платформ, такая компонента преобладает, а магомгенерирующий субстрат обычно представлен материалом умеренно деплетированной мантии типа HIMU или PREMA, сходной с источником базальтов океанических островов [6, 8, 23-24, 39, 41]. Вместе с тем, для многих молодых (<200 млн лет) карбонатитовых комплексов нередко устанавливается различное по масштабам смешение плюмового HIMU-компонента с веществом обогащенной мантии EM I [1, 3, 6-8, 10, 19-20, 24, 33, 36, 56, 64-67, 73-74 и др.].

В отличие от платформ, образование карбонатитосодержащих породных ассоциаций в складчатых областях носит более эпизодический характер и происходит в обстановке поздне- или постколлизийного рифтогенеза. В условиях продолжающегося роста континентальной коры влияние ее вещества на эволюцию таких карбонатитовых систем, по-видимому, более значительно [51, 83]. Разновозрастные и полиформационные комплексы щелочных пород и карбонатитов в складчатых регионах Сибири (Горный Алтай, Кузнецкий Алатау, Восточный Саян, Енисейский кряж, Сангилен и др.) и Южного Тянь-Шаня (Туркестано-Алай), судя по занимаемой ими геотектонической позиции, возрасту и геохимическим особенностям, следует относить именно к позднеколлизийным рифтогенным образованиям [83]. Это позволяет расценивать их изотопные параметры в качестве критериев характера эволюции и плюмовой активности мантии под разнородными литосферными блоками, скорости процессов аккреции земной коры и континентального рифтинга, а также мантийно-корового взаимодействия и постмагматических изменений, формирующих окончательный облик карбонатитов. В данной статье обсуждаются характер выявленной изотопной гетерогенности карбонатитовых комплексов орогенных областей и причины ее возникновения.

Первичная мантийная природа и Nd-Sr-изотопная систематика карбонатитов и комагматичных щелочных пород

Результаты комплексного анализа изотопного состава изученных породных ассоциаций со всей определенностью показывают, что исходное вещество карбонатитообразующих систем имело мантийную природу [80, 82-88]. Вместе с тем, в отличие от платформенных условий, проявление щелочного и карбонатитового магматизма в складчатых областях, очевидно, характеризуется более масштабным смешением мантийного и корового материала. В наименьшей степени влияние этого процесса отразилось на изотопном составе неодима, параметры которого свидетельствуют о существовании как минимум двух композиционно разнородных мантийных источников первичного вещества карбонатитовых комплексов. В составе одного из них резко доминировал материал умеренно деплетированной астеносферной или нижней мантии. Другой источник, по-видимому, представлял собой обогащенную субконтинентальную литосферную мантию.

Магматические ассоциации R_3 -PZ₁ возраста. В различной степени истощенные (ϵNd_7 2,8-6,4) магомгенерирующие субстраты характерны для позднерифейских и раннепалеозойских карбонатитосодержащих ассоциаций Алтае-Саянской складчатой области (АССО) (комплексы: зиминский в Восточном Саяне, верхнепетропавловский в

Кузнецком Алатау, эдельвейс в Горном Алтае) и Енисейского края (Среднетатарский массив, линейные карбонатиты пенченгинского комплекса) (рис. 1, 2). Сходным составом (ϵNd_T 1,5-7,0) обладают многие «классические» карбонатиты разновозрастных

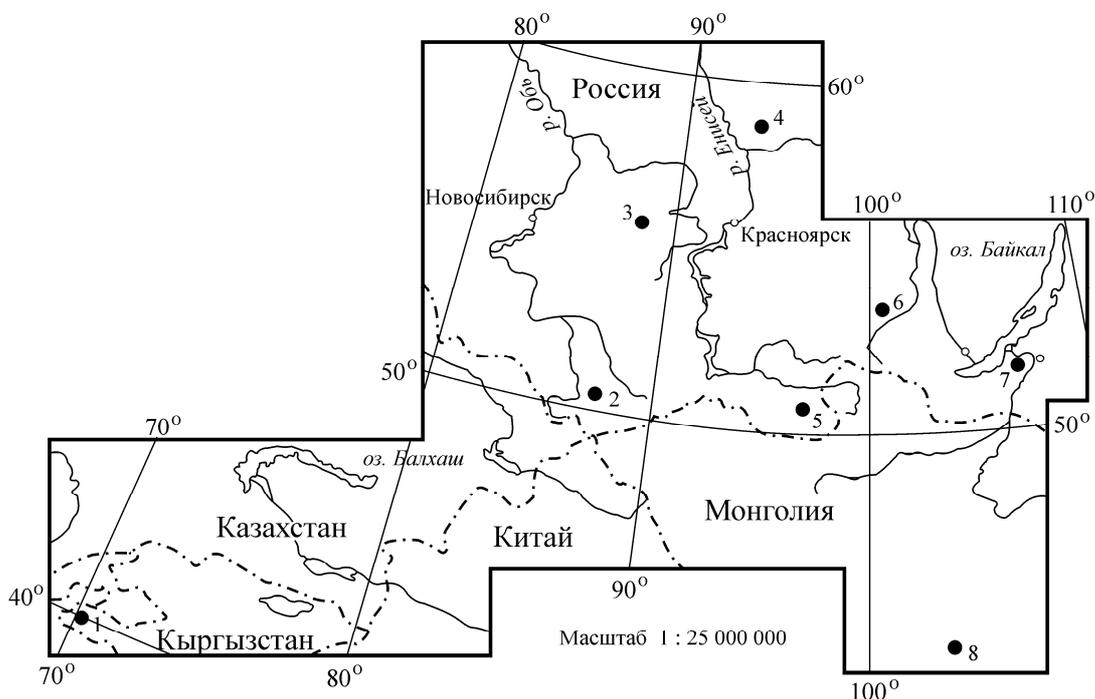


Рис. 1. Географическое расположение карбонатитосодержащих комплексов

1 – матчайский комплекс (Туркестано-Алай, Южный Тянь-Шань), 2 – комплекс эдельвейс (Горный Алтай), 3 – верхнепетропавловский комплекс (Кузнецкий Алатау), 4 – пенченгинский комплекс (Енисейский край), 5 – харлинский комплекс (Юго-Восточная Тува), 6 – комплексы Восточно-Саянской провинции, 7 – комплексы Западного Забайкалья, 8 – комплекс Мушугай-Худук (Южная Монголия).

платформенных щелочно-ультраосновных массивов Кольского п-ва (Озерная Варакса, Сокли, Ковдорский, Вуориярви, Турий, Хибинский), Сибири (Гулинский, Ессей, Ингили, Арбарастахский), Северной Америки, кайнозойских вулканов Восточной Африки [4-6, 10, 23, 33-34, 40, 91]. Указанные изотопные параметры позволяют допустить смешение в разных пропорциях материала мантийных плюмов типа HIMU или PREMA с веществом обогащенного резервуара мантии, например EM I, чаще других привлекаемого для объяснения вариаций состава карбонатитов. Обычно рассматриваются два варианта проникновения компонентов EM I в материал мантийных плюмов - либо в результате рециклинга континентальных и океанических осадков в глубинных частях зон субдукции на границе с астеносферным слоем или даже в нижней мантии, либо путем их взаимодействия с плюмом, поднимающимся до уровня древней субконтинентальной литосферы [17, 26, 39]. На примере карбонатитов Восточной Африки также обсуждается возможность образования изотопно-гетерогенных плюмов из HIMU-и EM I-резервуаров, пространственно сближенных в глубокой мантии (ниже 1000 км) или на границе ядро – мантия [10].

Согласно данным палеогеодинамических реконструкций структурно-вещественные комплексы АССО и Енисейского края представляют собой составные части серии довендских и вендско-кембрийских островодужных систем [12, 32]. Принимая во внимание уже опубликованные возрастные датировки (630-725 млн лет) щелочных пород и карбонатитов Восточного Саяна и Енисейского края [14-16, 30, 38, 69-70], установленные нами временные рубежи формирования пород пенченгинского

(Енисейский кряж, 672 ± 93 млн лет), верхнепетропавловского (Кузнецкий Алатау, 509 ± 10 млн лет), эдельвейс (Горный Алтай, 474 ± 37 млн лет) комплексов [80, 82-88], в целом, совпадают с последовательностью аккреционно-коллизонных процессов, происходивших на окраине Сибирского кратона в позднем докембрии – раннем палеозое. Достаточно широкий хронологический диапазон позволяет говорить о двух, позднерифейско - вендском и кембрийско - ордовикском этапах пульсационной плюмовой

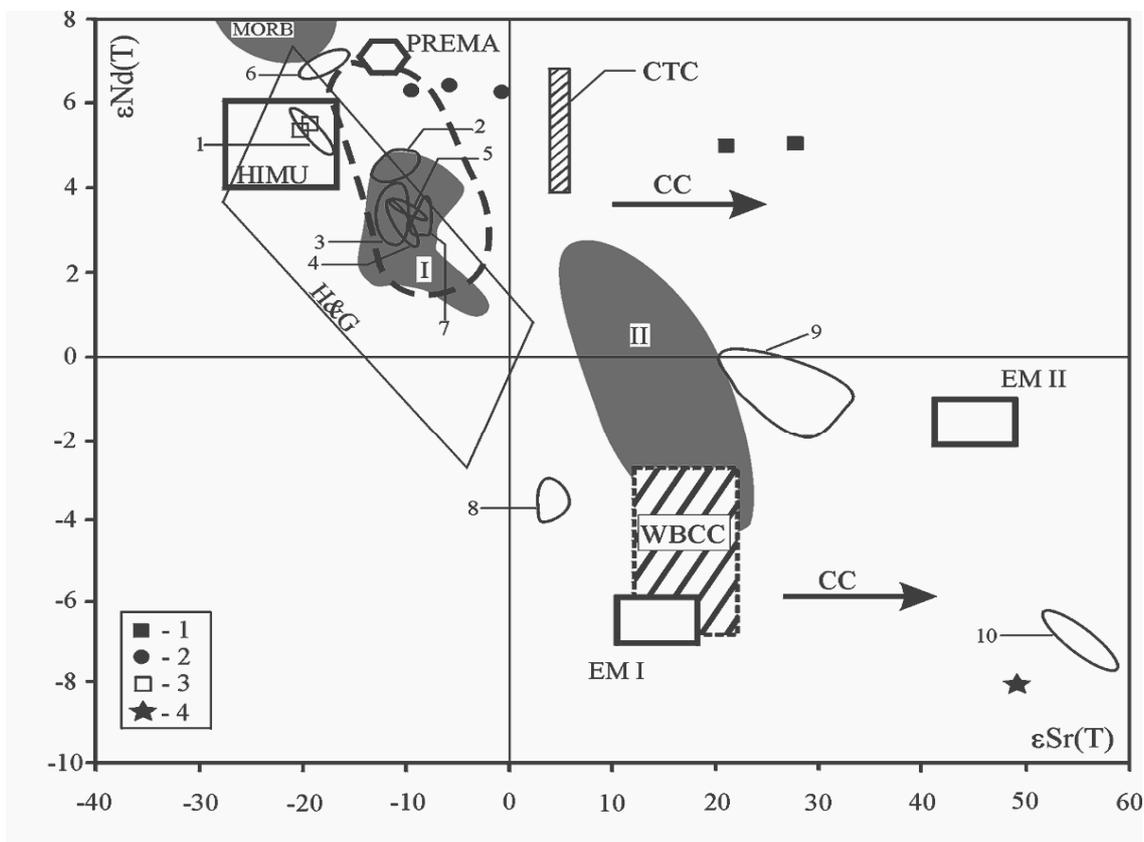


Рис. 2. Sr-Nd-изотопный состав карбонатитсодержащих комплексов складчатых областей в сравнении с "классическими" карбонатитами платформ

Условными значками-символами показаны породы верхнепетропавловского (1), эдельвейс (2), пенченгинского (3), матчайского (4) карбонатитовых комплексов. Приведены: мантийные резервуары MORB, PREMA, HIMU, EM I, EM II в соответствии с их современными изотопными параметрами [25, 92]; поля составов: H&G - молодых (< 200 млн лет) карбонатитовых комплексов мира [24]; I - протерозойских карбонатитов Северной Америки [6]; II - контаминированных карбонатитов Южной Америки и Индии [24]; CTC - карбонатитов Турьего массива (Кольский п-ов), контаминированных 10 % вещества усредненной верхней коры [23]; WBCC - пород карбонатитовых комплексов Западного Забайкалья [43]; композиционные контуры 1-10: карбонатитов Среднетатарского (1), Верхнесаянского (2), Нижнесаянского (3), Жидойского (4), Большетагнинского (5), Ингили и Арбарастахского (6) щелочно-ультраосновных массивов [40], карбонатитовых комплексов Кога и Джамбил (7), Лое-Шилман и Силлаи-Патти (8) в Северо-Западном Пакистане [74], Мушугай-Худук (9) в Южной Монголии, массива Дарай-Пиоз (10) в Южном Тянь-Шане [75-76]. Жирным пунктиром показана область составов карбонатитов из щелочно-ультраосновных массивов Карело-Кольской и Маймеча-Котуйской провинций докембрийских кратонов [4-5, 23, 33-34, 40, 91] (см. текст). Стрелки "CC" на диаграмме фиксируют направление изотопного сдвига при коровой контаминации.

активности мантии, существовавшей под Северной Азией на рубеже протерозоя и палеозоя. На позднедокембрийском этапе рифтогенной деструкции, инициировавшей щелочной и карбонатитовой магматизм, подверглись, главным образом, складчато-глыбовые структуры приплатформенного поднятия Енисейского кряжа и Восточно-Саянского тектонического блока. Sm-Nd-изохронная датировка (672 млн лет) линейных Mg-карбонатитов пенченгинского комплекса на Енисейском кряже вполне сопоставима с

временным интервалом формирования ийолитов, эгириновых сиенитов и карбонатитов расположенного в непосредственной близости Среднетатарского (Заангарского) массива (660-675 млн лет), а также ассоциаций щелочно-ультраосновных пород и карбонатитов, локализованных в пределах Урикско-Ийского грабена Восточно-Саянской провинции (630-725 млн лет). Все они имеют не только сходный с карбонатитами пенченгинского комплекса Nd-Sr-изотопный состав (рис. 2) и возраст становления, но и близкие модельные (T_{DM} 0,83-0,96 млрд лет) датировки [15-16, 40, 84], косвенно свидетельствующие о родственной природе их источников. Существующие отличия в изотопном составе неодима и стронция в данном случае обусловлены, по-видимому, либо неодинаковой степенью смещения вещества разных мантийных доменов, либо процессами коровой контаминации. В связи с этим следует отметить, что при изотопных параметрах (ϵNd_T 5,1-5,7; ϵSr_T -17,4÷-20,4), сопоставимых с NIMU, породы Енисейского кряжа характеризуются чрезвычайно низкими первичными отношениями $^{87}Sr/^{86}Sr_T$ (0,70229-0,70252) по сравнению с большинством известных проявлений карбонатитов на Сибирской платформе и в ее складчатом окружении [40, 43-44, 48, 50-51, 75-76, 83-84 и др.]. Сходный уровень значений $^{87}Sr/^{86}Sr_T$ 0,70239-0,70260 имеют только близковозрастные (~ 650-720 млн лет) карбонатиты массивов Арбарастах и Ингили в Алданской щелочной провинции [40], но их формирование однозначно происходило из более молодого (T_{DM} 0,76-0,78 млрд лет) и сильнее деплетированного (ϵNd_T 6,7-7,0) мантийного источника. Обычно подобным изотопным составом стронция обладают неизменные базальты срединно-океанических хребтов, однако нередко он отмечается в докембрийских (с возрастом более 550-600 млн лет) карбонатитах интрузивных комплексов на древних кратонах [6, 41, 68 и др.]. Это позволяет допустить присутствие в магматическом источнике компонента MORB, особенно если предположить затягивание фрагментов срединно-океанических хребта в зону субдукции. По-видимому, вовлечение в процессы выплавления магм разнообразного мантийного материала и степень его смещения в данном случае могли определяться как наклоном, так и глубиной заложения субдукционных зон, что приводило к пространственному совмещению по вертикали композиционно отличающихся субстратов. Значительно сильнее проявлен эффект смещения NIMU- и EM I- вещества в составе близких по возрасту карбонатитов Восточного Саяна, которые по своей Nd-Sr-изотопной специфике идентичны протерозойским карбонатитам Северной Америки и сопоставимы с более молодыми платформенными комплексами мантийного происхождения (рис. 2).

При относительно сходном с резервуарами NIMU и PREMA изотопном составе неодима, раннепалеозойские карбонатитсодержащие комплексы Кузнецкого Алатау и Горного Алтая отличаются более высокими $^{87}Sr/^{86}Sr_T$ от 0,7033 до 0,7065 в валовых составах пород. Принимая во внимание особенности их изотопного состава кислорода и углерода, предполагается, что это связано не столько с геохимическими особенностями магматических источников, сколько с процессом селективной коровой контаминации расплавов на уровне промежуточных камер и подводящих каналов [50, 81, 83, 85-87]. Аналогичное отклонение от мантийной последовательности прослеживается для также контаминированных карбонатитов комплексов Южной Америки (Jacupiranga, Barra do Itapirapuã), Индии (Sevathur, Amba Dongar) [3, 36, 41, 59, 65-66], Турьего массива на Кольском полуострове [23]. Примечательно, что в породах Турьего массива и верхнепетропавловского комплекса, несмотря на значительную контаминацию веществом верхней коры, изотопный состав неодима сохраняет параметры деплетированной мантии (рис. 2). Следует также отметить более значительное участие материала PREMA в источнике карбонатитов и щелочных пород комплекса эдельвейс Горного Алтая, подтверждая его доминирующую роль в составе мантийного суперплюма, который

определял эволюцию ранне-среднепалеозойского базитового магматизма на территории Северной Азии [90].

Магматические ассоциации MZ-KZ возраста. Поступление в расплавы значительных количеств ^{87}Sr коровой природы происходило также при формировании мезозойских и более молодых карбонатитовых комплексов складчатых областей. Однако, судя по изотопному составу неодима, источник их первичного вещества резко отличался от деплетированных мантийных резервуаров, материал которых преобладает в породах позднерифейско - раннепалеозойских карбонатитовых ассоциаций. В композиционном отношении он характеризуется отрицательными значениями ϵNd_T при повышенных $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_T$ и приближается к веществу обогащенной мантии типа EM I. Наиболее сходным с ним составом ($\epsilon\text{Nd} -2,6\div-6,4$; $\epsilon\text{Sr} 12,1-22,2$; рис. 2) обладают карбонатиты и комагматичные им калиевые и субкалиевые щелочные породы халютинского, аршанского комплексов, Ошурковского массива и ряда мелких проявлений, сосредоточенных в западной части Западно-Забайкальской вулканической рифтовой области [11, 43-44, 58]. Судя по выявленным особенностям изотопного состава углерода и кислорода в породообразующих карбонатах, доля мантийной компоненты в их первичном веществе была значительной, а наблюдаемые экстремальные отклонения величин $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ обусловлены, главным образом, постмагматическими гидротермальными изменениями или взаимодействием с метеорными и подземными водами и, значительно реже, непосредственно контаминацией расплавов коровыми компонентами (рис. 3) [11, 42-43, 57]. В связи с заметным разбросом значений ϵNd и ϵSr в примерно одновозрастных образованиях предполагается, что в обогащенной мантии были активированы два разнородных источника с различной степенью истощенности. По-видимому, один из них представлял собой реликтовую зону, сохранившую свой деплетированный состав даже после вероятного метасоматоза. Весьма показательным в этом отношении изменение изотопно-геохимической специфики источников разновозрастных карбонатитовых комплексов Северо-Западного Пакистана. Последние пространственно совмещены в пределах структур Индской сутурной зоны, образовавшейся в результате коллизии Индийской плиты и Азиатского континента. По свидетельству Г. Тилтона с соавторами [74], наиболее молодые олигоценые (~ 30 млн лет) комплексы (Loe Shilman, Sillai Patti), считающиеся синорогенными образованиями, имеют смешанный HIMU-EM I-источник с преобладанием вещества обогащенной мантии ($\epsilon\text{Nd} -3,1\div-3,8$; $\epsilon\text{Sr} 2,4-5,6$). Предполагается, что этот литосферный источник был транспортирован в зону коллизии вместе с Индийской плитой, мигрировавшей со стороны Восточно-Африканского континентального сегмента. Два других, предорогенных карбонатитовых комплекса (Koga, Jhambil) позднепалеозойского (~ 300 млн лет) возраста обнаруживают обычные для большинства карбонатитов Sr-Nd-изотопные характеристики ($\epsilon\text{Nd} 3,2-3,7$; $\epsilon\text{Sr} -8,5\div-9,4$) умеренно деплетированного мантийного субстрата (рис. 2). С нашей точки зрения, несколько большие масштабы вовлечения подобного истощенного материала мантии в процессы карбонатитогенеза и его смешение с веществом EM I демонстрируют вариации изотопных параметров карбонатитов ($\epsilon\text{Nd} \sim 0\div-2$; $I_{\text{Sr}} \sim 0,7058-0,7066$) из щелочного вулcano-плутонического комплекса Мушугай-Худук в Южной Монголии (рис. 2). Высказанное ранее предположение [75] об их источнике в довольно гипотетичном резервуаре обогащенной мантии EM II проблематично, особенно если учитывать, что наряду с высокими значениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_T$ карбонатиты комплекса обладают достаточно тяжелым изотопным составом кислорода и углерода ($\delta^{18}\text{O} \sim 11,5-20,4 \text{‰}$; $\delta^{13}\text{C} \sim -2,1\div-5,5 \text{‰}$ [35]. Более реалистичным выглядит взаимодействие вещества вышеупомянутых мантийных источников, которое осложнялось избирательной коровой контаминацией расплавов.

Максимальной степенью контаминированности коровым веществом отличаются карбонатиты Матчайского массива в Туркестано-Алае. Однако и в этом случае величина $\epsilon Nd = -8,21$ (рис. 2), рассчитанная на поздне триасовый (~ 223 млн лет) возраст пород [83], мало отличается от нижнего предела аналогичного параметра в резервуаре EM I ($\epsilon Nd \sim -6,5$). Близкие значения $\epsilon Nd \sim -6 \div -8$ определены также в жильных контаминированных карбонатитах ($I_{Sr} \sim 0,7082 - 0,7086$) соседней, южнее расположенной, щелочной интрузии Дарай-Пиоз [76]. Несмотря на пространственную разобщенность и возрастные отличия карбонатитов Тянь-Шаня и Западного Забайкалья, их модельные датировки ($T_{DM} \sim 1,3-1,5$ млрд лет) близки [43, 83] и косвенно указывают на изотопное сходство магмогенерирующих субстратов. Очевидно, что мезозойские и более молодые карбонатитосодержащие комплексы в складчатых регионах формируются уже на континентальной коре повышенной мощности. Вероятно, по этой причине процессы позднеколлизивной рифтогенной деструкции затухают, не затрагивая областей, пограничных с астеносферной мантией и, по существу, единственными глубинными источниками, способными генерировать магматические расплавы, остаются только резервуары в обогащенной субконтинентальной литосфере. Указанными обстоятельствами обусловлена в целом и более высокая степень контаминированности образующихся пород веществом корового происхождения.

Роль и эффекты коровой контаминации и поздне-постмагматических преобразований в процессах карбонатитогенеза

Согласно современным представлениям существует два принципиально различных способа поступления корового вещества в глубинные магматические расплавы. В условиях т.н. «мантийной контаминации» предусматривается «заражение» непосредственно мантийных зон магмогенерации материалом осадочного происхождения, который попадает на глубинные уровни благодаря процессам субдукции. Однако более распространенным процессом, по-видимому, следует считать собственно «коровую» контаминацию магм уже в верхних частях литосферы на уровне подводящих каналов и промежуточных камер. При этом предполагается, что попадание контаминанта в расплав происходит избирательно, например, в виде формационных рассолов, законсервированных в осадочных отложениях [47, 51]. Установленный характер поведения стабильных изотопов и радиогенного стронция в породах карбонатитосодержащих комплексов свидетельствует о значительной роли в их формировании именно коровой контаминации, которая конкурировала с процессами кристаллизационного фракционирования, а также поздне- и постмагматических преобразований, повлиявших на окончательный облик карбонатитов [83].

Баланс стабильных изотопов. Эффекты контаминации в той или иной степени фиксируются во всех породах комплексов, однако наиболее заметно они отразились на изотопном балансе самих карбонатитов. При этом большинство значений $\delta^{13}C$ (‰, PDB) и $\delta^{18}O$ (‰, SMOW) породообразующих карбонатов, группируясь в виде достаточно прямолинейных трендов, попадает в промежуточную область между полями составов неконтаминированных магмогенных карбонатитов и нормально-осадочных морских карбонатов (рис. 3). В соответствии с представлениями [21, 29, 45, 55] не исключается принципиальная возможность возникновения наблюдаемой корреляции в результате релеевского изотопного фракционирования, которое, как предполагается, происходит на высокотемпературных (600-800°C) стадиях дифференциации карбонатитовых расплавов с последовательным образованием относительно обедненных ^{13}C и ^{18}O твердых карбонатных минеральных фаз и отделением CO_2-H_2O -флюида, обогащенного этими изотопами. Возможно, в данном случае это явление имело место, но только на начальном этапе карбонатитогенеза. Принимая во внимание существующее ограничение масштабов

такого фракционирования, не превышающего 13,5 ‰ по $\delta^{18}\text{O}$, а также сравнительно высокие отношения $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ и $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$, измеренные в карбонатах, доминирующим процессом следует, все-таки, считать коровую контаминацию и вызванное ею смешение глубинной CO_2 с изотопно более "тяжелой" углекислотой осадочного цикла [35, 77-78, 82-84, 86 и др.].

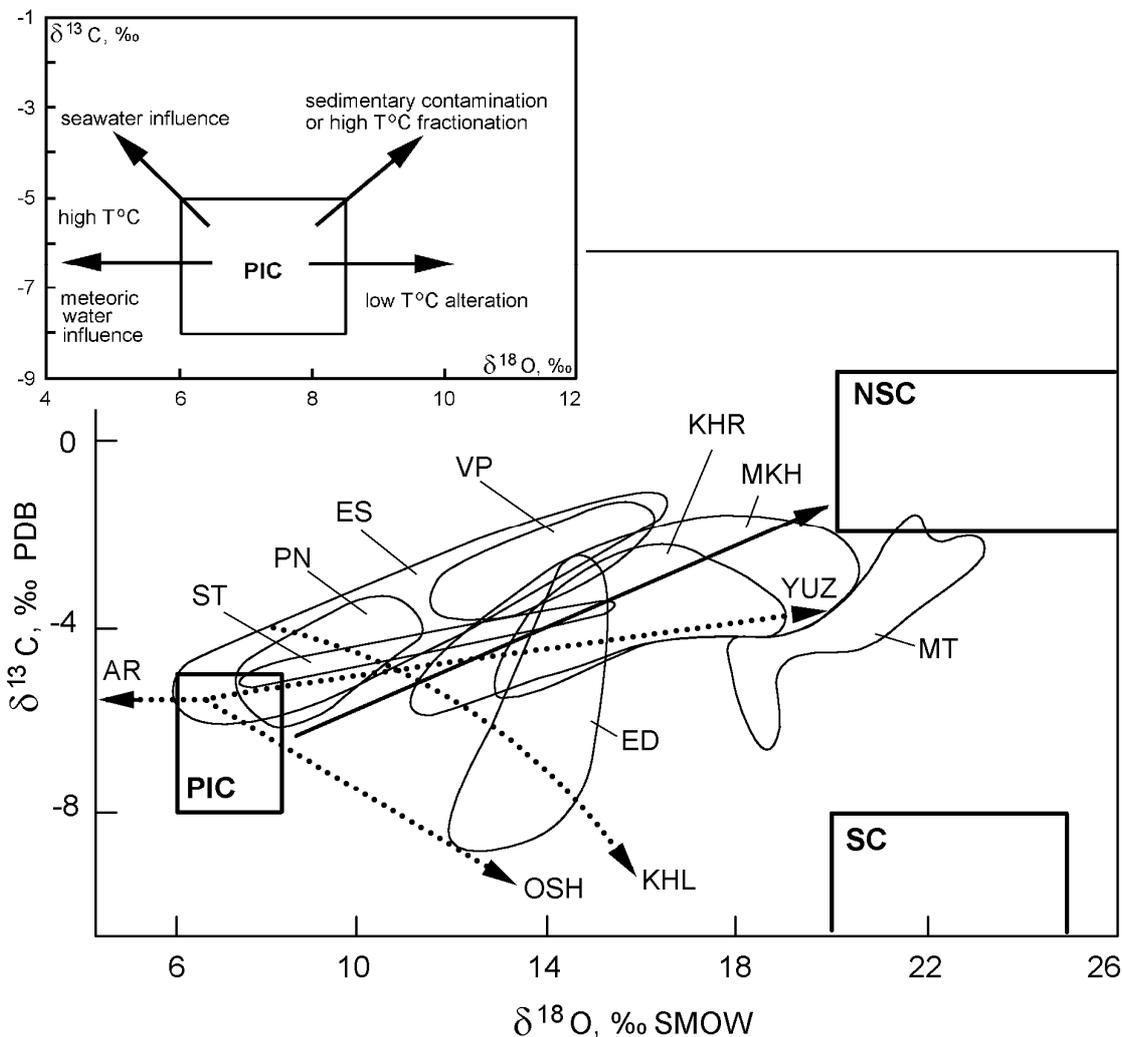


Рис. 3. Вариации изотопного состава углерода и кислорода карбонатов в зависимости от характера и масштабов коровой контаминации

Показаны композиционные контуры породообразующих карбонатов: PN - пенченгинского, VP - верхнепетропавловского, ED - эдельвейс, MT - матчайского, KHR - харлинского, MKH - Мушугай-Худук комплексов, щелочных массивов Восточного Саяна (ES) и Енисейского кряжа (ST - Среднетатарский массив) [31, 35, 37, 49, 62, 77-79, 82, 84, 86]. Точечным пунктиром со стрелкой обозначены направления эволюции изотопного состава карбонатов Западного Забайкалья (AR - Аршанское, OSH - Ошурковское, KHL - Халютинское, YUZ - Южное проявления) [42, 44, 57]. На диаграмме отображены поля составов: PIC ("primary igneous carbonatites") - первичных магматогенных карбонатов [18], NSC ("normal sedimentary carbonates") - морских нормально-осадочных карбонатов, SC ("soil carbonates") - почвенных карбонатов [51, 61]. Области PIC и NSC соединены линией смешения со стрелкой, указывающей на возрастание роли корового материала. Влияние различных процессов на характер изменения изотопного состава первичного карбонатитового вещества отражено на врезке в левом верхнем углу диаграммы (компилировано по [22]).

Примерно одинаковым уровнем контаминированности при вариациях $\delta^{13}\text{C}$ от -2,0 до -8,4 ‰ и $\delta^{18}\text{O}$ от 11,8 до 18,6 ‰ характеризуется карбонатитовая (кальцит) составляющая раннепалеозойских комплексов Кузнецкого Алатау, Горного Алтая и Юго-Восточной

Тувы (рис. 3). В качестве вероятного контаминанта, смешивающегося с мантийной субстанцией, можно предполагать вещество, мобилизованное из изотопно-тяжелых ($\delta^{13}\text{C}$ 0,1-2,3 ‰; $\delta^{18}\text{O}$ 21,1-24,9 ‰) осадочных карбонатных пород в ближайшем окружении щелочных интрузий. Своеобразный гибридный характер также отчетливо проявляется в виде соответствующего "утяжеления" изотопного состава кислорода в других пороодообразующих минералах не только карбонатитов, но и ассоциирующих с ними щелочных пород этих комплексов. Заметно более высокими величинами $\delta^{18}\text{O}$ по сравнению с мантийными значениями ($\delta^{18}\text{O} = 5,5 \pm 0,5$ ‰ SMOW, по [72 и др.]) характеризуются типоморфные для карбонатитов флогопит (7,5-8,1 ‰) комплекса эдельвейс, магнетит (7,1-7,5 ‰) и диопсид (9,0 ‰) верхнепетропавловского комплекса а также апатит (11,9-13,9 ‰) из пород Харлинского массива нагорья Сангилен (рис. 4). Сходным образом реагируют на коровую контаминацию изотопно-кислородные системы клинопироксенов, слюд, полевых шпатов и нефелина из комагматических силикатных пород. Признаки прогрессирующего "заражения" расплавов веществом осадочной природы еще на уровне промежуточных камер наиболее явственно прослеживаются в минералах и валовых составах пород некоторых дифференцированных щелочно-базитовых интрузивов на севере Кузнецкого Алатау, включая и Верхнепетропавловский карбонатитосодержащий плутон. Нами установлено, что величина $\delta^{18}\text{O}$ в среднем закономерно увеличивается от 8,4 ‰ в ранних субщелочных габброидах до 9,6 ‰ в тералитах и фойдолитах и 10,4 ‰ в нефелиновых сиенитах [81]. За небольшим исключением, аналогичная последовательность возрастания средних значений $\delta^{18}\text{O}$ отмечается и в соответствующих пороодообразующих клинопироксенах (7,2-9,3 ‰), полевых шпатах (8,6-10,6 ‰) и нефелине (9,2-10,7 ‰). Несмотря на относительно высокий уровень контаминации, наблюдаемый в породах изученных палеозойских комплексов АССО, выявлен только один случай резкого нарушения в них локального изотопного равновесия. Прецедентом этому послужила сильно инверсированная ассоциация клинопироксена и нефелина ($\delta^{18}\text{O}$ 13,4 и 7,8 ‰ соответственно), возникшая в контаминированном кальцитсодержащем ийолите Харлинского массива в Юго-Восточной Туве. На этом основании можно с уверенностью говорить о том, что при формировании рассматриваемых комплексов АССО поступление корового материала в магматические системы происходило преимущественно еще на стадии существования расплава, а отмеченный разброс данных и обогащение минералов тяжелым ^{18}O в большинстве случаев не связаны с постмагматическими процессами. На примере комплекса эдельвейс участие последних в формировании пород не подтверждается и изотопно-водородными данными. Полученные величины δD (‰, SMOW) во флогопитах из слюдяных клинопироксенитов (-85 ‰) и карбонатитов (-61 ‰) в большей степени согласуются с первично-магматической природой содержащейся в них воды [82-83, 86].

В широких, но сходных по значениям диапазонах, также совпадающих с направленностью генерализованного тренда коровой контаминации, изменяются изотопные составы углерода и кислорода у более древних позднедокембрийских карбонатитов Восточно-Саянской провинции ($\delta^{13}\text{C}$ -1,5÷-6,0 ‰; $\delta^{18}\text{O}$ 6,6-16,4 ‰) и Енисейского кряжа ($\delta^{13}\text{C}$ -1,8÷-5,9 ‰; $\delta^{18}\text{O}$ 7,4-15,3 ‰) (рис. 3) [40, 62, 84]. Вместе с тем, по сравнению с комплексами палеозойского возраста, не менее 50 % всех значений $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ тяготеет к области первичных изверженных карбонатитов, указывая на повышенную долю мантийной компоненты в составе пород.

Несмотря на частично перекрывающиеся диапазоны изотопных вариаций, в карбонатной составляющей более молодых комплексов доля мантийной углекислоты последовательно уменьшается и отношения $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ приближаются к значениям, свойственным осадочным карбонатным породам (рис. 3). Мраморизованные известняки с подобным составом ($\delta^{13}\text{C}$ 0,1-2,3 ‰; $\delta^{18}\text{O}$ 21,1-24,9 ‰) обычно либо непосредственно

вмещают рассмотренные карбонатитовые комплексы, либо встречаются в региональных стратиграфических разрезах. Аргументом в пользу участия их вещества в карбонатитогенезе следует считать также повышенные концентрации радиогенного стронция в магматических породах при мало меняющемся изотопном составе неодима. Нередко контаминационные тренды, как, например, в случае карбонатитов Западного Забайкалья (рис. 3), могут искажаться при взаимодействии образующихся пород с метеорными, а также содержащими органическую углекислоту подземными водами.

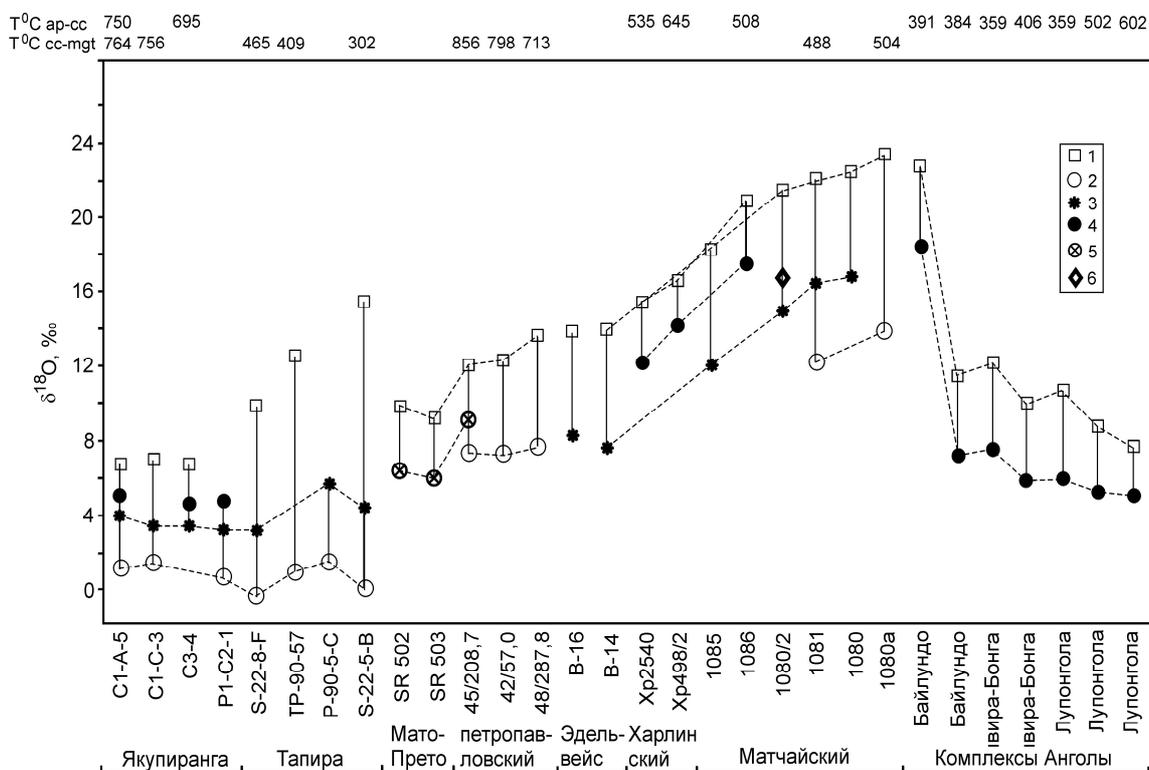


Рис. 4. Масштабы и характер изотопно-кислородного фракционирования между породообразующими минералами карбонатитов

Условные обозначения: 1 – кальцит, 2 – магнетит, 3 – темная слюда, 4 – апатит, 5 – клинопироксен, 6 – амфибол. Тонкими сплошными линиями соединены составы сосуществующих минеральных фаз. Пунктиром показаны вариации распределения изотопов кислорода в однотипных минералах. Маркировка проанализированных образцов с указанием местонахождения (нижняя часть графика) и рассчитанные значения температур изотопного равновесия апатит-кальцит (T°C ap-cc) и кальцит-магнетит (T°C cc-mgt) соблюдены в соответствии с авторскими данными [1, 49-50, 63, 79, 82, 86].

Особенно заметное присутствие атмосферной водной компоненты с $\delta^{18}\text{O} < 0$ в карбонатитовой флюидно-магматической системе отчетливо прослеживается на примере пенченгинского линейного комплекса, который пространственно контролируется зоной Татарского глубинного разлома на Енисейском крыже. Очевидно, что ее повышенная проницаемость способствовала более глубокой циркуляции атмосферных вод. В результате их воздействия часть карбонатитового вещества могла быть переотложена с исчезновением признаков первичной магматической природы и смещением изотопно-кислородного равновесия, установившегося между минеральными фазами в процессе контаминации. Об этом свидетельствуют значительно более легкий по сравнению с породообразующим карбонатом изотопный состав кислорода в силикатных минералах ($\delta^{18}\text{O}$ 3,8-7,1 ‰) и апатите ($\delta^{18}\text{O}$ 4,7 ‰), а также гораздо меньшие, чем в магматогенных карбонатитах, отрицательные величины $\delta^{18}\text{O}$ в аксессуарных пирохлоре (-2,8÷-3,2 ‰) и

магнетите (-0,3÷-0,5 ‰) [84]. Вместе с тем, значительные вариации изотопного состава кислорода и водорода, установленные в породообразующих слюдах ($\delta^{18}\text{O}$ 3,8-7,1 ‰; δD -30÷-93 ‰) и амфиболах ($\delta^{18}\text{O}$ 3,1-5,0 ‰; δD -98÷-154 ‰) комплекса позволяют также предполагать кристаллизацию данных минералов под воздействием гетерогенного флюида в условиях быстро меняющегося термического режима [84]. Их явная неравновесность отчетливо проявляется даже в пределах одного образца, причем амфибол всегда обеднен дейтерием относительно биотита или флогопита примерно на 60 ‰. Об этом же свидетельствует величина коэффициента изотопного фракционирования $\Delta^{18}\text{O}$ между сосуществующими амфиболами и слюдами, которая изменяется в диапазоне от +0,3 до -0,3 ‰, в то время как в равновесных ассоциациях значения $\Delta^{18}\text{O}$ всегда остаются положительными и составляют примерно 4,5-5,0 ‰ при 400°C и 1,5-2,0 ‰ при 800°C [28]. В этой ситуации наблюдаемую общую обедненность минеральных фаз дейтерием на фоне проявленной изотопной неравновесности и прямой корреляции между концентрациями воды и величинами δD в минералах можно интерпретировать как результат дегазации карбонатитовой магмы и происходящего при этом смешения магматогенных и метеорных вод в образующемся разнородном флюиде. Судя по развитию обширной фенитизации вмещающих пород вокруг карбонатитовых тел, подобная дегазация действительно играла заметную роль в период становления пенченгинского комплекса, конкурируя с процессом контаминации карбонатитовой расплава осадочным материалом [83-84]. В свою очередь, явное и существенное заимствование последнего демонстрируется в виде сравнительно тяжелого изотопного состава серы в пирротине карбонатитов, варьирующего в широком диапазоне значений $\delta^{34}\text{S}$ от -0,8 до +9,2 ‰. Очевидно, что в данном случае степень смешения серы осадочного цикла с веществом мантийного источника контролировалось разнородным составом и различными пропорциями селективной ассимиляции боковых пород [84]. По сравнению с метеоритным стандартом ($\delta^{34}\text{S} \sim 0$ ‰, «Сихотэ-Алинь») - эталоном мантийной серы и средним значением ($\delta^{34}\text{S} \sim -3$ ‰) сульфидной серы карбонатитов [21], тяжелым изотопом ^{34}S обогащены пирротины и других изученных нами карбонатитов в Кузнецком Алатау ($\delta^{34}\text{S} +4,6$ ‰) [49] и Южном Тянь-Шане ($\delta^{34}\text{S} +12,6\div 12,8$ ‰) [79, 83], также свидетельствуя о поступлении заметных количеств корового вещества в ювенильные карбонатитообразующие системы.

Признаки еще более масштабной коровой контаминации выявляются в породах мезозойских карбонатитосодержащих щелочных комплексов Южного Тянь-Шаня, Западного Забайкалья, Южной Монголии, сформировавшихся на континентальной коре повышенной мощности. Для карбонатитов в значительной степени характерны высокоамплитудные колебания изотопного состава кислорода и углерода, достигающие, а иногда даже частично перекрывающие значения, свойственные нормально-осадочным карбонатам (рис. 3). Наряду с карбонатитами комплекса Мушугай-Худук в Южной Монголии ($\delta^{18}\text{O}$ 11,5-20,4 ‰; $\delta^{13}\text{C}$ -2,1÷-5,5 ‰), максимально обогащены тяжелым ^{18}O породообразующие кальцит ($\delta^{18}\text{O}$ 18-23 ‰; $\delta^{13}\text{C}$ -1,9÷-6,5 ‰), магнетит ($\delta^{18}\text{O}$ 11,9-13,5 ‰), апатит ($\delta^{18}\text{O}$ 17,2 ‰), слюды и амфиболы ($\delta^{18}\text{O}$ 11,9-16,5 ‰) карбонатитов Матчайского массива в Туркестано-Алае (рис. 4) [79, 83]. Также, как и в изученных нами комплексах Кузнецкого Алатау и Горного Алтая, явных признаков инверсии изотопного фракционирования, обычно наступающей при изменениях под воздействием нагретых атмосферных вод ($\delta^{18}\text{O} < 0$ ‰), в перечисленных минеральных фазах не обнаруживается. Вместе с тем, масштабы реального изотопного фракционирования, происшедшего в карбонатитовой системе на самом деле, могли быть значительно меньше, так как, учитывая очень высокие значения $\delta^{18}\text{O}$ в кальците, нельзя исключить вероятность его посткристаллизационного низкотемпературного (75-100°C) преобразования типа водный флюид – порода [83]. Соотношения величин δD (-41÷-57 ‰) и $\delta^{18}\text{O}$ (14,7-16,5 ‰) во флогопите и магнезиоарфведсоните карбонатитов Матчайского массива позволяют

предполагать в качестве одного из источников флюида т.н. «метаморфогенные» воды, обособляющиеся на стадии дегидратации метаосадочных пород [51].

В целом, судя по характеру и диапазону изменчивости параметров $\delta^{13}\text{C}$ и, особенно, $\delta^{18}\text{O}$, карбонатиты рассматриваемых комплексов мезозойского возраста представляют собой типичный пример широкомасштабного смешения мантийного и корового вещества, изотопные эффекты которого впоследствии были "замаскированы" в результате более низкотемпературного поздне- и постмагматического воздействия термальных вод различного генезиса. В этом отношении особенно показательны изотопные составы углерода и кислорода субвулканических карбонатитов Западного Забайкалья [42, 44, 57]. Даже в наименее преобразованных вторичными процессами их разновидностях ($\delta^{13}\text{C}$ - 4,1÷-6,5 ‰; $\delta^{18}\text{O}$ 6,0-12,9 ‰) фиксируется обогащение кальцита тяжелым изотопом кислорода, свидетельствующее о добавлении корового компонента. Последующее согласованное возрастание или уменьшение величин $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ вполне правомерно интерпретируется исследователями как результат низкотемпературной гидротермальной переработки карбонатитов с участием метеорных, а также подземных вод рассольного типа или насыщенных органической углекислотой.

Природа и характер поступления в расплавы корового вещества. Некоторое представление о составе контаминанта и степени его вовлечения в процессы карбонатитогенеза позволяет получить анализ изотопных соотношений Nd, Sr и O в породах. Расположение композиционных полей на диаграмме $\epsilon\text{Nd} - {}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr}$ относительно линий смешения вещества мантии и коры зависит, главным образом, от природы контаминирующего корового источника (рис. 5). Следует отметить явно обособленную позицию позднедевонских ассоциаций Енисейского кряжа и Восточно-Саянской провинции, которая указывает на нижнекоровый характер контаминанта с преобладанием древних осадочных доломитов с пониженными ${}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr} \sim 0,7045-0,705$ и $\epsilon\text{Nd} \sim -5\div-10,4$. Возможно, этим объясняются установленные низкие ${}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr}$ в карбонатитах, свойственные обычно веществу деплетированных мантийных резервуаров типа MORB и NIMU. Судя по вариациям $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$, доля поглощенного магмой корового компонента была существенной и, следовательно, нельзя полностью исключить его взаимодействие с MORB-доменом. Более характерную группу образуют комплексы Кузнецкого Алатау, Горного Алтая, Западного Забайкалья, Южной Монголии и Тянь-Шаня, породные составы которых контролируются линией смешения мантийного материала и усредненной верхней континентальной коры ($\epsilon\text{Nd} \sim -26$; ${}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr} \sim 0,717$). Показательно, что вблизи этого тренда располагаются композиционные поля ассоциаций щелочных пород и карбонатитов как палеозойского, так и мезозойского возраста, имеющих различные мантийные источники вещества. При этом наблюдаемые отклонения от доминирующей линии смешения, скорее всего, вызваны геологическими особенностями региональных стратиграфических разрезов, в которых более широко распространены карбонатные отложения либо фанерозойского (Кузнецкий Алатау), либо рифейского (Горный Алтай и Западное Забайкалье) возраста (рис. 5). В подобной трактовке становится очевидной и исключительно верхнекоровая природа вещества, которым контаминированы карбонатиты мезозойских матчайского в Туркестано-Алае и Мушугай-Худук в Южной Монголии комплексов. По всей видимости, даже учитывая состав их предполагаемых источников в обогащенной мантии EM I, породы представляют собой образования с преобладающей коровой компонентой [83].

Показателем характера контаминации может служить корреляция между одновременно возрастающими $\delta^{18}\text{O}$ и ${}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr}_T$ в породах комплексов. При этом композиционные тренды располагаются вблизи линий смешения, практически напрямую соединяющих составы мантийного источника и соответствующего осадочного контаминанта (рис. 6). Проявление подобной зависимости практически исключает

вероятность сильного обогащения зон магмогенерации стронцием за счет метасоматоза мантии и свидетельствует о преимущественно коровом уровне его поступления в

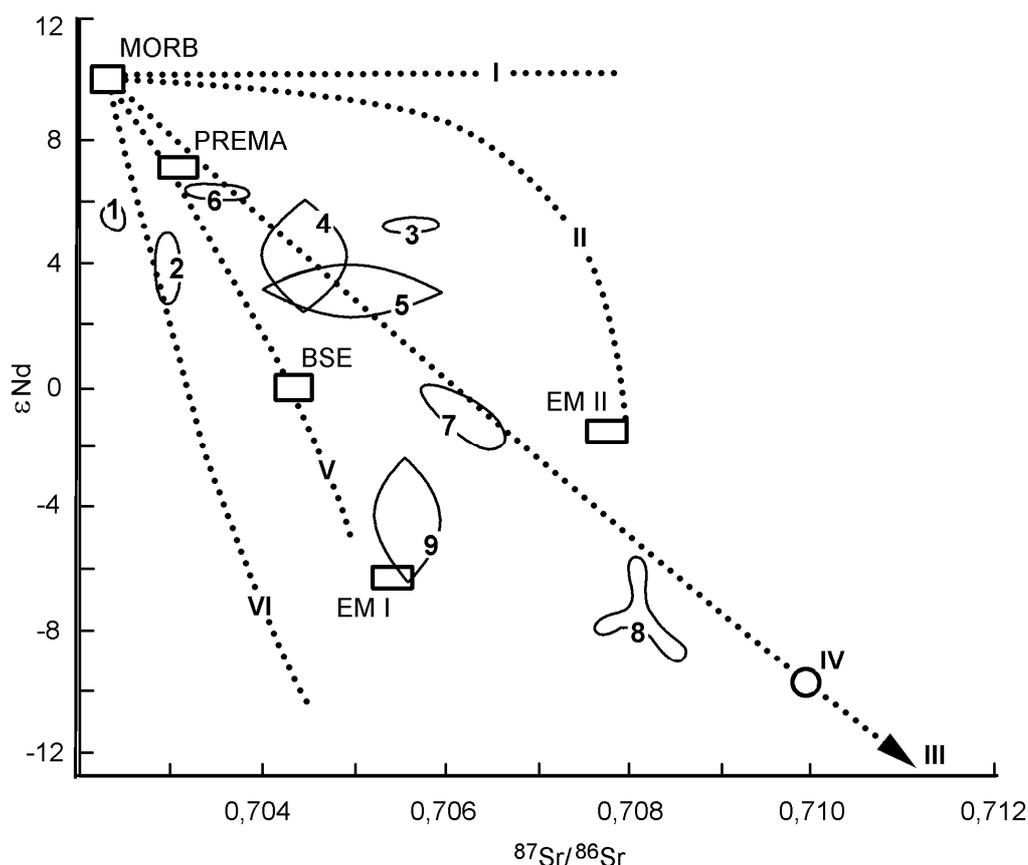


Рис. 5. **Баланс изотопных отношений Nd и Sr при смешении мантийных щелочных и карбонатитовых магм с веществом различных коровых резервуаров**

Контурами с цифрой ограничены поля составов: 1 - карбонатитов Енисейского кряжа (пенченгинский комплекс, Среднетатарский массив); 2 - карбонатитов Восточно-Саянской провинции (массивы Нижнесаянский, Верхнесаянский, Большетагинский, Жидойский); 3 - щелочных пород и карбонатитов верхнепетропавловского комплекса на севере Кузнецкого Алатау; 4-5 - ордовикских базальтов (4) и трахитов (5) имирской свиты на восточном склоне Кузнецкого Алатау и в обрамляющих его Минусинских впадинах; 6 - карбонатитов и щелочных пород комплекса эдельвейс в Горном Алтае; 7 - карбонатитов комплекса Мушугай-Худук в Южной Монголии; 8 - карбонатитов Южного Тянь-Шаня (массивы Матчайский, Дарай-Пиоз); 9 - карбонатитовых комплексов Западного Забайкалья (по [40, 43, 49-50, 60, 75-76, 80, 82-87]). Nd-Sr-изотопные линии смешения вещества мантии с коровым контаминантом обозначены точечным пунктиром (параметры диаграммы заимствованы из работы [51]: I - с измененными океаническими базальтами; II - с фанерозойскими морскими карбонатами ($\epsilon\text{Nd} = -2$, $\text{Nd} = 2$ г/т, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7078$, $\text{Sr} = 470$ г/т); III - со средней верхней континентальной корой ($\epsilon\text{Nd} = -26$, $\text{Nd} = 32$ г/т, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,717$, $\text{Sr} = 510$ г/т); IV - нижней корой ($\epsilon\text{Nd} = -10$, $\text{Nd} = 30$ г/т, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,710$, $\text{Sr} = 400$ г/т); V - с докембрийскими осадочными доломитами ($\epsilon\text{Nd} = -5$, $\text{Nd} = 2$ г/т, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,705$, $\text{Sr} = 50$ г/т); VI - нижней корой ($\epsilon\text{Nd} = -10,4$, $\text{Nd} = 32$ г/т, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7045$, $\text{Sr} = 370$ г/т). Изотопные параметры мантийных доменов EM I, EM II, BSE, PREMA, MORB приведены по [25, 92].

расплавы. Незначительное отклонение составов в сторону кривых смешения магм с контаминантом, обогащенным стронцием больше, чем обычно для коры, проще объяснить тем, что происходила не полнообъемная ассимиляция твердого материала, а селективная, при участии только вещества высококонцентрированных растворов, мобилизованных теплом интрузий из осадочных карбонатных пород [47, 50-51, 83]. По своему составу они приближенно должны напоминать Sr-содержащие (Sr до 10 г/л) рассолы, которые захоронены в позднедокембрийских и раннепалеозойских осадочных толщах Сибирской

платформы и ее складчатого обрамления [2, 46]. На вероятность поступления в магму достаточно больших количеств чужеродного стронция косвенно указывают, например, его повышенные концентрации (> 2000 г/т) на отдельных участках венд-кембрийских карбонатных толщ, которые распространены на севере Кузнецкого Алатау и имеют

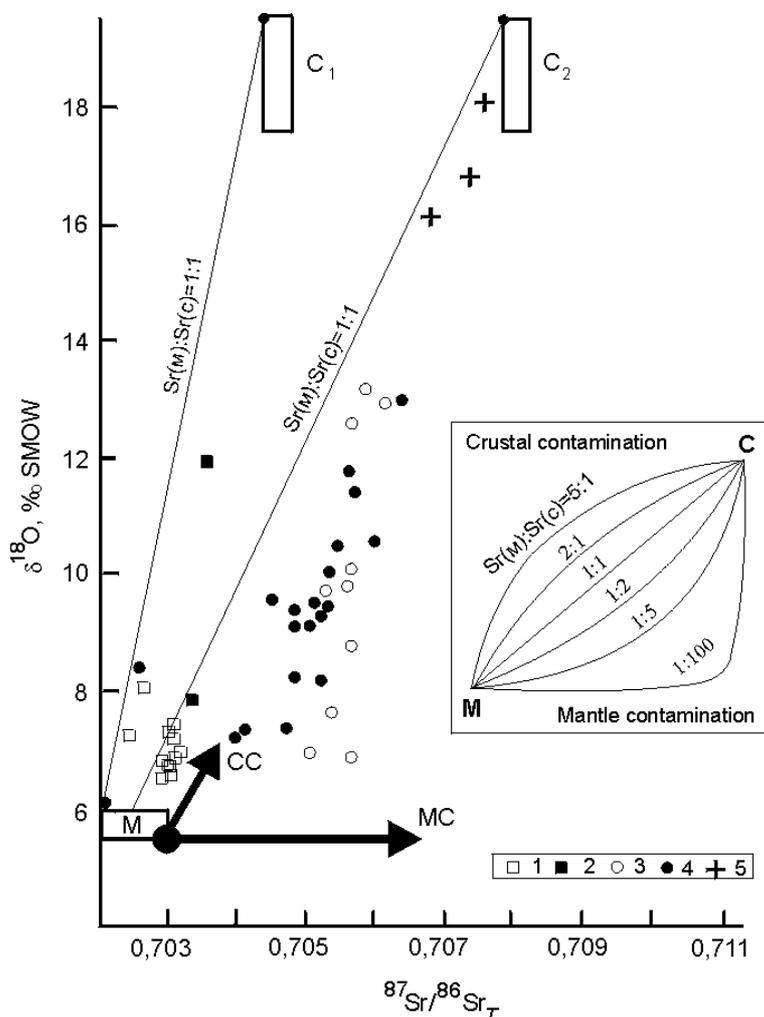


Рис. 6. Составы пород и минералов карбонатитсодержащих комплексов на Sr-O-изотопной диаграмме смешения мантийного и корового вещества

1 - карбонатиты Восточного Саяна и Среднетатарского массива Енисейского кряжа; 2 - клинопироксениты и карбонатиты комплекса эдельвейс; 3 - карбонатиты Западного Забайкалья; 4 - субщелочные и щелочные породы, карбонатиты и породообразующие клинопироксены Верхнепетропавловского массива; 5 - валовый состав и породообразующие апатит и амфибол карбонатитов Матчайского массива (источники данных см. в примечаниях к рис. 3 и 5). М - состав исходных мантийных магм (пояснения см. в тексте), C_1 и C_2 - составы корового контаминанта, соответствующие докембрийским (C_1) и фанерозойским (C_2) осадочным карбонатным породам (см. пояснение к рис. 5). Стрелками показано направление изменчивости изотопных составов при процессах коровой (CC) и мантийной (MC) контаминации. На врезке диаграммы отражены их принципиальные отличия при разных

отношениях (цифры на линиях смешения) концентраций стронция в мантии/магме $Sr(m)$ к его содержаниям в контаминанте $Sr(c)$. Концентрации кислорода в мантии/магме и контаминанте принимаются равными [27, 51, 71].

первичные отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ 0,70802-0,70829 [49]. Известно, что изотопный состав стронция в погребенных рассолах, как правило, близок к его высоким ($^{87}Sr/^{86}Sr \sim 0,708$) отношениям во вмещающих карбонатных породах. Поэтому, принимая изотопные параметры умеренно деплетированной мантии за первичные для родоначальной щелочно-базитовой магмы ($^{87}Sr/^{86}Sr \sim 0,7025$ по наиболее низким отношениям, установленным в клинопироксенах щелочных габброидов), даже на основании несложных приближенных расчетов следует заключить, что в щелочных породах и карбонатитах Кузнецкого Алатау до $\sim 40-70$ % радиогенного стронция заимствовано из осадочных отложений. Сходный уровень контаминации достигается при становлении комплексов Западного Забайкалья. Настолько значительный транспорт вещества, очевидно, не мог быть осуществлен без широкого участия флюидной фазы. По оценкам также высока доля (не менее 80 %) стронция корового происхождения в карбонатитах матчайского комплекса Южного Тянь-Шаня (рис. 6), что не оставляет сомнений в больших объемах карбонатитообразующего флюида, участвовавшего в формировании пород.

Несколько менее определенно можно судить о материальном балансе стронция в рифейско-вендских карбонатитах Восточно-Саянской провинции и Енисейского кряжа, в процессы образования которых, предположительно, вовлекалось вещество докембрийских карбонатов с низким ($\sim 0,7045$) отношением $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Среди пород протерозоя, вмещающих карбонатитовые тела пенченгинского комплекса на Енисейском кряже, по-видимому, существуют подобные образования с $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7040-0,7052$ [37]. Рассматривая вероятность поглощения части такого вещества мантийным карбонатитовым расплавом с первичным $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \sim 0,702-0,7025$ (самые низкие отношения в минералах карбонатитов Енисейского кряжа), можно заключить, что и в этом случае около 30 % стронция поступало из корового источника, о чем также свидетельствует характер выявленной неоднородности изотопного состава кислорода и углерода данных пород [40, 84].

Заключение

Проведенный сравнительный анализ изотопно-геохимических данных по карбонатитосодержащим комплексам складчатых областей позволяет сформулировать следующие основные выводы:

1. Все магматические породы, включая карбонатиты, рассмотренных комплексов, несомненно, имеют мантийные источники первичного вещества. Вместе с тем, в зависимости от времени проявления щелочного и карбонатитового магматизма, глубинности зон магмогенерации и, по-видимому, мощности континентальной литосферы, их исходные субстраты существенно отличаются друг от друга, прежде всего, по особенностям изотопного состава неодима. Карбонатиты складчатых областей, являющиеся продуктами более древних, рифейско-вендского и кембрийско-ордовикского, этапов рифтогенного магматизма, как и большинство их платформенных аналогов в мире, характеризуются положительными величинами ϵNd , свойственными умеренно деплетированному веществу астеносферных или нижнемантийных плюмов. Наблюдаемые вариации этого изотопного параметра в посторогенных карбонатитах указанного возраста свидетельствуют о вовлечении в процессы выплавления магм материала HIMU, PREMA и, возможно, MORB-резервуаров с разным, но заметно ограниченным, количеством примеси вещества EM I. Принимая во внимание субдукционно-коллизийные процессы, которые происходили в позднем докембрии-раннем палеозое на окраине Сибирского кратона в период раскрытия Палеоазиатского океана [12], следует предположить, что наблюдаемое разнообразие и степень относительного смешения мантийных компонентов определялось как наклоном и глубиной заложения зон субдукции, так и тесной пространственной совмещенностью по вертикали погружающихся в нижнюю мантию фрагментов древней океанической литосферы (HIMU-источник) и срединно-океанических хребтов (MORB-источник).

2. В отличие от позднедокембрийских и раннепалеозойских породных ассоциаций, мезозойские и более молодые карбонатитосодержащие комплексы в складчатых регионах формируются уже на континентальной коре повышенной мощности. Вероятно, именно по этой причине процессы позднеколлизийной рифтогенной деструкции литосферы затухают, не затрагивая даже пограничных с астеносферной мантией областей и, по существу, единственными глубинными источниками, способными генерировать щелочные и карбонатитовые расплавы, остаются только EM I- и EM II-резервуары в обогащенной субконтинентальной литосфере.

3. Эволюция исходно-мантийных магматических расплавов в процессе становления разноформационных и разновозрастных комплексов щелочных пород и карбонатитов в складчатых областях в различной степени осложняется процессом коровой контаминации. Последняя носит избирательный характер и происходит не путем непосредственной

ассимиляции твердого материала расплавом, а в результате взаимодействия магмы с высококонцентрированными растворами, мобилизованными из вмещающей осадочной толщи благодаря тепловому влиянию интрузий. Поглощение расплавом подобной субстанции рассольного типа осуществляется, главным образом, на уровне промежуточных магматических камер и подводных каналов в пределах земной коры.

4. По-видимому, именно контаминация такого типа могла способствовать дополнительной карбонатизации и обогащению соевыми компонентами мантийных щелочных силикатных магм, что приводило впоследствии к обособлению собственно карбонатитовых жидкостей. Убедительным аргументом в пользу этого предположения может служить в целом значительно бóльшая степень контаминированности пород фанерозойских карбонатитовых комплексов на фоне общей активизации карбонатитообразования в ходе геологического развития планеты [89]. Взаимосвязь «мантийной» контаминации с процессами карбонатитообразования менее проявлена и, вероятно, выражается в виде карбонатизации мантийного субстрата, в дальнейшем способствуя выплавлению карбонатитовых или обогащенных углекислотой щелочных магм.

5. При благоприятных условиях (формирование в малоглубинной обстановке или вблизи крупных долгоживущих тектонических разломов) признаки первичной магматогенной природы карбонатитов маскируются эффектами поздне- и постмагматических преобразований. Все эти изменения происходят при участии гетерогенного флюида, представляющего собой продукт смешения ювенильных и атмосферных вод.

Исследования поддержаны РФФИ (грант № 04-05-64331) и Министерством образования и науки России (гранты №№ Е 02-9.0-92, УР 09.01.042).

Литература

1. **Alberti, A., Castorina, F., Censi, P., et al.** (1999) Geochemical characteristics of cretaceous carbonatites from Angola. *J. African Earth Sci.* V. 29. № 4. P. 735-759.
2. **Antsyferov A.S.** (1989) Hydrogeology of ancient oil-bearing sediments of the Siberian craton. Moscow: Nedra. 176 p. (in Russian)
3. **Andrade, F.R.D., Möller, P. and Höhndorf, A.** (1999) The effect of hydrothermal alteration on the Sr and Nd isotopic signatures of the Barra do Itapirapua carbonatite, Southern Brazil. *J. Geol.* V. 107. P. 177-191.
4. **Balaganskaya, E.G., Verhulst, A., Demaff, D. and Liferovich, R.P.** (2000) Kovdor alkaline-ultramafic massif: new petrological and geochemical characteristics of rocks. Abstracts of XIXth Ross. meeting «Geochemistry of magmatic rocks». Moscow. P. 20-21. (in Russian)
5. **Balaganskaya, E.G., Dauns, H., Subbotin, V.V., et al.** (2000) Mantle sources of the Kola carbonatites: new Sr, Nd-isotopic and geochemical data for the Vuoriyarvi massif, Kola peninsula. *Ibid.* P. 21-22.
6. **Bell, K., Blenkinsop, J.** (1989) Neodymium and strontium isotope geochemistry of carbonatites. In: *Carbonatites: Genesis and Evolution*. Ed. K. Bell. London: Unwin Hyman. P. 278-300.
7. **Bell, K. and Simonetti, A.** (1996) Carbonatite magmatism and plume activity: implications from the Nd, Pb and Sr isotope systematics of Oldoinyo Lengai. *J. Petrol.* V. 37. № 6. P. 1321-1339.
8. **Bell, K.** (1998) Radiogenic isotope constraints on relationships between carbonatites and associated silicate rocks – a brief review. *J. Petrol.* V. 39. № 11/12. P. 1987-1996.
9. **Bell, K., Kjarsgaard, B.A. and Simonetti, A.** (1998) Carbonatites - into the twenty-first century. *J. Petrol.* V. 39. № 11/12. P. 1839-1845.
10. **Bell, K. and Tilton, G.R.** (2001) Nd, Pb and Sr isotopic compositions of East African carbonatites: evidence for mantle mixing and plume inhomogeneity. *J. Petrol.* V. 42. № 10. P. 1927-1945.

11. **Bulnaev, K.B. and Posokhov, V.F.** (1995) Isotopic and geochemical data about the nature and age of endogenic carbonate rocks from the Baikalian region. *Geokhimiya*. № 2. P. 189-195. (in Russian)
12. **Berzin, N.A. and Kungurtsev, L.V.** (1996) Geodynamical interpretation of geological complexes of the Altai-Sayan region. *Russian Geology and Geophysics*. № 1. P. 63-81.
13. **Carbonatites: Genesis and evolution** (1989) Ed. by K. Bell. Unwin Hyman, London. 600 p.
14. **Chernyshova, E.A., Sandimirova, G.P., Pahol'chenko, U.A. and Kuznetsova, S.V.** (1992) Rb-Sr age and some specific features of the genesis of the Bolshetagninskii carbonatite complex (East Sayan). *Dokl. Akad. Nauk SSSR*. V. 323. № 5. P. 942-947. (in Russian)
15. **Chernyshova, E.A., Sandimirova, G.P., Bankovskaya, E.V. and Kuznetsova, S.V.** (1995) Rb-Sr age and Sr-isotopic composition in alkaline rocks from dikes of carbonatitic complexes from the PreSayan region. *Dokl. Ross. Akad. Nauk*. V. 345. № 3. P. 388-392. (in Russian)
16. **Chernyshova, E.A. and Morikiyo, T.** (1999) Source characteristics of alkaline rocks from carbonatitic complexes of the PreSayan region on Nd-Sr-isotopic data in dike serie rocks. *Dokl. Ross. Akad. Nauk*. V. 369. № 3. P. 381-384. (in Russian)
17. **Cochen, R.S. and O'Nions, R.K.** (1982) Identification of recycled continental material in the mantle from Sr, Nd and Pb isotope investigations. *Earth Planet. Sci. Lett.* V. 61. P. 73-84.
18. **Conway, C.H. and Taylor, H.P.** (1969) $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ and $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ratios of coexisting minerals in the Oka and Magnet Cove carbonatite bodies. *J. Geol.* V. 77. № 5. P. 618-626.
19. **Cooper, A.F. and Reid, D.L.** (1998) Nepheline sövites as parental magmas in carbonatite complexes: evidence from Dicker Willem, Southwest Namibia. *J. Petrol.* V. 39. № 11/12. P. 2123-2136.
20. **Cooper, A.F. and Reid, D.L.** (2000) The association of potassic trachytes and carbonatites at the Dicker Willem complex, Southwest Namibia: coexisting, immiscible, but not cogenetic magmas. *Contrib. Mineral. Petrol.* V. 139. P. 570-583.
21. **Deines, P.** (1989) Stable isotope variations in carbonatites. In: *Carbonatites. Genesis and Evolution*. Unwyn Hyman, London. P. 301-359.
22. **Demény, A., Ahijado, A., Casillas, R. and Vennemann, T.W.** (1998) Crustal contamination and fluid/rock interaction in the carbonatites of Fuerteventura (Canary Islands, Spain): a C, O, H isotope study. *Lithos*. V. 44. P. 101-115.
23. **Dunworth, E.A. and Bell, K.** (2001) The Turiy massif, Kola peninsula, Russia: isotopic and geochemical evidence for multi-source evolution. *J. Petrol.* V. 42. № 2. P. 377-405.
24. **Harmer, R.E. and Gittins, J.** (1998) The case for primary, mantle-derived carbonatite magma. *J. Petrol.* V. 39. № 11/12. P. 1895-1903.
25. **Hart, S.R.** (1988) Heterogeneous mantle domains: signature, genesis, and mixing chronologies. *Earth Planet. Sci. Lett.* V.90. P. 273-296.
26. **Hoernle, K., Tilton, G., Le Bas, M.G., et al.** (2002) Geochemistry of oceanic carbonatites compared with continental carbonatites: mantle recycling of oceanic crustal carbonate. *Contrib. Mineral. Petrol.* V. 142. P. 520-542.
27. **James, D.E.** (1981) The combine use of oxygen and radiogenic isotopes as indicators of crustal contamination. *Annual Rev. Earth Planet. Sci.* V. 9. P. 311-344.
28. **Javoy, M.** (1977) Stable isotope and geothermometry. *J. Geol. Soc. London*. V. 133. N. 6. P. 609-636.
29. **Javoy, M., Pineau, F. and Delorme, H.** (1986) Carbon and nitrogen isotopes in the mantle. *Chem. Geol.* V. 57. N1/2. P. 41-62.
30. **Kononova, V.A.** (1976) Jacupirangite-urtite serie of alkaline rocks. Moscow: Nauka. 215 p. (in Russian)
31. **Kononova, V.A. and Yashina, R.M.** (1984) Geochemical criteria for differentiating between rare-metallic carbonatites and barren carbonatite-like rocks. *The Indian Mineralogist*. P. 136-150.
32. **Kornev, T.Ya., Kachevskii, L.K., Nozhkin, A.D., et al.** (1999) Working correlation scheme of magmatic and metamorphic complexes of the Enisei ridge. In: *Regional correlation schemes of magmatic and metamorphic complexes of the Altai-Sayan folded area*. Новосибирск. P. 17-46.
33. **Kramm, U.** (1993) Mantle components of carbonatites from the Kola alkaline province, Russia and Finland: a Nd-Sr study. *Eur J. Mineral.* V. 5. P. 985-989.

34. **Kramm, U. and Kogarko, L.N.** (1994) Nd and Sr isotope signatures of the Khibina and Lovozero apatitic centres, Kola alkaline province, Russia. *Lithos*. V. 32. P. 225-242.
35. **Kuleshov, V.N.** (1986) Isotopic composition and origin of deep carbonates. Moscow: Nauka. 124 p. (in Russian)
36. **Kumar, A., Charan, S.N., Gopalan, K. and Macdougall, J.D.** (1998) A long-lived enriched mantle source for two proterozoic carbonatite complexes from Tamil Nadu, southern India. *Geochim. Cosmochim. Acta*. V. 62. № 3. P. 515-523.
37. **Lapin, A.V., Guschin, V.N. and Lugovaya, I.P.** (1986) Isotopic interaction features between carbonatites and metamorphic carbonate sediments. *Geokhimiya*. № 7. P. 979-986. (in Russian)
38. **Lapin, A.V., Ploshko, V.V. and Malyshev, A.A.** (1987) Carbonatites of the Tatar deep fault in the Enisei ridge. *Geologiya rudnykh mestorozhdenii*. № 1. P. 30-45. (in Russian)
39. **McCenzie, D. and O'Nions, R.K.** (1983) Mantle reservoirs ocean island basalts. *Nature*. V. 301. P. 229-231.
40. **Morikiyo, T., Miyazaki, T., Kagami, H., et al.** (2001) Sr, Nd, C and O isotope characteristics of Siberian carbonatites. In: *Alkaline magmatism and the problems of mantle sources* (ed. N.V. Vladykin). Proc. International Workshop, Irkutsk. P. 69-84.
41. **Nelson, D.R., Chivas, A.R., Chappell, B.W. and McCulloch, M.T.** (1988) Geochemical and isotopic systematics in carbonatites and implications for the evolution of ocean-island sources. *Geochim. Cosmochim. Acta*. V. 52. P. 1-17.
42. **Nikiforov, A.V., Yarmolyuk, V.V., Pokrovskii, B.G., et al.** (1998) Isotopic composition of oxygen, carbon and sulfur in rocks of the Khalyuta volcanic carbonatite complex (Western Baikal region). *Dokl. Ross. Akad. Nauk*. V. 363. № 6. P. 815-818. (in Russian)
43. **Nikiforov, A.V. and Yarmolyuk, V.V.** (2000) Sr, Nd- isotopic composition of rocks from carbonatitic associations of the Western Baikal region. Abstracts of XIXth Ross. meeting «Geochemistry of magmatic rocks». Moscow. P. 106-107. (in Russian)
44. **Nikiforov, A.V., Yarmolyuk, V.V., Pokrovskii, B.G., et al.** (2000) Late Mesozoic carbonatites of the Western Baikal region: mineralogy, chemistry and isotopic (O, C, S, Sr) composition and relationships with alkaline magmatism. *Petrologiya*. V. 8. № 3. P. 309-336. (in Russian)
45. **Pineau, F., Javoy, M. and Allégre, C.J.** (1973) Etude systématique des isotopes de l'oxygène, du carbone et du strontium dans les carbonatites. *Geochim. Cosmochim. Acta*. V. 37. P. 2363-2377.
46. **Pinneker, E.V.** (1968) Brines of the Angara-Lena artesian basin. Moscow: Nauka. 332 p. (in Russian)
47. **Pokrovskii, B.G. and Vinogradov, V.I.** (1987) Isotopic composition of some elements in alkaline-ultramafic rocks from the Meimecha-Kotui province. *Sovetskaya geologiya*. № 5. P. 81-91. (in Russian)
48. **Pokrovskii, B.G., Belyakov, A.Yu., Kravchenko, S.M. and Gryaznova, Yu.A.** (1990) Origin of carbonatites and ore deposit of the Tomtor massif (N-W Yakutiya) on the base of isotopic data. *Geokhimiya*. № 9. P. 1320-1329. (in Russian)
49. **Pokrovskii, B.G., Vrublevskii, V.V. and Grinev, O.M.** (1991) The role of host rocks in forming of alkaline-gabbroid intrusions from the northern part of Kuznetsk Alatau after isotopic data. *Izv. Akad. Nauk SSSR. Seriya geologicheskaya*. № 8. P. 81-94. (in Russian)
50. **Pokrovskii, B.G., Andreeva, E.D., Vrublevskii, V.V. and Grinev, O.M.** (1998) Contamination mechanisms of alkaline-gabbroid intrusions in the southern framing of the Siberian platform: evidence from strontium and oxygen isotopic compositions. *Petrology*. V. 6. N 3. P. 237-251.
51. **Pokrovskii, B.G.** (2000) Crustal contamination of mantle magmas on evidence of isotopic geochemistry. Moscow: Nauka. 228 p. (in Russian)
52. **Ray, J.S.** (1998) Trace element and isotope evolution during concurrent assimilation, fractional crystallization, and liquid immiscibility of a carbonated silicate magma. *Geochim. Cosmochim. Acta*. V. 62. № 19/20. P. 3301-3306.
53. **Ray, J.S. and Ramesh, R.** (1999) Evolution of carbonatite complexes of the Deccan flood basalt province: stable carbon and oxygen isotopic constraints. *J. Geophys. Res.* V. 104. № B12. P. 29,471-29,483.
54. **Ray, J.S., Ramesh, R.** (1999) A fluid-rock interaction model for carbon and oxygen isotopic variations in altered carbonatites. *J. Geol. Soc. India*. V. 54. P. 179-186.

55. **Ray, J.S. and Ramesh, R.** (2000) Rayleigh fractionation of stable isotopes from a multicomponent source. *Geochim. Cosmochim. Acta.* V. 64. № 2. P. 299-306.
56. **Riley, T.R., Bailey, D.K., Harmer, R.E., et al.** (1999) Isotopic and geochemical investigation of a carbonatite-syenite-phonolite diatreme, West Eifel (Germany). *Miner. Mag.* V. 63. N 5. P. 615-631.
57. **Ripp, G.S., Posokhov, V.F. and Kobylkina, O.V.** (1998) O, C and S isotope features Late Mesozoic carbonatites from the Western Baikalian region. Abstracts of XVth isotope geochemistry symposium. Moscow. P. 241-242. (in Russian)
58. **Ripp, G.S., Posokhov, V.F. and Kobylkina, O.V.** (1998) Strontium isotopic composition in Late Mesozoic carbonatites from the Western Baikalian region. *Ibid.* P. 243-244. (in Russian)
59. **Roden, M.F., Murthy, R.V. and Gaspar, J.C.** (1985) Sr and Nd isotopic composition of the Jacupiranga carbonatite. *J. Geol.* V. 93. P. 212-220.
60. **Rublev, A.G., Chergina, Yu.P. and Krymskii, R.Sh.** (1998) Age and genesis of the Byskar volcanic rocks (central part of ASFA) according to isotopic data. Abstracts of International Conf. «Problems of origin of magmatic and metamorphic rocks». St-Peterburg. P. 128.
61. **Salomons, W.** (1975) Chemical and isotopic composition of carbonates in recent sediments and soils from Western Europe. *J. Sediment. Petrol.* V. 45. № 2. P. 440-449.
62. **Samoilov, V.S.** (1984) *Geochemistry of carbonatites.* Moscow: Nauka. 190 p. (in Russian)
63. **Santos, R.V. and Clayton, R.N.** (1995) Variations of oxygen and carbon isotopes in carbonatites: a study of Brazilian alkaline complexes. *Geochim. Cosmochim. Acta.* V. 59. № 7. P. 1339-1352.
64. **Schleicher, H., Keller, J. and Kramm U.** (1990) Isotope studies on alkaline volcanics and carbonatites from the Kaisershtul, Federal Republic of Germany. *Lithos.* V. 26. P. 21-35.
65. **Schleicher, H., Kramm, U., Pernicka, E., et al.** (1998) Enriched subcontinental upper mantle beneath Southern India: evidence from Pb, Nd, Sr, and C-O isotopic studies on Tamil Nadu carbonatites. *J. Petrol.* V. 39. № 10. P. 1765-1785.
66. **Simonetti, A., Bell, K. and Viladkar, S.G.** (1995) Isotopic data from the Amba Dongar carbonatite complex, west-central India: evidence for an enriched mantle source. *Chem. Geol.* V. 122. P. 185-198.
67. **Simonetti, A., Goldstein, S.L., Schmidberger, S.S. and Viladkar, S.G.** (1998) Geochemical and Nd, Pb, and Sr isotope data from Deccan alkaline complexes – inferences for mantle sources and plume-lithosphere interaction. *J. Petrol.* V. 39. № 11/12. P. 1847-1864.
68. **Smithies, R.N. and Marsh, J.S.** (1998) The Marinkas Quellen carbonatite complex, southern Namibia; carbonatite magmatism with an uncontaminated depleted mantle signature in a continental setting. *Chem. Geol.* V. 148. P. 201-212.
69. **Sobachenko, V.N., Plyusnin, G.S., Sandimirova, G.P. and Pahol'chenko U.A.** (1986) Rb-Sr isotopic age of alkaline metasomatites and granites near the Tatar-Penchenga fault zone (Enisei ridge). *Dokl. Akad. Nauk SSSR.* V. 287. № 5. P. 1220-1224. (in Russian)
70. **Sveshnikova, E.V., Semenov, E.I. and Khomyakov, A.M.** (1976) *Zaangar alkaline massif: rocks and minerals.* Moscow: Nauka. 80 p. (in Russian)
71. **Taylor, H.P.** (1980) The effect of assimilation of rocks by magmas: $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ systematics in igneous rocks. *Earth Planet. Sci. Lett.* V. 47. N 2. P. 243-254.
72. **Taylor, H.P. and Sheppard, P.M.N.** (1986) *Igneous rocks: I. Processes of isotopic fractionation and isotope systematics.* Reviews in Mineralogy. V. 16. P. 227-271.
73. **Tilton, G.R. and Bell, K.** (1994) Sr-Nd-Pb isotope relationships in late archean carbonatites and alkaline complexes: applications to the geochemical evolution of archean mantle. *Geochim. Cosmochim. Acta.* V. 58. N 15. P. 3145-3154.
74. **Tilton, G.R., Bryce, J.G. and Mateen A.** (1998) Pb-Sr-Nd isotope data from 30 and 300 Ma collision zone carbonatites in Northwest Pakistan. *J. Petrol.* V. 39. № 11/12. P. 1865-1874.
75. **Vladykin, N.V., Morikiyo, T. and Miyazaki, T.** (2000) Sr-Nd-systematics of carbonatites from Siberia and Mongolia. Abstracts of XIXth Ross. meeting «Geochemistry of magmatic rocks». Moscow. P. 34-36. (in Russian)
76. **Vladykin, N.V.** (2001) The Aldan province of K-alkaline rocks and carbonatites: aspects of magmatism, origin and deep sources. In: «Alkaline magmatism and problems of deep sources». Proc. of International meeting. Irkutsk. P. 18-45. (in Russian)

77. **Vrublevsky, V.V. and Kuleshov, V.N.** (1988) Isotopic composition and origin of carbonatites of the Verkhnepetropavlovsk massif (Kuznetsk Alatau). Dokl. Akad. Nauk SSSR. V. 298. № 5. P. 1214-1218. (in Russian)
78. **Vrublevsky, V.V., Pokrovsky, B.G., Kuleshov, V.N., et al.** (1999) Geochemistry of carbon and oxygen isotopes of carbonatites from the western part of Altay-Sayan folding system. In: Ninth Annual V.M. Goldschmidt Conference. Lunar and Planetary Institute, Houston. LPI Contribution N 971. P. 311-312.
79. **Vrublevsky, V.V., Gertner, I.F. and Toporkova, A.A.** (2000) New data for carbonatites of the Matcha complex (South Tyan-Shan). In: «Problems of geology and geochemistry of South Siberia». Proc. Conf. Tomsk. P. 116-122. (in Russian)
80. **Vrublevsky, V.V., Gertner, I.F. and Zhuravlev, D.Z.** (2001) Sr-Nd system evolution and geochronology of carbonatite-bearing complexes from the western part of Altai-Sayan fold region and the Enisei ridge. In: IGCP Project 420 «Continental Growth in the Phanerozoic: Evidence from Central Asia». Third Workshop Abstracts. Novosibirsk: Publishing House of SB RAS, Department «Geo». P. 119-122.
81. **Vrublevsky, V.V., Gertner, I.F. and Voitenko, D.N.** (2002) Oxygen isotope ratios in alkaline basites from Kuznetsky Alatau ridge (South Siberia). Geochim. Cosmochim. Acta. V. 66. N 15a (S1). Twelfth Goldschmidt Conference Abstracts. P. A813.
82. **Vrublevsky, V.V.** (2003) Geochemistry, geochronology and sources of the carbonatitic complexes of South Siberia // Alkaline complexes of Central Siberia. Krasnoyarsk: KNIIGGMS. P. 113-130. (in Russian)
83. **Vrublevsky, V.V.** (2003) Petrology of carbonatitic complexes from consolidated fold systems (on example of South Siberia and Tyan-Shan). Science Doctoral thesis. Novosibirsk. 40 p. (in Russian)
84. **Vrublevskii, V.V., Pokrovskii, B.G., Zhuravlev, D.Z. and Anoshin, G.N.** (2003) Composition and age of the Penchenga linear carbonatite complex, Yenisei range. Petrology. V. 11. N 2. P. 130-146.
85. **Vrublevskii, V.V., Gertner, I.F., Zhuravlev, D.Z. and Makarenko, N.A.** (2003) The Sm-Nd isotopic age and source of comagmatic alkaline mafic rocks and carbonatites of Kuznetsk Alatau. Doklady Earth Sciences. V. 391A. N 6. P. 832-835.
86. **Vrublevskii, V.V., Krupchatnikov, V.I. and Gertner, I.F.** (2004) The Edel'veis carbonatite-bearing complex (Gornyi Altai): new data from composition and age. In: Natural resours of Gornyi Altai. Gorno-Altai. № 1. P. 38-48. (in Russian)
87. **Vrublevskii, V.V., Zhuravlev, D.Z., Gertner, I.F., et al.** (2004) Sm-Nd isotopic systematics of alkaline rocks and carbonatites from the Edel'veis complex, Northern Chuya, Gornyi Altai. Doklady Earth Sciences. V. 397A. № 6. P. 870-874.
88. **Vrublevskii, V.V., Gertner, I.F., Vladimirov, A.G., et al.** (2004) Geochronological boundaries and geodynamic interpretation of the alkaline mafic magmatism in Kuznetsk Alatau. Doklady Earth Sciences. V. 398A. № 7. P. 990-994.
89. **Woolley, A.R.** (1989) The spatial and temporal distribution of carbonatites. In: Carbonatites: Genesis and evolution. Ed. By K. Bell. Unwin Hyman, London. P. 15-37.
90. **Yarmolyuk, V.V. and Kovalenko, V.I.** (2003) Deep geodynamics, mantle plumes and their role in forming of the Central Asian fold belt. Petrologiya. V. 11. № 6. P. 556-586. (in Russian)
91. **Zaitsev, A. and Bell, K.** (1995) Sr and Nd isotope data of apatite, calcite and dolomite as indicators of source, and the relationships of phoscorites and carbonatites from the Kovdor massif, Kola peninsula, Russia. Contrib. Mineral. Petrol. V. 121. P. 324-335.
92. **Zindler, A. and Hart, S.R.** (1986) Chemical geodynamics. Ann. Rev. Earth Planet. Sci. V. 14. P. 493-571.

Магматизм и геодинамические реконструкции Северо-Монгольской - Западно-Забайкальской рифтовой зоны в позднем триасе-ранней юре

Воронцов А.А.¹, Ярмолюк В.В.², Коваленко В.И.², Лыхин Д. А.²,
Дриль С.И.¹, Татарников С. А.¹, Сандимирова Г.П.¹

¹Институт геохимии им. А.П.Виноградова СО РАН, 664033, Иркутск,
Фаворского 1-а, Россия

²Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и
геохимии РАН, 109017, Москва, Старомонетный пер., 35, Россия

Раннемезозойская Северо-Монгольская – Западно-Забайкальская (СМЗЗ) рифтовая зона имеет протяженность более 1200 км при ширине до 250 км и характеризуется развитием системы впадин, грабенов и разделяющих их поднятий и горстов, с которыми сопряжено образование вулканических толщ, сложенных базальтовыми или бимодальными базальт-комендитовыми ассоциациями и многочисленных массивов щелочных гранитов. В соответствии с возрастом этих образований, оцениваемым Rb-Sr и K-Ar методами в диапазоне 233 – 188 млн. лет, возраст рифтовой зоны принимается как поздне триасовый – раннеюрский. СМЗЗ рифтовая зона отвечает северному флангу Хентей-Даурского зонального магматического ареала. Ее структурное положение определяет протяженный Северо-Монгольский – Забайкальский пояс крупных разломов, который протягивается от предгорий Монгольского Алтая на западе до Витимского плоскогорья на востоке. В соответствии с результатами геохимических и изотопных (Sr, Nd, Pb) исследований в образовании пород магматических ассоциаций СМЗЗ рифтовой зоны участвовали мантийные и коровые источники расплавов. Установлено, что базальты формировались из обогащенных некогерентными элементами мантийных источников. Показано, что среди ассоциирующихся с базальтами щелочно-салических пород (комендитов и щелочных гранитоидов) распространены такие, которые характеризуются геохимическими и изотопно-геохимическими связями с базальтами, что позволяет рассматривать их как результат фракционирования единой исходной магмы. В то же время наряду с такими породами в составе ассоциаций обычно участвуют щелочные гранитоиды и комендиты, диапазоны разброса изотопных составов которых могут быть описаны в рамках модели коровой контаминацией продуктов дифференциации базальтовых расплавов. Формирование рифтовой зоны связывается с образованием Монголо-Забайкальского зонального магматического ареала, возникшего в результате воздействия мантийного плюма на тот участок литосферы Северной Азии, который находился в состоянии коллизионного сжатия. В зоне коллизионного шва под влиянием мантийного плюма протекали процессы рифтогенеза с образованием крупного батолита, а по обрамлению последнего возникли зоны растяжения с рифтогенным магматизмом. Одной из таких зон является Северо-Монгольская – Западно-Забайкальская рифтовая зона. Важную роль в локализации рифтогенных процессов в ее пределах сыграли астеносферные ловушки в основании литосферы под границами сутурного типа.

Введение

В раннем мезозое значительные пространства Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) были охвачены магматической деятельностью внутриплитного типа. Характерной особенностью этой активности стало формирование крупных зонально построенных магматических ареалов с батолитовыми ядрами в центре и рифтовыми

зонами по их периферии [30]. Одной из наиболее ярких структур, отразивших внутриплитный режим развития территории в это время, стала Северо-Монгольская – Западно-Забайкальская (СМЗЗ) рифтовая зона. Она отвечает северному флангу Хентей-Даурского зонального магматического ареала, однако характеризуется особым структурным положением. Ее позицию определяет протяженный Северо-Монгольский – Забайкальский пояс крупных разломов, который протягивается от предгорий Монгольского Алтая на западе до Витимского плоскогорья на востоке. Этот пояс разломов, имеющий протяженность свыше 2000 км, связан с границами крупных докембрийских террейнов (Сангиленского и Хангайского в западной и Баргузинского в восточной частях пояса) и, таким образом, относится к категории сутурных швов. На протяжении всего фанерозоя эта сутурная граница неоднократно становилась зоной сосредоточения процессов внутриплитной активности, вследствие чего отдельные ее сегменты развивались в режиме рифтогенеза в среднем и позднем палеозое, раннем и позднем мезозое и кайнозое, превратив эту зону в полихронную Монголо-Забайкальскую рифтовую систему [2]. Одним из наиболее крупных событий в развитии этой рифтовой системы стало образование в раннем мезозое СМЗЗ рифтовой зоны, инициированное внутриплитными процессами, которые охватили значительные территории Восточной Монголии и Забайкалья. Однако до последнего времени систематические сведения об особенностях ее строения и развития практически отсутствовали. В статье приведены данные, характеризующие строение рифтовой зоны, состав развитых в ее пределах магматических ассоциаций, геохимические и изотопные особенности пород этих ассоциаций, а также обсуждены вопросы эволюции магматизма в процессе формирования рифтовой зоны.

Геологическое положение и строение Северо-Монгольской – Западно-Забайкальской рифтовой зоны

Раннемезозойская СМЗЗ рифтовая зона (рис.1) имеет протяженность более 1200 км при ширине до 250 км и характеризуется развитием системы впадин, грабенов и разделяющих их поднятий и горстов.

Эти структуры в значительной степени эродированы, поэтому более полно всю рифтовую зону представляют магматические образования - вулканические толщи, сложенные базальтовыми или бимодальными базальт-комендитовыми ассоциациями и многочисленные массивы щелочных гранитов. Границы распространения этих магматических пород рассматриваются нами как границы рифтовой зоны. В соответствии с возрастом этих образований, оцениваемым разными методами в диапазоне 233 – 188 млн. лет, возраст рифтовой зоны принимается как поздне триасовый – раннеюрский. В строении СМЗЗ рифтовой зоны мы выделяем два сектора – Северо-Монгольский и Западно-Забайкальский, различающиеся составом развитых в их пределах магматических ассоциаций. Участки, впадины и соответствующие им типы раннемезозойских вулканических ассоциаций Северо-Монгольской-Западно-Забайкальской рифтовой зоны кратко охарактеризованы в Таблице 1.

Северо-Монгольский сектор рифтовой зоны имеет протяженность около 600 км при ширине около 120-150 км. Он прослеживается вдоль долины реки Орхон и отчетливо разделяется на два сегмента – восточный и западный. В пределах восточного сегмента распространены исключительно плутонические образования – массивы габброидов и щелочных гранитов [6]. Для западного сегмента характерен ряд разных по размеру впадин (Орхонская, Бат-Ценгельская, Верхне-Хануйская и др.), выполненных раннемезозойскими осадочными и вулканогенными образованиями. Наиболее крупной среди них является Орхонская впадина [17, 18], размеры которой составляют $\approx 120 \times 150$ км. Ее строение определяют отдельные угловатые мульды и односторонние грабены,

разделенные северо-западными и субмеридиональными разломами. Выполнение впадины представлено двумя толщами – нижней терригенной абзогской и верхней вулканогенной могодской.

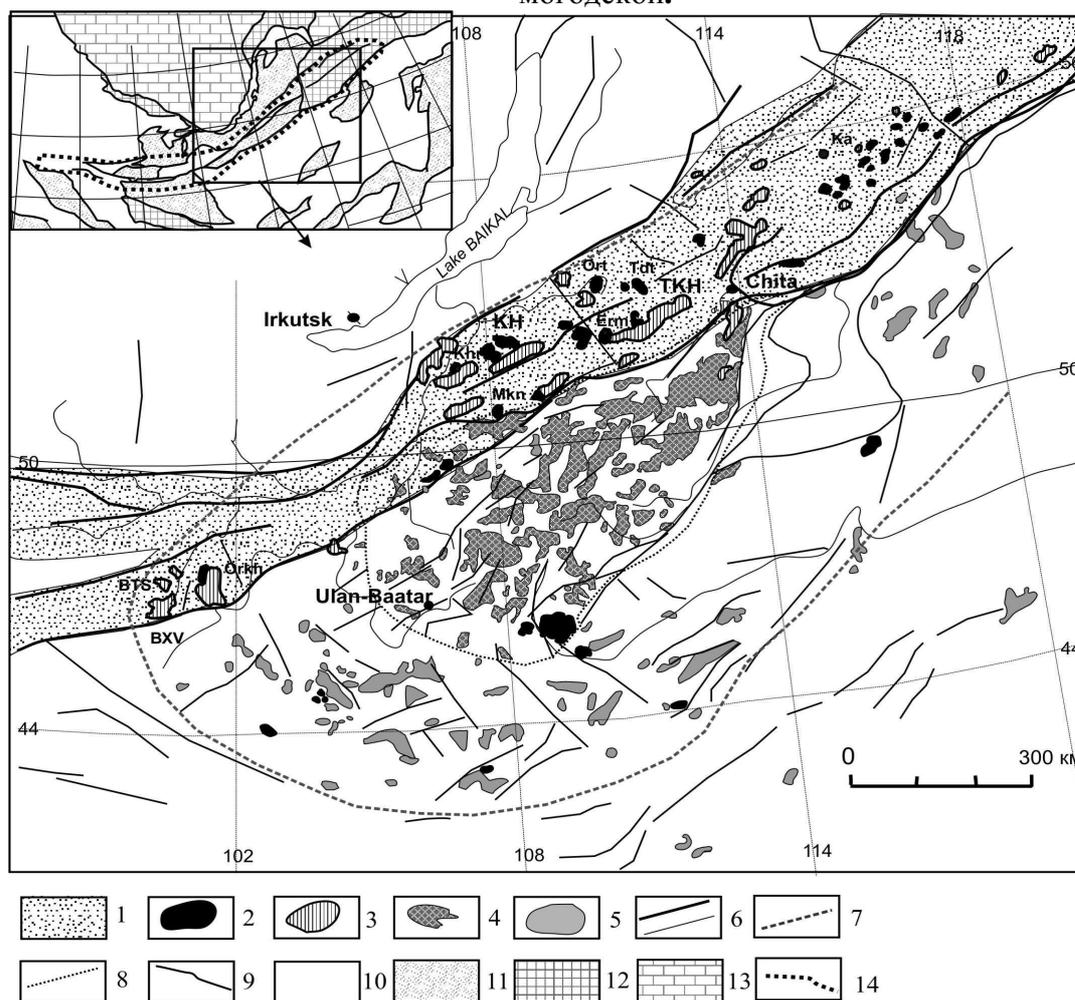


Рис.1. Схема размещения раннемезозойской Северо-Монгольской – Западно-Забайкальской рифтовой зоны.

Условные обозначения: 1 - Северо-Монгольская – Западно-Забайкальская рифтовая зона, 2 – 3 – магматические ассоциации Северо-Монгольской – Западно-Забайкальской рифтовой зоны: 2 - щелочных гранитоидов, 3 - щелочно-бимодальные трахибазальт-командитовые и трахибазальтовые, 4 – 5 – породы зонального магматического ареала: 4 – гранитоиды Хентей-Даурского батолита, 5 – рифтогенные вулканические ассоциации обрамления Хентей-Даурского батолита, 6 – пояс крупных разломов, относимый к категории сутурных швов и границы Северо-Монгольской – Западно-Забайкальской рифтовой зоны, 7 – внешний контур зонального раннемезозойского магматического ареала, 8 – границы Хентей-Даурского батолита, 9 – разломы, 10 – 14 – условные обозначения к врезке: 10 – каледониды, 11 – террейны рифейской коры, 12 – дорифейские континентальные блоки, 13 – Сибирская платформа, 14 – границы полихронной рифтовой системы. Опорные массивы: Khrt – Харитоновский, Mkn – Малокуналейский, Ерм – Ермаковский, Ort – Оротский, Tdt – Тайдутский. Вулканические поля Западно-Забайкальского сектора: КН - Харитоновской ассоциации, ТКН - Цаганхуртейской ассоциации, Ка – Каренгский вулканический ареал. Вулканиды Северо-Монгольского сектора, выполняющие впадины: Orkh – Орхонскую, BTS – Бат – Ценгельскую, ВХУ – Верхне-Хануйскую.

Участки, впадины и соответствующие им типы раннемезозойских вулканических ассоциаций Северо-Монгольской-Западно-Забайкальской рифтовой зоны

Участок, впадина	Породные ассоциации
Западно-Забайкальский сегмент	
<i>Харитоновская ассоциация</i>	
Моностойский	трахибазальт-трахиандезитобазальт-трахит-щелочнотрахидацитовая
Усть-Сухаринский	трахириодацит-пантеллеритовая
Улантуйский	трахибазальт-трахиандезитобазальт-трахит-пантеллеритовая с тешенитами
Новоспасский	пантеллеритовая
	щелочные граниты и сиениты Малокуналейского, Харитоновского массивов
<i>Цаганхуртейская ассоциация</i>	
Саранский	трахибазальт-трахиандезитобазальт-трахит-трахириолит-пантеллерит-комендитовая
Зуннеметейский	трахибазальт-трахиандезитобазальт-трахириолит-пантеллерит-комендитовая
Тайдутский и Кудунский	трахит-трахириолит-пантеллерит-комендитовая
Хушенговский	трахит-трахириолит-комендитовая
	лейкограниты, щелочные граниты и сиениты Ермаковского, Оротского, Тайдутского, Аткинского массивов
Северо-Монгольский сегмент	
Орхонская	трахиандезитобазальты с подчиненным распространением базальтов, трахиандезитов и трахитов
Бат-Ценгельская	трахиандезитобазальты и трахиандезиты с отдельными маломощными горизонтами трахириолитовых туфов
Верхне-Хануйская	трахибазальты, трахиандезитобазальты, фонолиты и трахиты

Обе толщи тесно связаны между собой фаціальными переходами, представленными в разрезах горизонтами переслаивающихся осадочных и вулканогенных пород. Нижняя (абзогская) толща сложена конгломератами и песчаниково-алевролитовых отложениями, содержащими флористические остатки средне-позднетриасовых растений [18]. В строении вулканогенной (могодской) толщи участвуют породы основного и среднего состава. Среди них преобладают – трахиандезитобазальты, базальты имеют подчиненное распространение, а трахиандезиты и трахиты встречаются в виде единичных потоков. В Уртынгольском грабене, где мощность толщи превышает 2500 м, ее разрез определяют лавы пироксенпорфировых и пироксен-плагиоклазпорфировых трахиандезитобазальтов. В составе толщи местами отмечаются горизонты шаровых лав с гиалокластитовым цементом, свидетельствующие об излияниях в водных условиях, а местами пакеты переслаивающихся красных агломератов и обильно пористых лав, явно сформированные в субаэральной обстановке.

Бат-Ценгельская впадина расположена на северном борту р. Хойт-Тамира, вытянута в северо-восточном направлении и имеет размеры около 15x30 км. Ее отличие от вулканических грабенов Орхонской впадины состоит в отсутствии в ее строении осадочных пород. Возраст формирования впадины установлен на основе датирования выполняющих ее вулканитов К-Аг методом. Для базальтов из средней части вулканического разреза он составил 220 млн. лет [30], что соответствует позднему триасу. В пределах впадины вулканические породы полого и с резким структурным несогласием залегают на породах раннего и среднего палеозоя и образуют толщу, мощностью свыше 1200 м. В восточном борту впадины преобладают массивные или миндалекаменные лавы плагиоклаз-порфировых, реже пироксен-плагиоклаз порфировых, а также афировых трахиандезитобазальтов и трахиандезитов. Туфы и агломераты нехарактерны, лишь в

нижней части разреза местами отмечаются отдельные маломощные горизонты трахириолитовых туфов. В западном борту впадины туфы и лавы трахириолитов становятся преобладающими, что связано с их локализацией вблизи выводящего центра. В целом, вулканическую ассоциацию Бат-Ценгельской впадины можно рассматривать как бимодальную.

Верхне-Хануйская впадина представляет поле развития вулканитов ($\approx 30 \times 30$ км), в пределах которого распространена достаточно пестрая группа пород, включающая трахибазальты, базальтовые трахандезиты, трахиты и спекшиеся туфы трахитов. Вулканические образования залегают на раннемезозойской коре выветривания по позднепалеозойским комплексам Хангайского прогиба. По составу они близки к породам Бат-Ценгельской впадины и поздне триасовым и раннеюрским вулканическим толщам Западного Забайкалья, на основании чего возраст пород впадины рассматривался как поздне триасовый – раннеюрский [6].

По данным П.В. Ковалю [11], плутонические породы этого сектора формируют сиенит-лейкогранитные ассоциации, возраст которых варьирует в пределах 245-186 млн. лет.

Западно-Забайкальский сектор охватывает ту часть рифтовой зоны, которая прослеживается от района слияния рек Джиды и Селенги через бассейны рек Уда, Тугнуй, Хилок до бассейна верхнего течения р. Витим и имеет протяженность более 800 км. В раннем мезозое в пределах этой зоны были сформированы крупные вулканоплутонические структуры площадью до 2000 км², в строении которых различаются поля вулканитов трахибазальтовых и щелочно-бимодальных трахибазальт-комендитовых ассоциаций и массивы щелочных гранитов и сиенитов [14, 29], приуроченные к системам горстовых обрамлений грабенов. В западной части сектора магматические породы образуют Харитоновскую ассоциацию, в восточной – Цаганхуртейскую.

В Харитоновскую ассоциацию объединены магматические породы Тугнуйской впадины - Харитоновский массив субщелочных и щелочных сиенитов и гранитов (около 230 км²) и обрамляющие его вулканические толщи трахитов, щелочных трахидацитов, пантеллеритов, а также трахибазальтов-трахиандезибазальтов и тешенитов. На основе данных Rb-Sr датирования возраст щелочных гранитов и сиенитов Харитоновского массива оценен в интервале 209-221 млн. лет [30, 13]. В непосредственной близости от Харитоновского массива раннемезозойские вулканические толщи связаны с Моностойским ($\approx 20 \times 8$ км) и Усть-Сухаринским ($\approx 2 \times 2$ км) вулканическими полями. Строение Моностойского лавового поля определяют контрастно переслаивающиеся покровы трахибазальтов, трахиандезибазальтов и трахитов-щелочных трахидацитов, возраст которых в соответствии с результатами Rb-Sr изохронного датирования определен в 194,3 млн. лет. [27]. Вулканическая толща Усть-Сухаринского поля сложена покровами массивных афировых и порфириковых трахириодацитов-пантеллеритов, переслаивающихся с лавобрекчиями, туфами и игнимбритами того же состава. Изохронный Rb-Sr возраст трахириодацитов-пантеллеритов оценен в 215 млн. лет [28]. В северо-восточной части Тугнуйской впадины раннемезозойские вулканиты вскрываются в пределах Улантуйского ($\approx 50 \times 10$ км) и Новоспасского ($\approx 1 \times 1$ км) лавовых полей. В строении Улантуйского поля участвуют покровы и экструзивные тела трахитов, трахириолитов-пантеллеритов, редкие покровы черных афировых и крупнолейстовых трахибазальтов и отдельные пачки осадочных пород, а также большое количество даек щелочных базальтов и пантеллеритов. В верхней части разреза наблюдается тешенитовый силл, K-Ar возраст которого по двум определениям варьирует между 208 млн. лет и 212 млн. лет [30]. В пределах Новоспасского лавового поля распространены покровы порфириковых пантеллеритов по составу близкие к пантеллеритам Усть-Сухаринского вулканического поля. Наиболее молодые вулканические образования Харитоновской ассоциации образуют лавовое поле в

районе с. Черноярво, где они представлены трахибазальтами и трахитами черноярвской свиты с возрастом 188-198 млн. лет (К-Аг метод по валовым пробам, данные В.Г.Иванова).

В Цаганхуртейскую ассоциацию включены магматические породы Кижингинской и Цаган-Хуртейской впадин. В составе ассоциации участвуют щелочно-бимодальные вулканические породы цаган-хуртейской свиты и щелочные граниты и граносиениты Малокуналейского комплекса с возрастом 233 млн. лет [23]. В Кижингинской впадине к ним относятся щелочные породы, развитые в районах Оротского и Ермаковского бериллиевых месторождений и имеющие возраст 232-225 млн. лет [15, 16]. В Цаган-Хуртейской впадине вулканические поля интродуцированы щелочными гранитами и кварцевыми сиенитами ряда массивов, а также многочисленными продольными дайками базальтов и комендитов. Вулканические ассоциации представлены трахибазальтами, трахириодацитами-трахириолитами и пантеллеритами-комендитами при резком преобладании комендитов среди кислых пород и ограниченном участии средних по составу пород - трахиандезибазальтов и трахитов. Изохронные Rb-Sr возраста пород пород толщ отвечают интервалу 209 - 212 млн. лет [3], которые практически совпали с данными К-Аг датирования трахибазальтов (207 ± 5 млн. лет, проба ЦХ-1/7) [30].

Ближние возрастные характеристики аналогичные по составу ассоциации пород имеют и в других районах Западно-Забайкальского сектора. Так, в северо-восточной его части в междуречье Витима и Каренги по данным Ф.М. Ступака [19] щелочные гранитоиды сформировались 209 млн. лет тому назад.

Завершая характеристику раннемезозойского магматизма СМЗЗ рифтовой зоны, следует отметить его несомненную связь с образованием системы грабенов, бимодальный характер с преобладанием основных вулканитов и кислых магматических пород – комендитов, пантеллеритов, трахириолитов и их плутонических аналогов – щелочных гранитов и сиенитов. Подобные особенности состава и условий проявления магматизма типичны для континентальных рифтов, что и послужило основанием для выделения СМЗЗ области магматизма в качестве рифтовой зоны.

Аналитические методы

Выполненные исследования базируются на обработке более 170 образцов и проб, отобранных нами из вулканических полей разных участков рифтовой зоны.

Определение составов пород проводилось разными методами. В Институте геохимии СО РАН содержания петрогенных элементов, Zr, были определены рентгено-флуоресцентным методом по методике [1], содержания Rb - методом пламенной фотометрии, содержания остальных микроэлементов - нейтронно-активационным инструментальным анализом в ОИГГиМ СО РАН, методом ICP-MS в ИГГД РАН и Аналитическом центре коллективного пользования ИНЦ СО РАН.

Определение изотопного состава Rb и Sr базальтоидов проводилось в ИГЕМ РАН, Институте геохимии и Геологическом институте СО РАН. Измерения выполнялись на масс-спектрометрах Finnigan MAT-262 и МИ-1201 "Т" в однолучевом режиме. Изотопный состав Sr и его концентрации устанавливались методом двойного изотопного разбавления, а содержание Rb - простым изотопным разбавлением. Для контроля измерения изотопного состава Sr использовался стандарт ВНИИМ (аттестованное значение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70801$), по которому получено отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70796 \pm 0.00009$ во время проведения данной работы. Погрешности определения отношений, с учетом параллельных измерений для $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$, составили не более 0,05 и 2 % соответственно. Изучение изотопного состава Sm и Nd проводилось в ИГЕМ РАН и университете Rennes (Франция) соответственно на масс-спектрометрах Finnigan MAT-262 и Finnigan MAT-261 в статическом режиме измерений по стандартной методике [4]. Точность определений концентраций Sm и Nd составила $\pm 0,5\%$ (2σ). Изотопные отношения измерялись с

точностью (2σ): $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ - 0.5% и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ - 0.005%. Определенное средневзвешенное значение $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в Nd-стандарте La Jolla составляет 0.511841 ± 4 (2σ). Величина $\epsilon\text{Nd}(T)$ вычислена относительно модельного однородного хондритового резервуара CHUR с параметрами $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512638$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1967$ [22].

Измерение изотопного состава Pb в породах производилось на семиколлекторном термоионизационном масс-спектрометре Finnigan MAT-262 в Центре коллективного пользования ИИЦ СО РАН. Измеренные данные корректировались по стандарту NBS-981 ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 16,914 \pm 0,004$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15,461 \pm 0,004$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 36,605 \pm 0,009$, $n=19$). Состав фемических минералов определялся в Институте геохимии СО РАН на рентгеновском микроанализаторе "Superprobe-733" фирмы Jeol.

Состав пород вулканических ассоциаций Северо-Монгольской – Западно-Забайкальской рифтовой зоны

Петрографическая характеристика пород. Как уже было отмечено, в составе магматических ассоциаций СМЗЗ рифтовой зоны преобладают основные и средне-основные породы (трахибазальты, трахиандезитобазальты) с одной стороны и щелочно-салические породы (трахиты, щелочные трахидациты, трахириолиты, пантеллериты, комендиты и щелочные граниты и сиениты) с другой. Главные разновидности пород имеют близкие петрографические характеристики в разных участках рифтовой зоны, поэтому будут рассмотрены в обобщенном виде.

Трахибазальты (оливиновые, пироксен-плагиоклазовые, плагиоклазовые) обладают порфировой, реже афировой структурой. Среди вкрапленников порфирировых разновидностей пород развиты основной плагиоклаз (до 50%), оливин (до 20%), титан-авгит (до 40%). Основная масса сложена микролитами плагиоклаза и пироксена, погруженными в бурое девитрифицированное вулканическое стекло. Они также сложены пироксеном и плагиоклазом (лабрадор, 64-66 % An [12], но, кроме того, в основной массе выделяются мелкие кристаллы оливина (Fo_{70-75}), реже щелочного полевого шпата, биотита, керсутита, а также рудные и акцессорные минералы.

Субщелочные-щелочные габбро-долериты (тешениты) обладают гипидиоморфнозернистой, пойкилитовой структурой. Они сложены плагиоклазом (до 40%), титан-авгитом (до 40%), оливином (до 30%), биотитом (до 20%), баркевикитом (до 20%), рудные и акцессорные минералы занимают не более 15%. В самых щелочных дифференциатах, по составу отвечающих тешенитам, появляется свежий или слегка пелитизированный анальцим (до 5%), а также нефелин (до 5%), замещенный альбитом и цеолитами.

Трахиандезитобазальты и трахиандезиты распространены менее широко, чем трахибазальты и характеризуются порфировой и афировой структурами. Вкрапленники в них представлены широко таблитчатым андезин-лабрадором и авгитом. Основная масса состоит из мелких трудно различимых длиннопризматических микролитов плагиоклаза и авгита, хлоритизированных амфиболов и биотита, а также изометричных рудных минералов, погруженных в тонкозернистый хлоритизированный базис.

Салические эффузивные породы – трахиты, щелочные трахидациты, трахириолиты, пантеллериты и комендиты характеризуются порфирированными, реже стекловатыми афировыми структурами. Трахиты содержат вкрапленники щелочного полевого шпата с пертитовым строением, эгирина и эгирин-авгита (иногда гиперстена), реже кварца и зонального плагиоклаза (10-30 % An). Основная масса состоит из зерен щелочного полевого шпата, редких призматических кристаллов щелочных амфиболов, микролитов кислого плагиоклаза (10-12 % An) и рудных минералов. В небольшом количестве в ней присутствует кварц и буровато-коричневое девитрифицированное стекло. В щелочных трахидацитах, трахириолитах, пантеллеритах и комендитах во вкрапленниках преобладает щелочной полевой шпат, в подчиненном количестве

присутствует кварц, амфибол и биотит. Основная масса характеризуется микрофельзитовой, микросферолитовой структурой и представляет собой микрографические сростки кварца и калинатрового полевого шпата. Эти сростки окружены стекловатым базисом, внутри которого обнаруживаются игольчатые микролиты эгирина, варьирующего по составу в риолитоидах с разной кремнекислотностью (от высокомагнезиального в трахидацитах до низкомагнезиального в комендитах).

Составы некоторых фемических минералов трахибазальтов, трахитов, трахидацитов и комендитов приведены в таблице 2.

В составе щелочных гранитов и сиенитов участвуют пертитовый полевой шпат и кварц в различных объемных соотношениях. Структура пород – зернистая и микрозернистая.

Таблица 2.

Состав фемических минералов в раннемезозойских вулканических породах Западно-Забайкальского сегмента Северо-Монгольской-Западно-Забайкальской рифтовой зоны

проба	ЦХ 1/1	ЦХ 1/19	ТГ 13/6				ЦХ 1/8			
порода	трахи- базальт	трахит	щелочной трахидацит				комендит			
минерал	Ti-авгит	керсутит	высоко-Mg эгирин				низко-Mg эгирин			
SiO ₂	51,00	38,65	49,38	52,08	51,79	51,82	48,95	51,86	48,75	49,00
TiO ₂	1,87	9,31	1,48	0,95	1,10	1,01	3,83	3,45	2,40	2,69
Al ₂ O ₃	2,19	11,19	0,96	1,33	1,01	1,53	0,50	0,48	0,59	0,56
FeO	11,60	13,17	21,64	20,96	18,61	17,15	26,11	26,41	26,7	25,45
MnO	0,20	0,32	1,83	1,46	2,15	1,85	1,50	1,54	1,45	1,39
MgO	12,89	12,20	6,91	8,09	8,85	10,46	1,36	1,72	2,42	2,53
CaO	19,94	10,46	3,82	3,13	5,16	6,37	1,16	2,03	2,69	2,73
Na ₂ O	0	2,48	7,10	6,32	6,07	5,89	7,97	8,07	7,44	7,37
K ₂ O	0	0,64	1,43	0,86	1,27	1,04	1,23	1,32	1,28	1,33
сумма	99,68	98,42	94,55	95,17	96,01	97,12	92,61	96,88	93,72	93,05

В щелочно-полевошпатовых разновидностях пород фемические минералы представлены биотитом и субкальциевым амфиболом, наиболее щелочные породы содержат рибекит-арфведсонит, кальциевый рибекит, эгирин, катафорит [5, 16]. Акцессорные минералы представлены апатитом, сфеном, цирконом, флюоритом. Щелочные сиениты – среднезернистые породы, состоящие из щелочного полевого шпата, нефелина, альбита, эгирина, рудных и акцессорных минералов.

Петрогеохимическая характеристика пород. Химический состав представительных разновидностей пород приведен в таблице 3. Породы раннемезозойских магматических ассоциаций образуют на графике SiO₂ – Na₂O+K₂O последовательность фигуративных точек составов, которая статистически разбивается на две группы (рис. 2). К первой группе относятся породы основного состава, среди которых преобладают трахибазальты и трахиандезибазальты (SiO₂ варьирует в интервале 46-59 мас. %). Ко второй группе принадлежат салические породы – трахиты, щелочные трахириодациты, трахириолиты, пантеллериты и комендиты и их интрузивные аналоги – сиениты, граносиениты и щелочные граниты (SiO₂ варьирует в интервале 62-77 мас. %). Все породы обладают высокой щелочностью. По соотношению кремнезема и суммы щелочей они принадлежат в части основных вулканитов к субщелочной серии, а в части салических вулканитов – к субщелочной и щелочной K-Na (Na₂O/K₂O колеблется в пределах от 1 до 2,5) петрохимическим сериям. Среди салических пород наиболее щелочными являются щелочные трахидациты, пантеллериты и комендиты, коэффициент агапайтности для которых почти всегда больше 1 и колеблется от 1,00 до 1,27. Это хорошо согласуется с обычным присутствием в них щелоч-

Таблица 3.

Составы представительных пород раннемезозойских магматических ассоциаций Северо-Монгольской-Западно-Забайкальской рифтовой зоны, окислы в мас. %, элементы в г/т.

Западно-Забайкальский сегмент														
Харитоновская ассоциация														
Моностойский участок вулканические породы										Харитоновский массив				
проба	ТГ 13/5	ТГ 13/6	ТГ 13/8	ТГ 13/9	ТГ 13/11	ТГ 13/12	ТГ 13/13	ТГ 13/15	ТГ 13/17	ТГ 13/19	Б163 /3*	А254 -2*	Б163 /11*	В336 /1*
SiO ₂	66,50	65,98	66,00	51,37	50,88	50,64	52,39	61,98	65,04	50,55	65,60	73,26	49,10	48,60
TiO ₂	0,60	0,60	0,73	1,54	1,80	1,75	2,27	0,95	0,70	1,44	0,63	0,26	2,44	2,13
Al ₂ O ₃	17,03	16,40	16,75	17,57	18,04	17,75	16,39	17,52	16,93	16,32	16,02	13,87	16,01	16,90
Fe ₂ O ₃	3,13	3,79	3,99	8,08	11,51	11,01	9,54	4,48	3,36	9,63	2,56	2,44	10,70	11,33
MnO	0,04	0,14	0,11	0,18	0,11	0,12	0,14	0,12	0,06	0,16	0,02	0,01	0,14	0,13
MgO	0,10	0,36	0,13	3,41	2,23	3,40	2,19	0,87	0,43	3,66	0,63	0,00	4,87	6,17
CaO	0,20	0,32	0,20	7,42	4,98	5,93	5,63	2,10	1,03	10,02	1,55	0,45	7,49	6,64
Na ₂ O	5,52	5,73	5,69	3,73	4,03	4,26	4,14	5,01	5,13	3,58	4,43	4,47	3,63	3,66
K ₂ O	6,07	5,65	5,76	2,44	2,20	2,39	3,67	5,60	6,28	1,92	7,20	5,05	2,13	1,75
P ₂ O ₅	0,08	0,09	0,11	0,56	0,54	0,52	1,55	0,31	0,17	0,59	0,11	0,01	0,62	0,75
П.п.п.	0,71	0,82	0,46	3,62	3,64	2,09	1,66	0,78	0,68	1,93	0,75	0,45	2,3	1,52
сумма	99,98	99,88	99,93	99,92	99,96	99,86	99,57	99,72	99,81	99,80	99,50	100,27	99,43	99,58
к.а.	0,92	0,95	0,93	-	-	-	-	0,82	0,9	-	0,94	0,92	-	-
Rb	150	140	140	42	40	52	64	130	160	28	110	271	32	23
Ba	45	35	35	1190	960	1030	2410	1788	1182	860	610	106	1200	720
Sr	22	20	30	1110	890	1070	1500	798	327	1470	180	49	845	910
Zr	820	709	648	302	263	264	451	556	642	207	1400	344	370	230
Nb	19,96	21,00	25,66	15,14	10,34	11,15	22,44	24,50	27,65	9,94	61,00	43,50	16	11
Hf	37,11	44,35	16,82	6,07	5,37	5,23	8,41	22,44	20,59	4,12	-	-	-	-
Ta	3,87	1,97	2,13	0,76	0,49	0,48	1,11	3,53	1,83	0,54	-	2,42	-	7,70
Y	33,00	39,00	34,00	29,00	30,00	30,00	30,00	23,00	22,00	21,00	140,00	29,00	41,00	30,00
Th	22,86	23,59	14,94	4,79	3,50	3,26	5,49	12,67	18,11	3,62	199,00	-	8,00	2,00
U	3,49	4,67	1,52	1,52	0,76	0,70	1,10	2,47	3,00	1,00	-	-	-	-
Pb	34,69	39,40	22,34	13,00	10,00	10,00	16,00	22,68	21,62	10,00	-	-	-	-
La	89,81	99,79	103,11	44,35	34,90	35,42	83,54	89,34	87,21	39,74	120,00	39,25	30	26
Ce	210,97	212,09	224,33	96,82	73,97	76,12	175,20	184,71	180,92	83,15	420,00	70,85	65	58
Pr	23,64	23,00	24,93	11,22	9,30	9,27	23,27	19,99	18,90	9,91	-	-	-	-
Nd	92,83	90,44	89,54	44,38	39,68	38,67	93,64	72,16	66,51	40,02	190,00	20,00	34	30
Sm	15,06	14,90	13,76	8,15	7,51	7,35	14,59	10,75	9,85	6,94	25,00	3,17	7,1	6,4
Eu	1,98	2,04	1,44	2,34	2,28	2,27	4,33	2,72	1,98	2,27	3,50	0,32	2,2	2,1
Gd	10,93	12,27	10,33	7,59	7,37	7,77	12,89	8,22	7,73	7,31	-	2,83	-	-
Tb	1,62	1,80	1,23	0,99	1,02	1,03	1,47	0,88	0,89	0,94	-	-	-	-
Dy	9,21	10,64	6,58	5,32	5,85	6,06	6,56	4,48	4,38	4,40	4,80	2,30	1,2	1,1
Ho	1,95	2,18	1,10	0,99	1,12	1,16	1,20	0,78	0,77	0,80	-	-	-	-
Er	5,37	6,48	3,36	2,88	2,82	2,87	2,73	2,25	2,22	2,06	-	0,21	-	-
Tm	0,85	1,05	0,51	0,44	0,45	0,41	0,36	0,30	0,29	0,33	-	-	-	-
Yb	5,53	6,51	2,72	2,74	2,41	2,52	2,09	1,75	1,84	1,75	11,00	1,25	3,6	2,5
Lu	0,87	1,06	0,46	0,42	0,39	0,35	0,34	0,26	0,27	0,26	1,40	0,18	0,52	0,34

Западно-Забайкальский сегмент														
Харитоновская ассоциация								Цаган-Хуртейская ассоциация						
Усть-Сухаринский и Улантуйский участки								Саранский участок						
вулканические породы							силл	вулканические породы						
проба	ТГ 1/1	ТГ 1/2	ТГ 1/3	ТГ 1/4	ТГ 1/5	ТГ 1/7	ТГ 16/2	ЦХ 1/1	ЦХ 1/2	ЦХ 1/6	ЦХ 1/7	ЦХ 1/8	ЦХ 1/14	ЦХ 1/19
SiO ₂	67,94	70,29	62,25	70,15	69,14	68,87	48,18	49,36	57,74	48,48	46,93	75,38	74,97	61,73
TiO ₂	0,49	0,38	0,71	0,48	0,38	0,38	1,71	2,11	1,98	2,02	2,69	0,29	0,30	1,13
Al ₂ O ₃	16,34	15,09	17,69	15,23	15,33	15,24	16,83	16,46	15,07	17,03	16,19	10,83	12,09	16,91
Fe ₂ O ₃	2,20	2,05	3,67	2,45	1,66	1,27	11,41	10,41	8,73	10,76	12,48	4,08	2,97	5,26
MnO	0,05	0,02	0,12	0,07	0,18	0,15	0,16	0,17	0,12	0,14	0,17	0,12	0,07	0,12
MgO	0,08	0,15	0,73	0,16	0,19	0,20	7,47	5,78	1,79	6,21	6,37	0,12	0,17	1,11
CaO	0,17	0,07	0,85	0,07	0,25	0,30	8,29	7,55	5,21	8,06	8,12	0,16	0,19	2,59
Na ₂ O	6,04	4,88	5,95	5,93	6,11	6,20	3,72	3,81	4,81	3,98	4,02	3,84	3,81	5,73
K ₂ O	5,09	5,63	6,55	3,88	5,28	5,34	1,35	1,45	2,72	1,09	1,10	4,80	4,82	4,25
P ₂ O ₅	0,09	0,09	0,23	0,16	0,04	0,04	0,46	0,74	0,84	0,80	1,02	0,03	0,02	0,38
П.п.п.	0,54	0,56	0,38	0,74	0,32	0,29	0,36	2,07	0,83	1,36	0,90	0,22	0,45	0,59
сумма	99,03	99,21	99,13	99,32	98,88	98,28	99,93	99,91	99,83	99,92	99,98	99,86	99,85	99,80
к.а.	0,95	0,94	0,96	0,92	1,03	1,05	-	-	0,72	-	-	1,06	0,95	0,83
Rb	145	194	140	128	202	218	16	-	48	13	10	162	114	107
Ba	81	126	380	84	25	27	647	876	1002	703	608	19	18	686
Sr	47	57	75	33	12	10	1049	981	656	1263	1536	15	17	293
Zr	770	849	510	840	915	848	166	325	409	177	228	787	732	424
Nb	28,76	30,97	30,09	19,00	29,01	32,21	6,92	11,30	14,70	5,44	10,79	28,06	32,00	15,00
Hf	6,35	11,81	41,19	5,58	35,28	36,47	6,92	6,91	9,66	3,67	5,64	10,45	9,37	6,26
Ta	3,16	2,35	3,60	1,49	3,39	4,16	2,55	-	-	-	-	0,79	2,00	1,85
Y	31,86	41,43	28,08	24,33	56,00	58,06	30,72	-	52,60	28,40	30,30	56,41	44,08	28,65
Th	12,26	17,86	18,21	12,06	33,50	35,00	1,41	2,57	6,66	2,01	2,07	17,65	8,89	7,63
U	3,12	2,66	3,37	2,23	4,83	4,91	0,32	0,75	2,24	0,43	0,56	4,02	2,32	2,15
Pb	36,00	25,00	39,00	37,00	51,00	52,00	5,80	7,30	11,00	6,60	7,30	30,00	28,00	15,50
La	142,81	90,05	100,51	131,48	108,84	110,36	24,09	47,30	47,20	34,20	39,80	85,96	56,38	41,26
Ce	225,51	177,13	200,00	227,21	205,00	229,58	57,04	100,00	104,00	62,00	94,30	161,51	117,87	83,46
Pr	33,14	22,54	25,16	30,11	26,77	26,34	7,07	12,10	12,90	9,25	11,40	19,29	14,90	10,89
Nd	111,38	76,62	101,51	100,27	99,54	101,32	32,33	56,30	59,40	43,90	54,80	70,31	52,71	39,80
Sm	14,41	12,83	16,88	14,20	16,43	17,81	6,89	11,10	13,00	8,79	10,40	13,42	9,80	7,77
Eu	1,38	1,29	3,33	1,40	1,60	1,71	2,03	3,44	3,87	3,00	3,36	1,62	1,35	2,11
Gd	11,81	11,28	11,83	11,37	13,74	14,06	6,21	9,21	10,60	7,14	8,26	10,69	9,29	7,33
Tb	1,39	1,45	1,55	1,19	2,24	2,23	0,90	1,44	1,78	1,13	1,26	1,64	1,37	1,10
Dy	7,20	8,53	8,01	6,03	13,14	14,01	5,17	7,68	9,48	5,92	6,43	9,73	8,16	6,07
Ho	1,30	1,63	1,45	0,99	2,74	2,82	0,96	1,54	1,98	1,17	1,27	1,84	1,62	1,17
Er	3,94	5,06	4,19	2,96	7,99	8,64	2,67	3,86	5,08	2,74	3,08	5,67	4,94	3,40
Tm	0,56	0,78	0,62	0,39	1,35	1,34	0,41	0,63	0,82	0,43	0,48	0,89	0,69	0,55
Yb	3,79	5,36	3,68	2,73	8,59	8,32	2,47	3,89	5,22	2,72	2,85	5,59	4,62	3,22
Lu	0,56	0,78	0,61	0,37	1,39	1,31	0,36	0,54	0,77	0,36	0,37	0,41	0,64	0,47

Продолжение таблицы 3.

Западно-Забайкальский сегмент											
Цаган-Хуртейская ассоциация											
Зуннеметейский участок								Ермаковский массив		Оротский массив	
вулканические породы											
проба	ЦХ 7/2	ЦХ 7/5	ЦХ 7/6	ЦХ 7/8	ЦХ 7/9	ЦХ 7/10	ЦХ 7/11	805**	400**	Оро-1***	Оро-9***
SiO ₂	77,23	53,02	75,89	51,08	70,20	55,82	67,90	54,26	75,16	75,70	73,28
TiO ₂	0,11	1,48	0,12	2,15	0,62	1,41	0,65	1,18	0,28	0,34	0,38
Al ₂ O ₃	11,20	17,73	11,99	16,87	13,84	17,64	15,05	16,52	11,90	11,62	15,42
Fe ₂ O ₃	2,85	8,88	2,83	9,20	3,96	10,31	3,38	7,83	2,47	4,37	1,36
MnO	0,01	0,17	0,03	0,17	0,06	0,12	0,11	0,05	0,02	0,15	0,03
MgO	0,07	4,51	0,16	3,08	0,35	3,13	0,39	2,95	0,20	0,35	0,21
CaO	0,09	4,97	0,27	6,24	0,22	2,67	0,54	5,58	0,35	0,51	0,52
Na ₂ O	3,65	4,51	2,97	4,70	3,75	4,74	5,96	5,4	4,25	2,21	2,98
K ₂ O	4,69	3,85	5,11	2,75	6,39	1,88	5,31	2,93	4,66	4,71	5,65
P ₂ O ₅	0,03	0,66	0,02	1,16	0,09	0,33	0,14	0,24	0,03	0,01	0,02
П.п.п.	0,07	0,00	0,61	2,62	0,57	2,11	0,59	3,10	0,56		
сумма	99,99	99,78	99,99	100,02	100,06	100,16	100,02	100,04	99,88	99,97	99,85
к.а.	0,99	-	0,87	-	0,95	-	1,03	-	1,01	0,72	0,69
Rb	130	68	160	46	150	60	82	94	335	235	271
Ba	100	1590	140	1150	120	520	730	813	58	63	121
Sr	40	935	240	889	65	548	52	650	43	13	30
Zr	491	258	426	437	358	139	452	146,74	712	1102	714
Nb	13,80	15,00	42,00	28,60	26,40	6,10	24,90	7,88	38,0	77,50	97,85
Hf	6,35	5,42	13,30	10,60	7,60	2,37	7,29	4,4	38,00	29,28	20,12
Ta	1,13	1,41	3,93	2,60	2,32	1,23	2,76	0,46	4,89	4,40	6,02
Y	28,30	25,80	69,00	36,40	44,70	20,40	42,30	21,7	-	66,38	83,59
Th	8,51	3,36	19,60	7,94	7,03	3,00	6,84	5,09	39,70	29,60	32,98
U	1,54	0,65	2,12	1,55	2,22	0,77	0,91	1,15	8,30	5,44	8,41
Pb	11,50	8,80	32,10	15,50	16,30	6,30	15,40	5,9	23	80,53	44,77
La	32,80	43,10	36,00	89,90	42,40	18,30	64,30	26,66	60,30	56,97	123,20
Ce	59,20	96,90	87,10	162,00	97,30	34,60	133,00	54,16	91,70	117,40	252,10
Pr	6,72	10,90	10,10	20,30	12,20	5,54	14,30	6,55	7,23	11,62	30,14
Nd	24,40	42,30	36,10	81,00	48,40	23,30	54,60	24,80	19,10	36,68	103,50
Sm	4,74	7,42	8,13	13,60	9,39	4,63	9,03	4,78	2,66	7,42	18,59
Eu	0,12	2,06	0,17	3,38	2,27	1,20	1,71	1,39	0,25	0,80	1,88
Gd	4,42	6,67	8,02	11,40	8,77	4,40	8,15	4,54	2,20	7,02	13,98
Tb	0,72	0,89	1,50	1,36	1,25	0,62	1,18	0,74	0,42	1,41	2,33
Dy	4,22	4,58	9,62	6,88	7,39	3,54	6,81	4,04	3,30	9,32	13,25
Ho	0,87	0,83	2,07	1,18	1,41	0,68	1,33	0,79	0,90	3,26	2,93
Er	2,80	2,37	6,60	3,08	4,20	1,88	4,21	2,16	3,61	7,91	8,90
Tm	-	-	-	-	-	-	-	0,29	0,68	1,43	1,56
Yb	2,86	2,01	6,87	2,41	3,60	1,78	3,96	1,79	5,31	10,07	9,81
Lu	0,46	0,29	1,10	0,37	0,56	0,23	0,63	0,26	0,92	1,54	1,49

Северо - Монгольский сегмент												
Орхонская впадина			Бат-Ценгельская впадина				Верхне-Хануйская впадина					
вулканические породы												
проба	МОГ1/4	МОГ1/8	БЦ7/3	БЦ7/6	БЦ7/7	4155/10	4152/1	4152/7	4152/8	4150/4	4150/3	4150/5
SiO ₂	54,34	51,47	51,24	51,78	55,06	53,33	52,25	54,85	53,88	54,22	54,25	54,65
TiO ₂	0,89	1,20	1,90	1,94	1,25	1,38	1,66	1,42	1,44	1,38	1,47	1,39
Al ₂ O ₃	17,61	16,22	16,31	15,14	16,28	15,65	16,90	16,97	17,11	16,90	17,17	17,30
Fe ₂ O ₃	7,28	7,24	9,39	9,30	7,33	7,65	9,00	8,50	8,72	8,15	8,40	8,27
MnO	0,11	0,10	0,10	0,15	0,10	0,07	0,05	0,06	0,10	0,04	0,11	0,04
MgO	3,83	4,58	4,27	2,31	3,05	3,54	2,80	2,57	2,48	2,75	2,90	2,70
CaO	7,59	8,16	5,70	7,38	6,16	4,34	4,85	4,33	4,97	5,30	5,09	4,61
Na ₂ O	4,19	4,82	3,94	3,53	3,41	4,67	5,85	5,40	5,36	5,01	5,28	5,13
K ₂ O	2,38	2,57	3,04	2,85	2,69	2,96	3,55	3,58	3,00	3,75	3,45	3,61
P ₂ O ₅	0,39	1,03	1,21	1,22	0,57	0,85	1,19	0,95	0,94	1,05	1,11	1,10
П.п.п.	1,32	2,08	2,55	4,03	3,80	6,22	3,00	1,34	1,66	1,84	1,44	1,60
сумма	99,93	99,47	99,67	99,63	99,70	100,66	102,20	99,97	99,66	100,39	100,67	100,40
к.а.	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Rb	30	48	63	71	66	82	68	101	74	78	72	80
Ba	842	2152	1510	1490	1170	1029	2299	1652	1603	2500	2600	2800
Sr	1707	2975	1040	957	800	1457	1420	1000	1219	1500	1700	1200
Zr	132	333	319	589	380	399	287	319	308	410	360	450
Nb	3,98	7,11	25,60	31,50	18,20	16,00	26,98	34,06	32,39	13,00	12,00	12,00
Hf	4,05	8,90	7,21	11,50	8,10	11,00	9,18	11,30	10,94	12,00	9,50	11,00
Ta	0,21	0,33	1,44	1,48	1,06	1,10	1,16	1,77	1,67	1,05	1,09	1,15
Y	12,29	28,35	22,20	39,40	23,80	28,00	25,99	26,59	26,14	25,40	21,10	22,30
Th	12,80	9,53	4,86	4,13	6,15	5,80	4,22	7,20	6,85	-	-	-
U	3,64	2,68	1,52	1,26	1,70	1,55	1,44	2,21	1,67	-	-	-
Pb	28,96	29,76	15,80	22,30	17,40	-	22,79	27,19	24,75	-	-	-
La	45,71	76,98	81,50	105,00	59,40	84,40	93,55	91,27	87,88	72,60	72,90	76,20
Ce	100,81	181,33	169,00	208,00	122,00	135,40	186,08	178,48	174,80	149,00	145,00	148,00
Pr	11,62	24,03	18,60	23,00	13,00	-	20,69	19,77	19,31	16,00	16,10	16,90
Nd	45,20	100,50	77,00	96,80	53,90	58,70	75,89	70,35	69,30	56,10	56,10	59,80
Sm	7,08	20,04	12,20	16,50	8,90	10,00	11,32	10,80	10,62	7,97	7,96	8,47
Eu	2,06	5,37	3,48	3,70	2,06	3,50	2,80	2,64	2,71	2,01	2,17	2,34
Gd	5,51	14,85	9,75	12,60	7,33	10,40	8,99	8,14	7,91	6,09	6,02	6,56
Tb	0,19	0,26	0,29	0,56	0,35	-	0,30	0,33	0,33	0,24	0,26	0,27
Dy	0,67	1,72	1,18	1,74	1,07	1,46	1,18	1,08	1,12	0,80	0,76	0,85
Ho	2,81	6,82	5,08	7,86	4,67	-	5,53	5,31	5,32	3,93	4,06	4,10
Er	0,54	0,99	0,91	1,46	0,89	-	0,93	0,94	0,91	0,72	0,63	0,73
Tm	1,36	2,22	1,99	3,98	2,30	-	2,44	2,34	2,32	1,97	1,95	1,94
Yb	1,28	1,51	1,65	3,20	2,00	2,10	2,02	2,10	1,86	1,50	1,63	1,71
Lu	0,17	0,23	0,23	0,48	0,28	0,26	0,28	0,33	0,30	0,20	0,24	0,25

Примечание: 1) прочерк - нет данных, 2) Fe₂O₃* представляет общее железо, 3) к.а – коэффициент агаптитности, 4) * - использованы данные из [29], 5) ** - использованы данные из [16], 6) *** - использованы данные из [15, 16]. Окислы в мас. %, элементы в г/т.

ных темноцветных минералов, среди которых по результатам микронзондовых исследований диагностируется эгирин. В менее щелочных трахириолитах коэффициент агпаитности понижается до 0,87.

Петрогеохимические характеристики магматических пород свидетельствуют о различиях в составе (по содержанию SiO_2) однотипных вулканитов как по простиранию СМЗЗ рифтовой зоны в разных ее секторах, так и внутри секторов, в частности, на восточном и западном флангах Западно-Забайкальского сектора. Так, для последнего сектора в базитах Харитоновской ассоциации диапазон вариаций SiO_2 составляет 48-53 мас.%, в кислых вулканитах, включая трахиты, SiO_2 варьирует в интервале 62-70 мас.%. В Цаган-Хуртейской ассоциации распространены наиболее высококремнистые разновидности пород: в породах основного и средне-основного составов SiO_2 достигает 58 мас.%, в кислых вулканитах - 76,5 мас.%. В Северо-Монгольском секторе кремнекислотность базальтоидов изменяется в относительно узких пределах – от 51 до 55 мас.%.

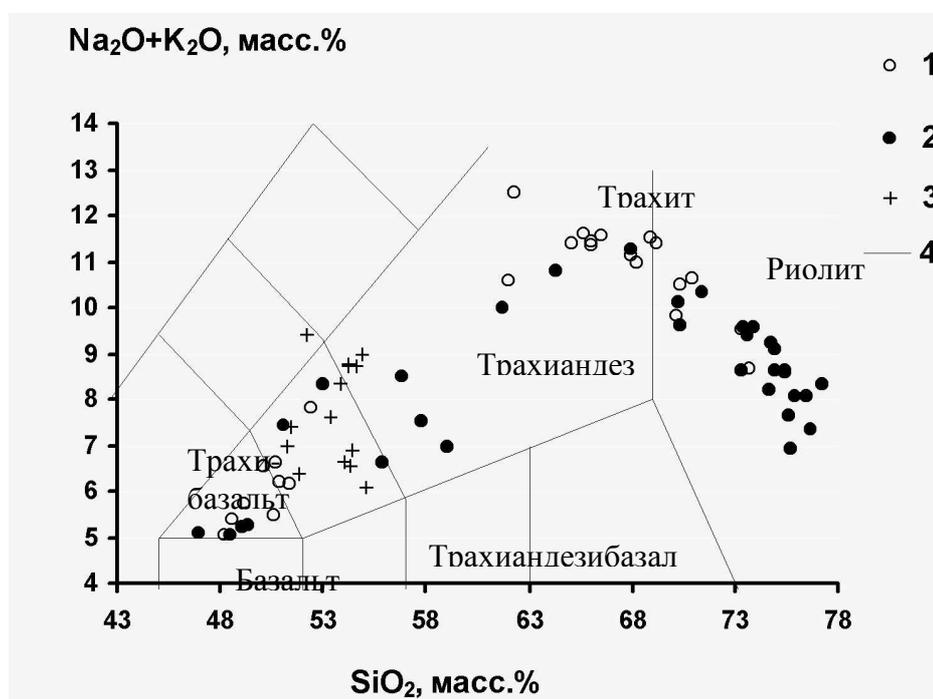


Рис.2. Положение составов раннемезозойских магматических ассоциаций Северо-Монгольской – Западно-Забайкальской рифтовой зоны на классификационной диаграмме $\text{SiO}_2 - \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$.

Условные обозначения: 1-2 – Западно-Забайкальский сектор (1 – Харитоновская и 2 – Цаганхуртейская ассоциации), 3 – Северо-Монгольский сектор, 4 – границы полей составов пород по [35].

На рис.3 приведены данные по распределению микроэлементов в раннемезозойских магматических ассоциациях. В соответствии с рисунком спектр их распределения в трахибазальтах расположен выше спектра составов MORB и близок к составам OIB, принимаемых как эталон обогащенного литофильными элементами источников основных расплавов [39]. В то же время по сравнению с OIB трахибазальты и трахиандезибазальты рассматриваемых ассоциаций характеризуются максимумом Ba (для Северо-Монгольского сектора – кроме того Th, U и Pb), менее выраженными максимумами K, Rb и Sr, резким минимумом Nb и небольшими минимумами Ta и Ti.

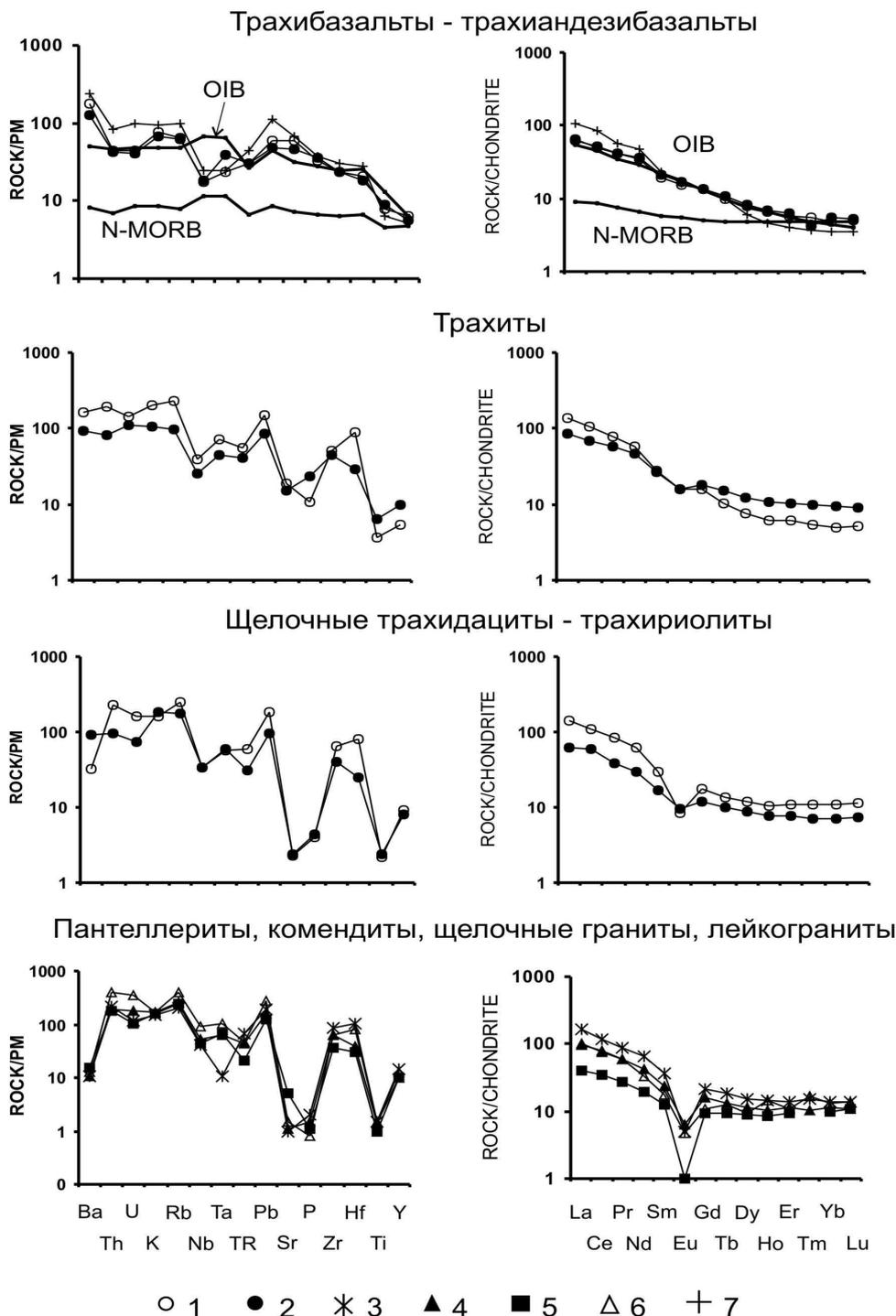


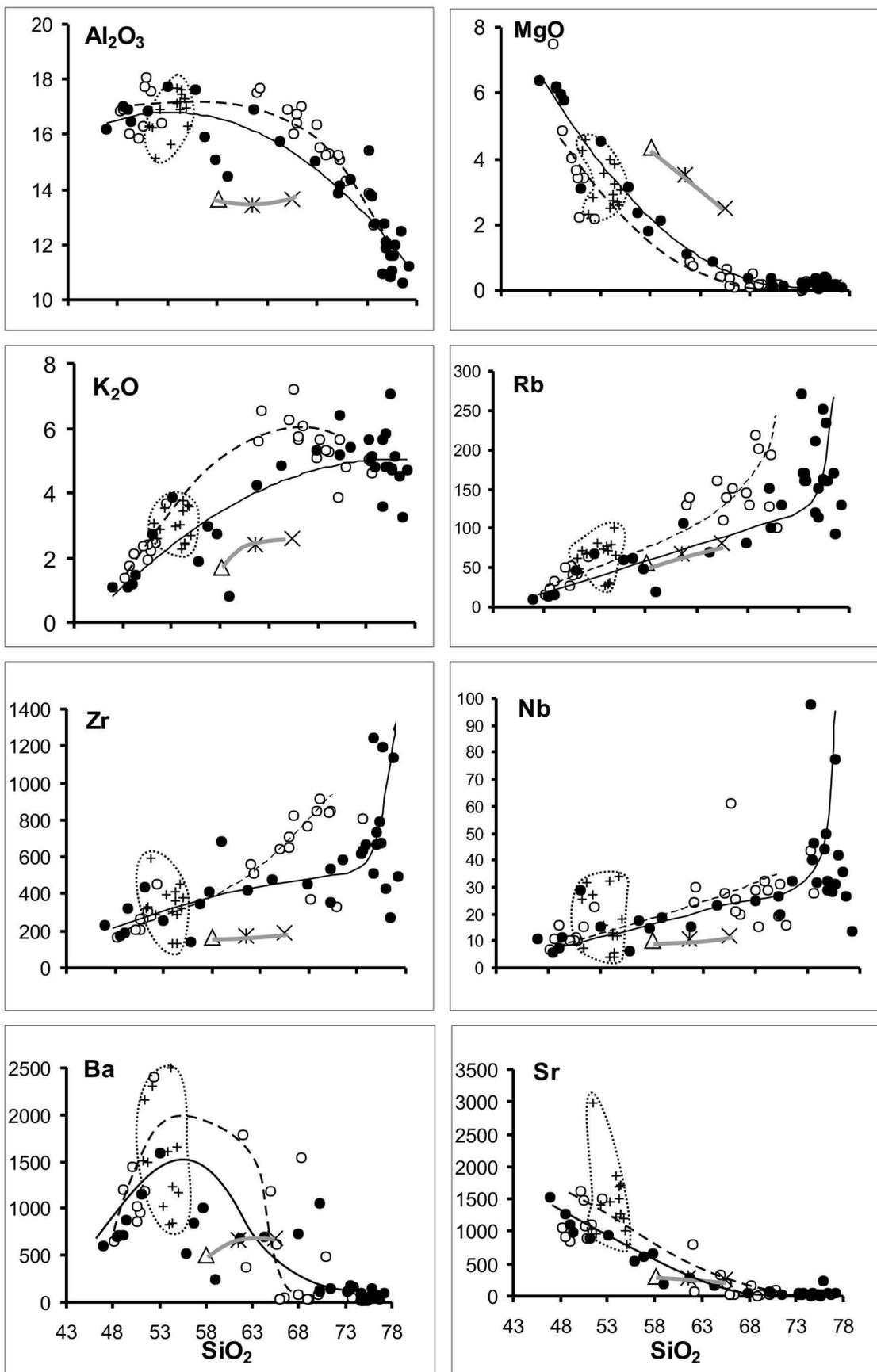
Рис.3. Графики нормированного распределения редких и редкоземельных элементов в раннемезозойских магматических породах Северо-Монгольской – Западно-Забайкальской рифтовой зоны.

1-5 – Западно-Забайкальский сектор (1 – породы Харитоновской ассоциации, 2 – породы Цаганхуртейской ассоциации, 3-5 - комендиты Цаганхуртейской ассоциации, различающиеся суммой редкоземельных элементов: 3 – с относительно высокими TR, 4 – с промежуточными TR, 5 – с относительно низкими TR), 6 – граниты (Харитоновский, Ермаковский и Оротский массивы), 7 – трахибазальты и трахиандезибаазальты Северо-Монгольского сектора.

Породы основного состава обогащены легкими редкими землями по отношению к тяжелым, а спектр распределения РЗЭ соответствует спектру базальтов ОИВ. Наибольшим обогащением легкими редкими землями по отношению к тяжелым обладают породы Северо-Монгольского сектора.

Все салические породы, особенно щелочные их разновидности, обогащены литофильными элементами. Для щелочных гранитов, пантеллеритов и комендитов характерны максимально высокие содержания Th, U, Rb, TR, Pb, Zr, Hf, при устойчиво низких концентрациях Sr (от 10 до 65 ppm) и Ba (от 20 до 80 ppm). Накопление редкоземельных элементов в салических породах реализуется одновременно с появлением европиевого минимума в трахитах и его увеличением в щелочных трахириодацитах – трахириолитах и пантеллеритах – комендитах, что определяется фракционированием плагиоклаза. Наиболее яркой отрицательной европиевой аномалией обладают комендиты, обладающие максимальной кремнекислотностью среди всех салических пород. Эти закономерности свидетельствуют о кристаллизационной дифференциации магм основного состава. По содержанию редких и редкоземельных элементов кислые вулканы западной и восточной частей Западно-Забайкальского сектора различаются между собой. Щелочно-салические породы Харитоновской ассоциации по сравнению с однотипными породами Цаганхуртейской ассоциации обогащены большинством литофильных элементов (за исключением Р и Hf в трахитах и Ba в щелочных трахидацитах – комендитах).

На рисунке 4 представлены данные о распределении некоторых петрогенных, редких элементов и их соотношений относительно друг друга и SiO_2 , который мы используем в качестве параметра, отражающего степень эволюции материнских магм. Анализ графиков показывает следующее. Во всем диапазоне составов наблюдаются положительные корреляции SiO_2 с K_2O , Rb, Zr, Nb, La, Th, U, и отрицательные с MgO и Sr, что типично для серий, возникших в результате фракционирования минеральных фаз в дифференцируемой магматической системе. Подобные корреляции могут свидетельствовать о принадлежности рассматриваемых бимодальных ассоциаций к генетическим сериям, связанным общим составом источников первичных расплавов и условиями кристаллизационной дифференциации. По мере увеличения SiO_2 содержания Al_2O_3 и Ba возрастают от трахибазальтов к трахитам, что объясняется сокращением в расплаве количества оливина и увеличением количества пироксенов и плагиоклазов. Аналогичная закономерность наблюдается также на диаграмме Ba- K_2O . Более поздние высококалиевые дифференциаты – трахириолиты, пантеллериты и комендиты обеднены глиноземом, Ba, а также Sr, что, очевидно, связано со сменой режима кристаллизации магмы – исчезновением пироксенов и появлением в расплаве K-Na полевых шпатов и кварца. Соотношение редких элементов относительно друг друга в парах “некогерентный-некогерентный” (Rb- K_2O , Nb-Zr) определяется положительными линейными зависимостями. Подобный характер зависимостей между этими группами элементов соответствует их распределению в пороодообразующих минералах и остаточных расплавах при фракционной кристаллизации базальтовой магмы. Так, накопление некогерентных Zr и Nb отражает глубокую дифференциацию расплавов на поздних этапах эволюции материнских магм при уменьшении доли остаточного расплава. Увеличение концентрации Rb коррелирует с увеличением калиевых минералов, количество которых возрастает в поздних дифференциатах. С целью рассмотрения участия корового вещества в моделях магмогенерации на графики также вынесены составы нижней, верхней континентальной коры и коры в целом, оцененные для Центральной Азии на примере территории Китая [38] и принятые нами в качестве эталона субстрата континентальной коры. На приведенных графиках выделяются две группы литофильных элементов, различающиеся по степени совпадения кривых в коровом веществе с трендами изменения содержаний элементов относительно друг друга и SiO_2 в магматических породах



○ 1 - - - 2 ● 3 / 4 + 5 ····· 6 △ 7 * 8 × 9 / 10

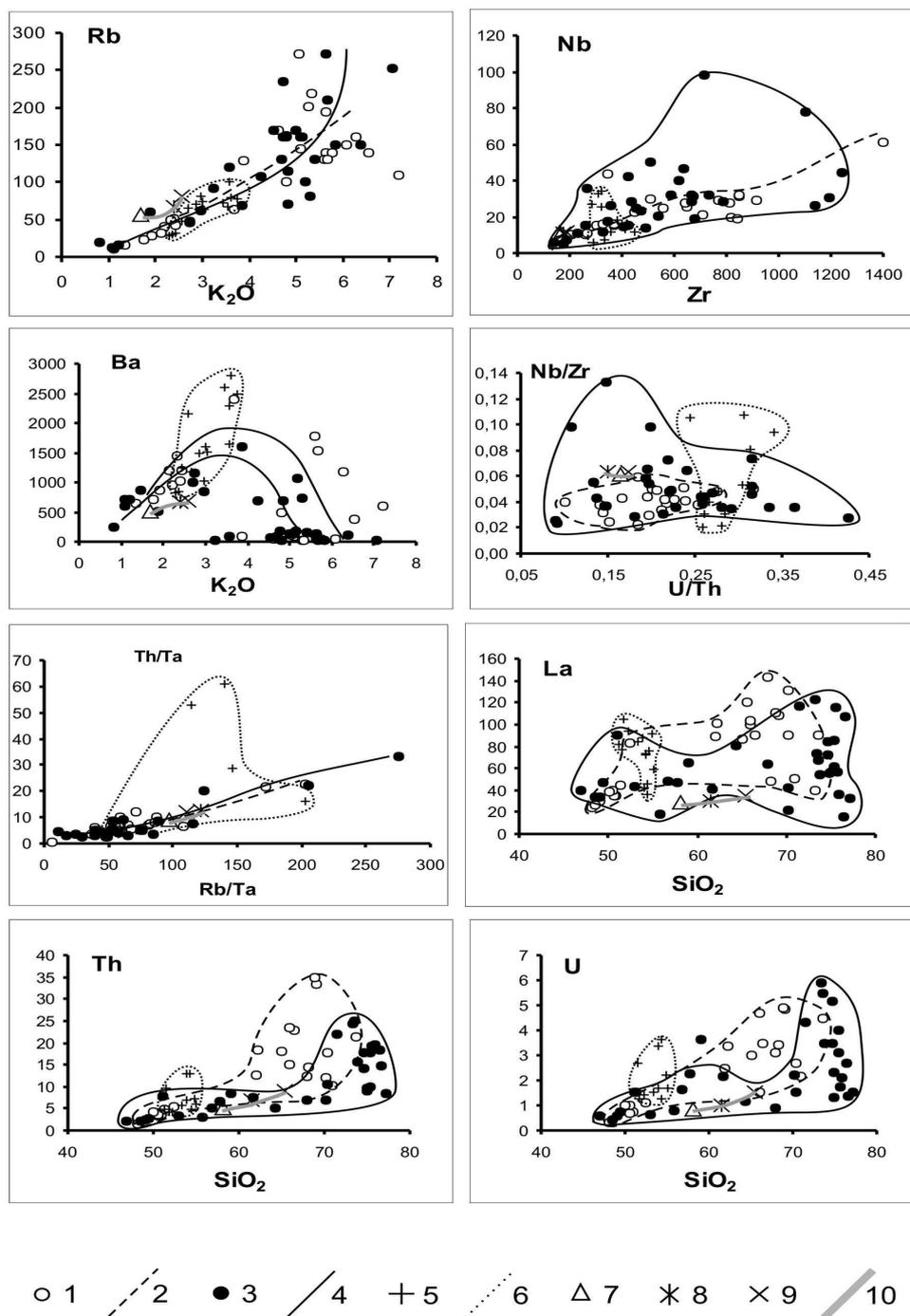


Рис.4. Распределение петрогенных оксидов и редких элементов относительно SiO_2 и корреляционные зависимости между редкими элементами и их отношениями в раннемезозойских магматических ассоциациях Северо-Монгольской – Западно-Забайкальской рифтовой зоны.

Условные обозначения: 1-4 – Западно-Забайкальский сектор (1 – Харитоновская ассоциация, 2- тренд изменения и поле составов пород Харитоновской ассоциации, 3 – Цаганхуртейская ассоциация, 4 – тренд изменения и поле составов пород Цаганхуртейской ассоциации), 5 – Северо-Монгольский сектор, 6 – поле составов пород Северо-Монгольского сектора, 7-9 – средние составы коры Центральной Азии по [38]: 7 – нижняя кора, 8 – кора в целом, 9 – верхняя кора, 10 – коровый тренд.

СМЗЗ рифтовой системы. Так, для ряда литофильных элементов Al_2O_3 , MgO , K_2O , Zr , Nb , Ba эти тренды не совпадают, что свидетельствует в пользу образования материнских магм в мантии. Для других элементов - La , Th , U , а также соотношений $Nb/Zr - U/Th$, $Th/Ta - Rb/Ta$ наблюдается частичное совпадение, что усложняет модель кристаллизационной дифференциации исходных расплавов мантийного происхождения и, возможно, определяется взаимодействием мантийных магм с коровым субстратом в результате ассимиляции материнскими расплавами вещества вмещающих пород континентальной коры.

На фоне этих общих закономерностей обращает на себя внимание существование трех полей и линий корреляции составов пород, соответствующих породным ассоциациям Северо-Монгольского сектора, Харитоновской и Цаганхуртейской ассоциациям Западно-Забайкальского сектора, что, очевидно, характеризует геохимические различия и особенности эволюции исходных магм в разных секторах рассматриваемого магматического ареала.

Рассматривая в целом особенности состава магматических ассоциаций СМЗЗ рифтовой зоны можно отметить их сходство с магматическими ассоциациями других континентальных рифтовых зон, прежде всего, в бимодальном характере магматизма и, в частности, в широком распространении щелочно-салических пород – трахитов, комендитов, пантеллеритов и их плутонических аналогов – щелочных гранитоидов. Основные породы СМЗЗ рифтовой зоны, подобно таким же породам других рифтовых зон обогащены несовместимыми элементами и по их содержанию приближаются к базальтам ОИВ-типа. Отличия заключаются в более низком содержании Ta , Nb и Ti и в более высоких Ba , Sr и Pb . Возможно, что эти отличия, типичные для всех позднепалеозойских – раннемезозойских внутриплитных базитов Северной Азии, связаны с особенностями состава мантийных источников, контролировавших внутриплитную активность в позднем палеозое и раннем мезозое в соответствующем секторе Земли.

Изотопный состав (Sr, Nd, Pb) пород и источники магматизма

Состав магматических пород рифтовой зоны варьирует в широких пределах от основных до кислых и, как было отмечено выше, наблюдаются явные различия в типах пород и направленности изменения геохимических параметров по мере увеличения кремнекислотности в бимодальных ассоциациях восточного Цаганхуртейского и западного Харитоновского сегментов Западно-Забайкальского сектора и в трахибазальтах Северо-Монгольского сектора. Эти различия несомненно имеют важные следствия для оценки состава источников и эволюции материнских магм. В связи с этим из магматических ассоциаций разных секторов ареала для оценки состава источников магматических расплавов были выполнены исследования изотопного состава Sr , Nd и Pb магматических пород, результаты этих исследований представлены в таблицах 4 и 5 и отражены на рисунках 5а, 5б и 6.

Изотопный состав Sr и Nd пород рифтовой зоны отражен на графике $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0 - \epsilon Nd$ (рис.5-а). Из графика следует, что составы пород Харитоновской и Цаганхуртейской ассоциаций Западно-Забайкальского сектора и пород Северо-Монгольского сектора имеют ряд различий, связанных прежде всего с широкими вариациями состава салических пород. Породы основного состава характеризуются относительной однородностью, их фигуративные точки на графике образуют линейную последовательность, локализованную в пределах тренда корреляции составов мантийных источников расплавов (mantle array). Эти точки в основном сгруппированы в нижней части мантийной последовательности, которой отвечают источники с характеристиками обогащенной мантии. Эта последовательность составов прослеживается через поле пород Хентей-Даурского батолита, представляющее совокупный состав континентальной коры в

регионе. Очевидно, что гранитоиды, и, следовательно, кора в целом, не влияют на изотопные характеристики базальтов. По

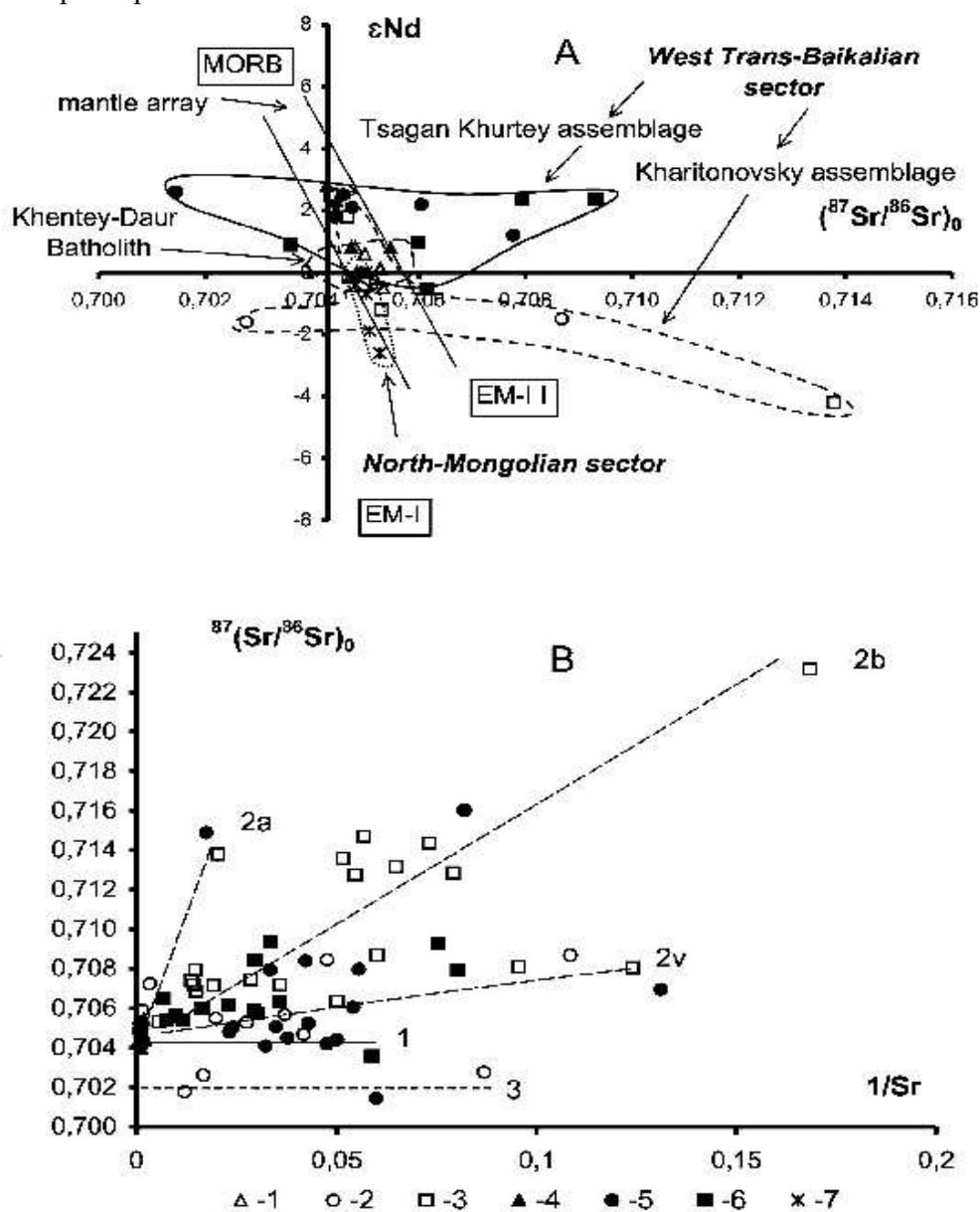


Рис.5 А) Положение на диаграмме $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0 - \epsilon_{Nd}$ фигуративных точек составов раннемезозойских породных ассоциаций Северо-Монгольской – Западно-Забайкальской рифтовой зоны. PREMA – умеренно-деплетированный мантийный источник, EM-I – мантийный источник, обогащенный неодимом, EM-II – мантийный источник, обогащенный стронцием, Б) Первичный (приведенный к возрасту образования пород) изотопный состав раннемезозойских вулканических пород на графике $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0 - 1/Sr$. Линиями показано распределение фигуративных точек составов: 1 – отвечающих изотопно-однородному источнику, 2(а,б,в) - возникших в результате взаимодействия изотопно-разнородных источников, 3 - предполагаемые источники с низкими значениями $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$.

1-6 – Западно-Забайкальский сектор (1-3 – Харитоновская ассоциация: 1 – трахибазальты-трахиандезитобазальты, 2 – кислые вулканиты, 3 – щелочные граниты и сиениты Харитоновского массива, 4-6 – Цаганхуртейская ассоциация: 4 – трахибазальты-трахиандезитобазальты, 5 – кислые вулканиты, 6 – щелочные граниты, сиениты, лейкограниты и синрудные дайки сиенит-гранитного состава Ермаковского и Оротского массивов), 7 – трахибазальты Северо – Монгольского сектора.

Таблица 4.

Изотопный состав стронция и неодима в породах раннемезозойских магматических ассоциаций Северо-Монгольской-Западно-Забайкальской рифтовой зоны.

№ пробы	порода	Age	Rb (г/г)	Sr (г/г)	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr ±2σ	(⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) ₀	Sm (г/г)	Nd (г/г)	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd ±2σ	ε _{Nd} (T)
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Западно-Забайкальский сегмент												
<i>Харитоновская ассоциация</i>												
<i>Моностойский участок</i>												
ТГ13/5	щ. трахидацит	194,3	160	24	19,179	0,75766±23	0,70467					
ТГ 13/6	-/-	194,3	151	21	20,621	0,76543±24	0,70846					
ТГ13/8	-/-	194,3	152	27	16,378	0,75092±26	0,70567					
ТГ13/9	трахибазальт	194,3	43,5	1077	0,1168	0,70566±16	0,70534	7,42	40,2	0,11169	0,512509±8	-0,5
ТГ13/11	-/-	194,3	39,4	859	0,1327	0,70563±17	0,70526	7,07	34,1	0,12526	0,512553±8	0,1
ТГ13/12	-/-	194,3	54,6	1095	0,1442	0,70568±18	0,70528	6,96	33,7	0,12478	0,512556±7	0,1
ТГ13/13	-/-	194,3	67,9	1538	0,1277	0,70534±16	0,70499	13,2	78,5	0,1016	0,512553±6	0,6
ТГ13/15	трахит	194,3	130	719	0,5214	0,70733±17	0,70589					
ТГ13/17	-/-	194,3	160	312	1,4581	0,71127±47	0,70724					
ТГ13/19	трахибазальт	194,3	30,4	1486	0,0592	0,70534±19	0,70518	6,94	36,9	0,11385	0,512524±7	-0,2
<i>Усть-Сухаринский и Улантуйский участки</i>												
ТГ 1/1	пантеллерит	215	145,1	50,7	8,161	0,73045±15	0,70550					
ТГ 1/2	-/-	215	194,1	60,0	9,232	0,73084±15	0,70261					
ТГ 1/3	трахириодацит	215	140	83,7	4,76	0,71632±14	0,70177					
ТГ 1/4	пантеллерит	215	128,1	36,4	10,03	0,73595±18	0,70528					
ТГ 1/5	-/-	215	215	11,5	53,97	0,86779±17	0,70277	14,5	83,3	0,1052	0,512430±6	-1,6
ТГ 1/7	-/-	215	218,2	9,2	68,71	0,91877±17	0,70868	14,3	82	0,1056	0,512438±5	-1,5
ТГ 16/2	тешенит	209	14,9	801	0,0539	0,704977±16	0,70482	5,74	26,6	0,13063	0,512590±7	0,8
<i>Щелочные граниты и сиениты Харитоновского массива (Ярмолюк и др., 2001)</i>												
Б 275		209	152,9	20	22,26	0,77251±15	0,70635					
Б 278		209	110,2	73,6	4,339	0,72029±10	0,70739					
Б 312/1		209	93,75	10,5	26,12	0,78572±13	0,70809					
А 92/3		209	146,30	8,1	53,31	0,86651±18	0,70806					
А 150		209	201,7	67,4	8,682	0,73266±12	0,70686					
А 150*		209	206,9	70,7	8,485	0,73240±12	0,70718					
А 150**		209	196,5	52,4	10,89	0,73952±14	0,70715					
А 145/2		209	173,6	16,6	30,45	0,79920±15	0,70870					
Б 317		209	185,2	27,8	19,36	0,76471±14	0,70717					
Б 278/2		209	201,4	34,9	16,77	0,75730±13	0,70746					
Б 313/1		209	153,8	68,8	6,484	0,72721±12	0,70794					
А 143		209	114,5	12,6	26,43	0,79141±16	0,71285					
Б 312		209	87,3	13,7	17,58	0,76661±15	0,71436					
Б 314		209	91,9	15,4	17,35	0,76472±13	0,71315					
Б 318/1		209	100,2	19,4	15,03	0,75826±12	0,71359					
Б 318		209	125,8	18,3	20,02	0,77227±15	0,71277					
Б 276		209	184,2	5,9	92,32	0,99755±18	0,72316					
Б 279		209	245,9	17,6	40,92	0,83633±18	0,71471					
Б 163/3		209	112,9	181,8	1,797	0,710645±20	0,70530	27,5	1,52	0,10967	0,512460±7	-1,2
А 254/2		209	270,9	49,2	16,03	0,761427±19	0,71378	2,95	18,1	0,09867	0,512289±6	-4,2
<i>Дайки базальтов (Ярмолюк и др., 2001)</i>												
Б163/11		209	32,4	844,8	0,1108	0,704688±18	0,70436	7,21	34,2	0,12745	0,512671±8	2,5
В 336/1		209	24,1	916	0,0762	0,704889±17	0,70466	6,8	32,5	0,12648	0,512634±8	1,8

Продолжение таблицы 4.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Цаган-Хуртейская ассоциация												
<i>Саранский участок</i>												
ЦХ 1/1	трахибазальт	209,3	17,7	793	0,0646	0,704928±13	0,70474	7,79	39,3	0,11983	0,512573±8	0,8
ЦХ 1/2	трахианд.баз.	209,3	48	500	0,24916	0,70514±30	0,70440					
ЦХ 1/5	трахибазальт	209,3	16	974	0,04817	0,70413±44	0,70399					
ЦХ 1/6	-/-	209,3	12,7	988	0,0372	0,704553±15	0,70444	6,09	30,9	0,11921	0,512632±7	2
ЦХ 1/7	-/-	209,3	10	1188	0,0245	0,70452±12	0,70445	7,22	37,4	0,11078	0,512646±7	2,3
ЦХ 1/8	комендит	209,3	162	12,2	38,87	0,82044±23	0,70474	12,1	66,7	0,1099	0,512625±7	2,1
ЦХ 1/9	-/-	209,3	150	18	23,6892	0,78654±21	0,71603					
ЦХ1/11	трахириолит	209,3	252	30	24,732	0,78158±27	0,70797					
ЦХ1/14	-/-	209,3	114	20	16,3687	0,75666±51	0,70794					
ЦХ1/19	трахит	209,3	107	330,2	0,935	0,707194±13	0,70441	7,99	42,9	0,11276	0,512616±6	1,8
<i>Вулканыты цагахуртейской ассоциации по (Ярмолюк и др., 2001)</i>												
Б 440	пантеллерит	209,3	207,1	21,03	28,72	0,79006±14	0,70458	11,43	61,28	0,1128	0,512651±4	2,5
Б 456	-/-	209,3	243,7	30,99	22,89	0,77234±10	0,70421					
Б 461-1	-/-	209,3	144,7	16,67	25,30	0,77940±15	0,70410					
Б 444	комендит	209,3	131,8	18,49	20,73	0,76314±10	0,70144	18,74	100,5	0,1127	0,512657±4	2,6
Б 445-1	-/-	209,3	172,3	57,49	8,69	0,73192±8	0,70605					
Б 462	-/-	209,3	162,9	7,63	62,96	0,90229±18	0,71489					
Б 461	-/-	209,3	129,3	22,47	16,73	0,75675±16	0,70695					
Б 446/1	трахибазальт	209,3	10,54	1144,6	0,03	0,70435±9	0,70427	8,08	41,09	0,1189	0,512675±4	2,8
Б 463-3	-/-	209,3	37,94	1400,7	0,08	0,70470±8	0,70447					
<i>Зуннеметейский участок</i>												
ЦХ 7/2	комендит	211,5	135,2	23,7	16,594	0,75486±3	0,70495					
ЦХ 7/3	трахириолит	211,5	181,6	30,2	17,520	0,76110±23	0,70840					
ЦХ 7/5	трахибазальт	211,5	76,3	979	0,225	0,70552±21	0,70484	7,42	42,3	0,1056	0,512513±4	0
ЦХ 7/6	трахириолит	211,5	170,2	227,3	21,673	0,71179±21	0,64660					
ЦХ 7/8	трахибазальт							13,6	81	0,10108	0,512596±4	1,8
ЦХ 7/9	пантеллерит	211,5	155	36,8	12,250	0,74289±22	0,70604	9,39	48,4	0,11679	0,512640±6	2,2
ЦХ7/10	трахианд.баз.	211,5	69,6	591	0,341	0,70649±21	0,70546	4,63	23,3	0,11962	0,512573±6	0,8
ЦХ7/11	пантеллерит	211,5	85,7	56,4	4,399	0,72100±22	0,70777	9,03	54,6	0,09956	0,512562±8	1,2
<i>Ермаковское бериллиевое месторождение (Лыхин и др., 2001)</i>												
398	Синрудные граниты и сиениты	224	255	104	7,09	0,72821	0,70562					
2-95		224	259	87	8,59	0,73279	0,70542					
3-95		224	182	17	30,50	0,80076	0,70359	3,394	22,897	0,08957	0,512527	0,90
311		224	206	33	17,97	0,76299	0,70574					
313		224	427	136	9,08	0,73432	0,70539					
483		224	313	61	14,90	0,75346	0,70599	13,928	71,731	0,11733	0,512571	0,96
805	базитов. дайка	224	92,88	679,22	0,40	0,70716	0,70590	5,2	26,54	0,1184	0,512468	-1,08
1-95	лейкограниты из массива Шток	224	311	28	32,60	0,81020	0,70634					
300		224	303	150	5,85	0,72513	0,70649					
479		224	342	34	29,50	0,79988	0,70590					
400		224	324	44	21,80	0,77560	0,70615	4,31	29,72	0,08796	0,51245	-0,56
<i>Оротское бериллиевое месторождение (Лыхин и др., 2004)</i>												
Оро-2	трахидацит	236,4	145,5	43,31	9,75	0,73758±7	0,70481					
Оро-3	трахидацит	236,4	139,2	41,72	9,68	0,73761±7	0,70504					
Оро-4	риодацит	236,4	222,2	23,31	27,83	0,79882±8	0,70523					
Оро-8	риолит	236,4	220,5	28,72	22,37	0,78029±7	0,70506					
Оро-22	риодацит	236,4	236,3	26,54	25,98	0,79184±7	0,70449					

Продолжение таблицы 4.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Оро-1	лейкогранит	223	233,6	12,47	55,12	0,88286±7	0,70793	8,15	40,5	0,1217	0,51265±4	2,35
Оро-9	лейкогранит	223	288,8	29,98	28,12	0,79856±7	0,70932	17,7	99,5	0,1072	0,51263±6	2,37
Оро-10	щел. гранит	223	269,4	33,81	23,22	0,78214±7	0,70844					
Оро-35	щел. гранит	223	211,1	13,26	46,72	0,85756±7	0,70928					
Северо-Монгольский сегмент												
<i>Бат-Ценгельская впадина</i>												
БЦ-7/3	трахибазальт	220	63,8	1187	0,1554	0,705498±15	0,70501	11,40	69,60	0,09861	0,512463±7	-0,7
БЦ-7/6	трахибазальт	220	70,9	1113	0,1843	0,705842±15	0,70527	15,10	90,20	0,1013	0,512366±5	-2,6
БЦ-7/7	трахианд.баз.	220	68,0	945	0,2082	0,705728±14	0,70508	8,53	50,40	0,1024	0,512403±7	-1,9
4155/10	трахианд.баз.	220	68,3	1350	0,1585	0,705453±17	0,70496	9,63	62,9	0,09252	0,512487±8	0
<i>Верхне-Хануйская впадина</i>												
4152/1	трахианд.баз.	190	59,40	1700,0	0,1014	0,705282±16	0,70501	9,00	58,50	0,09307	0,51251±6	0
4152/7	трахианд.баз.	190	93,20	983,0	0,2743	0,705607±15	0,70487	10,50	68,50	0,09296	0,512497±8	-0,2
4152/8	трахианд.баз.	190	62,80	1180,0	0,1536	0,705490±18	0,70508	10,00	64,70	0,09380	0,512485±8	-0,5
4150/4	трахианд.баз.	220	74,2	1320	0,1632	0,705318±17	0,70481	9,35	62,9	0,08978	0,512466±7	-0,4
4150/3	трахианд.баз.	220	61	1630	0,1084	0,705286±15	0,70495	9,97	64,9	0,09384	0,512490±8	0
4150/5	трахианд.баз.	220	97,3	992	0,2838	0,705605±15	0,70472	9,94	65,1	0,0922	0,512479±8	-0,2

Примечание:* - калиевая и ** - фемическая фракции пород. Погрешности $\pm 2s$ относятся к последним значащим цифрам величин измеренных изотопных отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Выделенным шрифтом отмечены пробы, использованные для построения изохрон

этому, мы полагаем, что базальты, параметры которых отвечают правому нижнему квадранту диаграммы, формировались из обогащенных мантийных источников, характеризующихся в первую очередь повышенными содержаниями радиогенного стронция, то есть источников, возникших при участии обогащенной мантии типа EMII. В целом же, в соответствии с графиком диапазон составов базальтов магматической области определялся взаимодействием двух мантийных источников: EMII и MORB.

Среди ассоциирующихся с базальтами щелочно-калиевых пород (комендитов и щелочных гранитоидов) распространены такие, которые характеризуются геохимическими и изотопно-геохимическими связями с базальтами, что позволяет рассматривать их как результат фракционирования единой исходной магмы [9]. Черты родства этих резко различных в петрохимическом отношении пород можно увидеть на графике ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)₀ - ϵNd (рис.5-а), на котором рядом расположенные точки составов базальтов и щелочно-калиевых пород указывают на тождество их изотопных (Sr, Nd) источников. Однако наряду с такими породами в составе ассоциаций обычно участвуют щелочные гранитоиды и комендиты, имеющие иные изотопные характеристики. Диапазоны разброса их изотопных составов в отдельных конкретных вулканно-плутонических ассоциациях изображены на графике пунктирными линиями. На примере бимодальных ассоциаций Западного-Забайкалья нами было показано [29], что такого типа вариации описываются в рамках модели AFC [33] и связаны с коровой контаминацией продуктов дифференциации базальтовых расплавов. Эти два параллельно протекавших процесса – дифференциации и контаминации, в конечном итоге определили изотопную и геохимическую специфику щелочно-гранитоидных расплавов. Коровые компоненты этих магм оценены нами по характеристикам изотопных составов щелочных гранитов, наиболее контрастных с изотопными составами ассоциирующихся с ними базальтов. Параметры соответствующих гранитов вполне согласуются с изотопными характеристиками вмещающих блоков коры. Так, СМЗЗ рифтовая зона частично накладывается на краевую часть рифейского Баргузинского микроконтинента, и поэтому в образовании щелочно-калиевых пород могли участвовать коровые источники с характеристиками $\epsilon\text{Nd} \sim -4$ и $T_{\text{Nd}}(\text{DM-2st}) \sim 1300$ Ma, типичными для рифейской изотопной коровой провинции [26].

Таблица 5.

Изотопный состав свинца в породах раннемезозойских магматических ассоциаций Западно-Забайкальского сегмента Северо-Монгольской-Западно-Забайкальской рифтовой зоны

№ пробы	порода	U	Pb	Th	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	Err	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	Err	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	Err
Харитоновская ассоциация										
<i>Усть-Сухаринский и Улантуйский участки</i>										
ТГ-1/1	пантеллерит	3,1	36,1	12,26	17,771	0,002	15,404	0,0019	37,715	0,05
ТГ-1/2	-/-	2,7	25,2	17,86	17,943	0,007	15,469	0,008	38,123	0,027
ТГ-1/3	трахириодацит	3,4	39,5	18,21	18,069	0,004	15,489	0,0051	37,984	0,018
ТГ-1/4	пантеллерит	2,2	37,1	12,06	17,833	0,005	15,447	0,0054	37,842	0,02
ТГ-1/5	-/-	4,8	49,9	33,5	17,810	0,019	15,420	0,0017	37,843	0,0041
ТГ-1/7	-/-	4,9	49,4	35	17,821	0,003	15,445	0,0034	37,931	0,0117
ТГ16/2	тешенит	0,3	5,77	1,41	17,822	0,0033	15,450	0,0042	37,709	0,014
Цаган-Хуртейская ассоциация										
<i>Саранский участок</i>										
Цх 1/1	трахибазальт	0,8	7,04	2,57	18,195	0,0045	15,499	0,005	37,988	0,015
Цх 1/2	трахианд.баз	2,2	16	6,66	18,164	0,005	15,496	0,006	37,976	0,025
Цх 1/6	трахибазальт	0,4	6,81	2,01	18,098		15,484		37,920	
Цх 1/7	-/-	0,6	7,11	2,07	17,836	0,0064	15,452	0,0073	37,948	0,0254
Цх 1/8	комендит	1,3	26,8	9,69	18,122	0,0016	15,489	0,0018	38,045	0,0055
Цх 1/14	трахириолит	2,3	21,8	8,89	18,283	0,006	15,515	0,0067	38,175	0,022
Цх 1/19	трахит	2,2	15,5	7,63	18,364	0,0021	15,452	0,002	38,235	0,0066
<i>Зуннеметейский участок</i>										
Цх 7/2	комендит	1,5	12	8,51	18,334	0,0016	15,505	0,0014	38,234	0,0034
Цх 7/5	трахибазальт	0,7	8,9	3,36	18,134	0,0016	15,501	0,0014	37,988	0,0034
Цх 7/6	трахириолит	2,1	32,4	19,6	18,231	0,0018	15,513	0,0016	38,218	0,0038
Цх 7/8	трахибазальт	1,6	15,6	7,94	18,291	0,0026	15,525	0,0022	38,166	0,0054
Цх 7/9	пантеллерит	2,2	16,6	7,03	18,343	0,0092	15,531	0,0073	38,174	0,0019
Цх 7/10	трахианд.баз	3,5	26,5	17,6	18,317	0,0011	15,526	0,0009	38,266	0,0023
Цх 7/11	пантеллерит	0,9	15,4	6,84	18,239	0,0009	15,512	0,0008	38,094	0,0021

Некоторые разновидности комендитов имеют близкий к трахибазальтам изотопный состав Nd, при пониженных значениях изотопного состава Sr ($<0,703$). Для них предполагается, что источником расплавов служила кора с низким Rb/Sr отношением, которую, по-видимому, можно сопоставить с достаточно молодой каледонской корой, также участвующей в разрезе коровых образований региона [26] и характеризующейся в триасе величиной ϵ_{Nd} , варьирующей от +2 до +4 [7].

Изотопный состав Sr пород, возникших при участии корового компонента, обычно характеризуется широким разбросом значений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Участие корового источника с высоким отношением ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ ($>0,7075$) в формировании трахириолитов, комендитов и щелочных гранитов зафиксировано составами, с более высоким, чем в базальтах изотопным отношением. В качестве такого источника можно рассматривать породы региональной позднериффейской континентальной коры, характеризующиеся повышенными значениями величины Rb/Sr ($>0,5$), что могло привести к изменению их изотопного состава до необходимой величины к моменту плавления (примерно за 400 -500 млн. лет). В то же время, необходимо учитывать, что для рассматриваемых нами щелочно-

салических пород типичны высокие отношения Rb/Sr и, следовательно, их обогащение радиогенным ^{87}Sr могло происходить еще на магматической стадии, особенно для гранитоидов [8]. Поэтому,

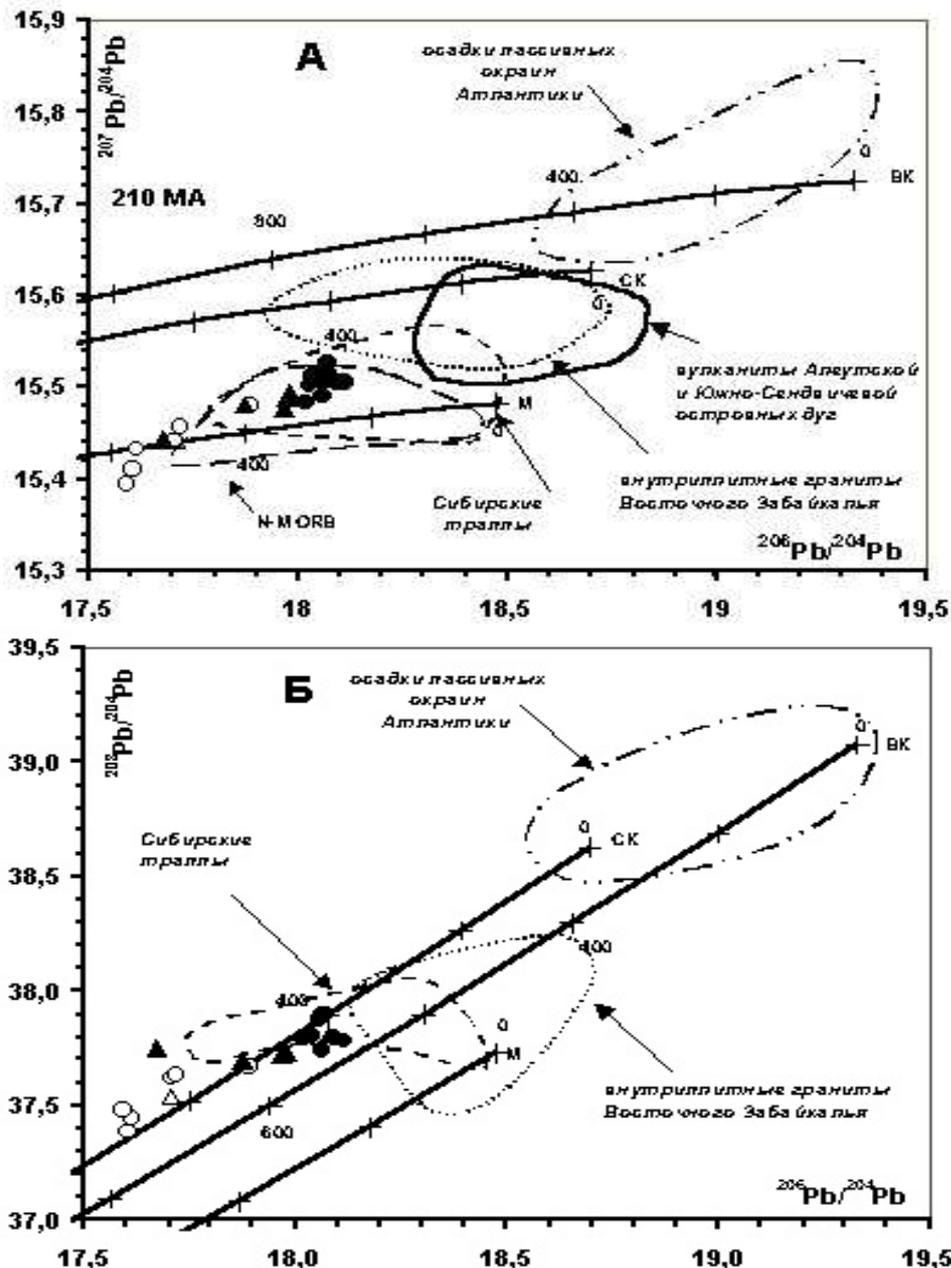


Рис.6 А) Диаграмма $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и Б) Диаграмма $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ для раннемезозойских вулканических пород Западно-Забайкальского сектора Северо-Монгольской – Западно-Забайкальской рифтовой зоны.

1 - 2 – породы Харитоновской ассоциации (Устьсухаринский и Улантуйский участки): 1 – трахибазальты, 2 – кислые вулканыты, 3 - 4 – породы Цаганхуртейской ассоциации (Саранский и Зуннеметейский участки): 3 – трахибазальты; 3 – кислые вулканыты. Линиями показаны модельные кривые эволюции Pb мантии (М), верхней коры (VK), средней коры (СК). Цифры на линиях – время в млн.лет. Эталонные поля составов пород, пересчитанные на возраст 210 млн. лет: внутриплитные граниты Восточного Забайкалья [20], вулканыты Алеутской и Южно-Сендвичевой островных дуг [32], Сибирские траппы [43], осадки пассивных окраин Атлантики [42], N-MORB, [32], MORB из Восточно-Тихоокеанского поднятия [41, 36], базальты плато Кергелен [40, 37, 34].

изотопный состав таких пород далеко не всегда может служить оценкой изотопного состава коры.

Изотопный состав Pb исследовался для серии образцов пород основного состава и кислых вулканитов Харитоновской и Цаган-Хуртейской ассоциаций. Измеренные отношения Pb^{206}/Pb^{204} варьируют от 17.771 до 18.343, Pb^{207}/Pb^{204} от 15.404 до 15.531, Pb^{208}/Pb^{204} от 37.709 до 38.266. Эти отношения были пересчитаны на возраст 210 млн. лет и вынесены на графики $^{207}Pb / ^{204}Pb - ^{206}Pb / ^{204}Pb$ и $^{208}Pb / ^{204}Pb - ^{206}Pb / ^{204}Pb$ (рис.6). По изотопному составу свинца породы основного и ассоциирующихся с ними салического состава близки между собой, что является доказательством формирования их из одного магматического источника и образования трахириолитов-комендитов пород путем кристаллизационной дифференциации. Фигуративные точки изотопных составов Pb в исследуемых основных и кислых вулканитах Западно-Забайкальского сектора образуют общий эволюционный тренд, тяготеющий к линии эволюции ураногенных свинцов в мантии (рис.6-а) и к линии эволюции торогенных свинцов в валовом составе континентальной коры (рис.6-б). Общее направление тренда несколько дискордантно по отношению к обоим эволюционным кривым, а поля фигуративных точек изотопных составов Pb пород западного (Харитоновская ассоциация) и восточного (Цаган-Хуртейская ассоциация) имеют разное положение на графике. Наиболее истощенными изотопными составами обладают свинцы пород Харитоновской ассоциации, что свидетельствует о несомненном участии в их генезисе истощенного мантийного резервуара и (или) деплетированного нижнекорового субстрата.

Более радиогенными изотопными составами обладают базальты и кислые вулканиты Цаган-Хуртейской ассоциации, что указывает на обогащение радиогенным свинцом их источников магматизма. Отметим, что эти различия подтверждают выявленные выше различия в типах породных ассоциаций, трендах эволюции петрогенных и редких литофильных элементов и в изотопном составе Sr и Nd. Также на этих графиках показаны скорректированные на возраст 210 млн. лет поля изотопных составов Pb для океанических базальтов плато Кергелен, базальтов срединно-океанических хребтов в целом и, в частности базальтов из Восточно-Тихоокеанского поднятия, характеризующих источник типа MORB, а также Сибирских траппов. В то же время, эти составы отличаются от состава пород, характеризующих участие коровых источников, например, островодужных базальтов (Алеутской и Южно-Сендвичевой островных дуг), гранитов Восточного Забайкалья и осадков пассивных окраин Атлантики. Поле составов вулканитов Цаган-Хуртейской ассоциации практически совпадает с полем модельных составов Сибирских траппов, представительно характеризующих внутриплитный (плюмовый) мантийный источник и, кроме того, с полем составов базальтов срединно-океанических хребтов (MORB). На графике $^{208}Pb / ^{204}Pb - ^{206}Pb / ^{204}Pb$ точки составов вулканитов Харитоновской ассоциации полностью попадают в поле составов базальтов плато Кергелен. Наблюдаемый тренд изменения изотопного состава Pb для раннемезозойских вулканитов Западно-Забайкальского сектора может быть интерпретирован как линия смещения между веществом деплетированного мантийного источника, плюмового источника и, возможно, корового источника, представленного вулканогенно-осадочным (граувакковым) материалом островодужных призм и турбидитами пассивных континентальных окраин.

Завершая изотопно-геохимическую характеристику раннемезозойских магматических ассоциаций, отметим, что их формирование происходило как при участии мантийных, так и коровых источников расплавов. При участии мантийных источников типа MORB и OIB реализовались процессы кристаллизационной дифференциации. В западном и восточном участкам магматической области эти процессы обладали разной направленностью, что отразилось на типах магматических ассоциаций и составе конечных продуктов дифференциации.

Геодинамические реконструкции

СМЗЗ рифтовая зона возникла в результате образования Монголо-Забайкальского раннемезозойского зонального магматического ареала и поэтому обсуждение условий ее формирования невозможно рассматривать вне связи с геодинамикой образования самого зонального ареала. Структуру последнего определяет Хентей-Даурский гранитоидный батолит, расположенный в ядре ареала и развитые по его периферии зоны проявления бимодального и щелочного магматизма [30, 10], в том числе СМЗЗ рифтовая зона. Ареал возник в интервале между 230 – 195 млн. лет и как показали результаты геохронологических корреляций при полной синхронности разных по своей природе магматических процессов в центральных и периферических участках ареала. Необычный характер магматизма области был обусловлен специфическим геодинамическим режимом, заключавшимся в синхронном проявлении зонально распределенных условий растяжения (периферическая система рифтовых зон) вокруг центральной области сжатия (сводового поднятия и батолитового ядра). Как было показано [30], причина возникновения подобной контрастной тектонической обстановки определялась разноглубинным – литосферным и подлитосферным размещением источников соответствующих усилий. Так, внутрилитосферная обстановка сжатия, сопровождавшаяся батолитообразованием, была вызвана закрытием Джаргалантуинского прогиба, занимающего осевую позицию в строении ареала, и тектоническим столкновением его бортов. Судя по наличию ранне-среднетриасовых морских отложений в прогибе, а также наличию в его пределах плагиогранитов с возрастом 207 млн. лет, коллизионные процессы произошли практически в то же время, что и образование батолита. Результатом воздействия подлитосферного источника растяжения стало образование рифтовых зон, сопровождавшихся мантийным базальтовым и бимодальным, в том числе щелочно-гранитным, магматизмом. Рифтовые зоны обрамляют батолитовое ядро ареала и характеризуются достаточно однородным изотопно-геохимическим составом основных пород мантийного генезиса [10]. Этот факт позволяет полагать, что магматический ареал, занимающий территорию около 1500x800 км, отвечал проекции крупного подлитосферного источника магматических расплавов или мантийного плюма. В целом же геодинамическую обстановку формирования зонального ареала можно связать с воздействием плюма на участок литосферы, находящийся в условиях коллизионного сжатия. Непосредственно в зоне столкновения мантийные магмы не могли выйти на поверхность и оказывали тепловое воздействие на кору, вызывая ее анатектическое плавление и образование батолита. За пределами зоны столкновения в периферических участках ареала мантийные расплавы достигали поверхности, формируя ассоциации с преобладанием пород мантийного генезиса.

В строении магматического ареала положение СМЗЗ рифтовой зоны контролируется системой крупных расколов, отвечающих сутурной границе Баргузинского микроконтинента. Можно предположить, что эта система расколов, являясь литосферной границей, трассировала ослабленные зоны также в основании литосферы. В эпохи появления мантийных плюмов под литосферой Центральной Азии такие зоны превращались в своеобразные астеносферные ловушки, в пределах которых астеносфера наиболее активно воздействовала на литосферу и, таким образом, способствовали проявлению рифтогенеза вдоль сутурных границ [24]. Так, по-видимому, произошло и в раннем мезозое, когда астеносфера мантийного плюма в поисках выхода на земную поверхность переместилась в астеносферную ловушку сутурной границы и вызвала вдоль этой границы процессы рифтогенеза.

Появление мантийного плюма в основании рассматриваемой территории в раннем мезозое следует рассматривать в общем контексте геологической истории региона. Здесь напомним, что внутриплитная активность в позднем палеозое и раннем мезозое Центральной Азии привела к формированию гигантской рифтовой системы, охватившей территории Северо-Западного Китая, Монголии и Забайкалья [8, 28]. Ее образование связывается с мантийным плюмом, перекрытым южным краем позднепалеозойского Североазиатского континента. В ходе этого перекрытия зона внутриплитной активности последовательно на протяжении позднего карбона и перми перемещалась вглубь континента, и в поздней перми процессы рифтогенеза охватили территорию Центральной Монголии [25]. В результате здесь сформировался зонально-симметричный магматический ареал подобный раннемезозойскому, в центральной части которого располагался Хангайский батолит, а по его южному и северному обрамлению соответственно Гоби-Алтайская и Северо-Монгольская рифтовые зоны с щелочногранитоидным и бимодальным магматизмом. Особо отметим, что Северо-Монгольская зона возникла в пределах той же Северо-Монгольской – Забайкальской системы сутурных разломов, что и СМЗЗ рифтовая зона, что, как представляется, подчеркивает особую роль этой системы сутурных границ в размещении астеносферных ловушек. В раннем мезозое в связи с изменением направления вращения литосферной плиты над мантийным плюмом оказались более восточные (в современных координатах) ее участки, отвечающие территориям Западного и Восточного Забайкалья и Северо-Восточной Монголии [28], где и произошло образование Монголо-Забайкальской области и, в частности, СМЗЗ рифтовой области.

Заключение

Северо-Монгольская – Западно-Забайкальская рифтовая зона является одной из крупнейших в строении позднепалеозойской – раннемезозойской рифтовой системы Центральной Азии. Ее протяженность превышает 1200 км при ширине до 250 км. Рифтовая зона сформировалась в интервале между 233 и 188 млн. лет в виде системы впадин и грабенных, развитие которых сопровождалось вулканическими излияниями бимодальной и щелочной специфики и интрузиями щелочных гранитов. В строении рифтовой зоны выделяются два крупных сегмента – западный и восточный. В строении западного сегмента преобладают вулканические ассоциации, сложенные существенно породами основного состава. В восточном сегменте преобладают бимодальные базальт-комендит-пантеллеритовые вулканические ассоциации при доминировании в их составе щелочно-салических пород, но, кроме того, широким развитием пользуются щелочные гранитоиды.

Магматические породы рифтовой зоны принадлежат субщелочной и щелочной петрохимическим сериям. Составы пород магматических ассоциаций на графиках согласуются с трендами вариации составов, моделируемыми условиями фракционной кристаллизации базальтовых расплавов повышенной щелочности. Исходные базальтовые расплавы характеризуются обогащением многими несовместимыми элементами. По уровню их содержания породы сближаются с составом базальтов ОИВ-типа. Различия заключаются в более низком содержании Та, Nb и Ti и в более высоких Ва, Sr и Pb. Но эти отличия, типичны для всех позднепалеозойских – раннемезозойских внутриплитных базитов Северной Азии и, вероятно обусловлены составом мантийных источников, контролировавших внутриплитную активность в регионе в это время.

Для изотопного состава основных пород характерны вариации величин $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ и ϵNd , укладывающиеся в нижнюю часть поля мантийной корреляции (mantle array), отвечающую обогащенным мантийным источникам. В соответствии с общим диапазоном вариаций состава, предполагается, что образование расплавов было связано со

взаимодействием двух мантийных источников – обогащенного типа ЕМШ и деплетированного источника типа MORB. Для значительной доли щелочно-салических пород рифтовой зоны отмечаются вариации состава, согласующиеся с моделью AFC. Они, прежде всего, выражены обогащением пород радиогенным стронцием.

Изотопный состав свинца разных по составу пород рифтовой зоны как основных, так и щелочно-салических достаточно однороден и свидетельствует об однотипности их источников. По своим характеристикам этот состав близок к составу пород океанических плато и срединно-океанических хребтов, а также Сибирских траппов и в целом отличается от состава пород возникших в обстановках широкого участия корового материала в образовании магм, в том числе в обстановках островных дуг. Наблюдаемый тренд изменения изотопного состава Pb пород рифтовой зоны может быть интерпретирован как результат смешения между веществом деплетированного и плюмового мантийного источника, что хорошо согласуется с данными по изотопии Sr и Nd.

Формирование рифтовой зоны было связано с образованием Монголо-Забайкальского зонального магматического ареала, возникшего в результате воздействия мантийного плюма на тот участок литосферы Северной Азии, который находился в состоянии коллизионного сжатия. В зоне коллизионного шва под влиянием мантийного плюма протекали процессы рифтогенеза с образованием крупного батолита, а по обрамлению последнего возникли зоны растяжения с рифтогенным магматизмом. Важную роль в локализации рифтогенных процессов сыграли астеносферные ловушки в основании литосферы под границами сутурного типа. С подобной границей, представленной Северо-Монгольской – Забайкальской системой сутурных разломов, в участке ее пересечения с головкой мантийного плюма оказалось связано образование СМЗЗ рифтовой зоны.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, гранты: 03-05-64579, 04-05-64279, 05-05-64332, а также интеграционного проекта РАН 6.5.3.

Литература

1. **Афонин В.П., Гуничева Т.Н., Пискунова Л.Ф.** Рентгено-флуоресцентный анализ. Новосибирск: Наука. 1984. 328 с.
2. **Воронцов А.А., Ярмолюк В.В.** Северо-Монгольская-Забайкальская полихронная рифтовая система (этапы формирования, магматизм, источники расплавов, геодинамика) // Литосфера. 2004. № 3. С. 17-32.
3. **Воронцов А.А., Ярмолюк В.В., Байкин Д.Н.** Строение и состав раннемезозойской вулканической серии Цаган-Хуртейского грабена (Западное Забайкалье): геологические, геохимические и изотопные данные Геохимия. 2004. № 11. С. 1186-1202.
4. **Журавлёв Д. З., Чернышев И. В., Агапова А. А., Сердюк Н. И.** Прецизионный изотопный анализ неодима в горных породах Изв. АН СССР. Сер. геол. 1983. № 12. С. 23-40.
5. **Занвилевич А. Н., Литвиновский Б. А., Беа Ф.** Процессы дифференциации при формировании субщелочной и щелочной сиенит-гранитных серий (Харитоновский массив, Забайкалье) // Геохимия. 1994. № 8-9. С. 1180-1199.
6. Карта геологических формаций Монгольской Народной Республики. Масштаб 1:1 500 000. Главное управление геодезии и картографии. Москва. 1989.
7. **Коваленко В. И., Ярмолюк В. В., Ковач В. П. и др.** Источники фанерозойских гранитоидов Центральной Азии: Sm-Nd изотопные данные // Геохимия. 1996. № 8. С. 699-713.
8. **Коваленко В.И., Костицын Ю.А., Ярмолюк В., и др.** Источники магм и изотопная (Sr и Nd) эволюция редкометальных Li-F гранитоидов // Петрология. 1999. Т. 7. № 4. С. 401-429.
9. **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. Т. 377. № 5. С. 672-676.

10. **Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Сальникова Е.Б. и др.** Источники магматических пород и происхождение раннемезозойского тектоно-магматического ареала Монголо-Забайкальской магматической области (геологическая характеристика и изотопная геохронология) // Петрология. 2003. № 2. С. 164-178.
11. **Коваль П.В.** Региональный геохимический анализ гранитоидов. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГТМ. 1998. – 492 с.
12. **Кузьмин Д. В., Чупин В. П., Литвиновский Б. А.** Температуры и составы магм трахибазальт-комендитовой ассоциации хребта Цаган-Хуртей, Западное Забайкалье (по включениям в минералах) // Геология и геофизика. 1999. Т. 40. № 1. С. 62-72.
13. **Литвиновский Б.А., Посохов В.Ф., Занвилевич А.Н.** Необычные рубидий-стронциевые данные о возрасте двух эталонных щелочно-гранитоидных массивов Забайкалья // Геология и геофизика. 1995. Т. 36. № 12. С. 65-72.
14. **Литвиновский Б.А., Ярмолюк В.В., Воронцов А.А., Журавлев Д.З., Посохов В.Ф., Сандмирова Г.П., Кузьмин Д.В.** Позднетриасовый этап формирования Монголо-Забайкальской щелочно-гранитоидной провинции: данные изотопно-геохимических исследований // Геология и Геофизика. 2001 Т. 42. № 3. С. 445-456.
15. **Лыхин Д.А., Коваленко В.И., Ярмолюк В.В.** Rb-Sr возраст и источники магм раннемезозойской бериллиевой провинции Центральной Азии (на примере Оротского месторождения) // Докл. РАН. 2002. Т. 385. № 4. С. 529-532.
16. **Лыхин Д.А., Костицын Ю.А., Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Ковач В.П., Рипп Г.С.** Рудоносный магматизм Ермаковского бериллиевого месторождения в Западном Забайкалье: возраст, источники магм и соотношение с оруденением // Геология рудных месторождений. 2001. № 1. С. 52-70.
17. Мезозойская и кайнозойская тектоника и магматизм Монголии. М: Наука. 1975. 305 с.
18. **Моссаковский А.А., Салтыковский А.Я., Томуртоого О.** Триасовые вулканогенные и молассовые образования Орхонской впадины Центральной Монголии. В кн.: Ассоциации вулканогенных пород Монгольской Народной Республики, их состав и стратиграфическое положение. Москва: Наука. 1973. С. 94-106.
19. **Ступак Ф.М.** Новые данные по геологии, возрасту и тектонике раннемезозойских вулканических формаций Северного Забайкалья // Докл. РАН. 1999. Т. 369. № 4. С. 503-506.
20. **Татарников С.А., Владимирова Т.А., Житова Н.Н.** Вкрапленники калишпатов как индикаторы источника вещества позднеюрских внутриплитных гранитов Восточного Забайкалья. Изотопная геохронология и решение проблем геодинамики и рудогенеза. СПб. 2003. С. 496-498.
21. **Тэйлор С. Р., Мак-Леннан С. М.** Континентальная кора: ее состав и эволюция. М.: Мир. 1988. 379 с.
22. **Фор Г.** Основы изотопной геологии: Пер. с англ. Москва: Мир. 1989. 590 с.
23. **Шергина Ю.П., Мурина Г.М., Козубова Л.А., Лебедева П.Б.** Возраст и некоторые генетические особенности пород куналейского комплекса в Западном Забайкалье по данным Rb-Sr метода // Доклады АН СССР. 1979. Т. 246. № 5. С. 1199-1202.
24. **Ярмолюк В.В., Коваленко В.И.** Особенности структурной позиции континентальных рифтогенных структур Монголии // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1986. № 9. С. 3-16.
25. **Ярмолюк В.В., Коваленко В.И.** Рифтогенный магматизм активных континентальных окраин и рудоносность. Москва: Наука. 1991. 263 с.
26. **Ярмолюк В. В., Коваленко В. И., Ковач В. П., Будников С. В., Козаков И. К., Котов А. Б., Сальникова Е. Б.** Nd-изотопная систематика коровых магматических протолитов Западного Забайкалья и проблема рифейского корообразования в Центральной Азии // Геотектоника. 1999б. № 4. С. 3-20.
27. **Ярмолюк В. В., Воронцов А. А., Иванов В. Г., Коваленко В. И., Байкин Д. Н., Сандмирова Г. П.** Эпохи бимодального и щелочногранитного магматизма в Западном Забайкалье: геохронологические данные по району Тугнуйской впадины // Докл. РАН. 2000а. Т. 373. № 1. С. 78-83.
28. **Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Кузьмин М.И.** Северо-Азиатский суперплюм в фанерозое: магматизм и глубинная геодинамика // Геотектоника. 2000б. №5. С. 3– 29.

29. **Ярмолюк В.В., Литвиновский Б.А., Коваленко В.И., Бор-мин Джань, Занвилевич А.Н., Воронцов А.А., Журавлев Д.З., Посохов В.Ф., Кузьмин Д.В., Сандиминова Г.П.** Этапы формирования и источники щелочно-гранитоидного магматизма Северо-Монгольского – Забайкальского рифтового пояса в перми и триасе // *Петрология*. 2001. Т. 9. № 4. С. 351-380.
30. **Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Сальникова Е.Б., Будников С.В., Ковач В.П., Котов А.Б., Пономарчук В.А.** Тектономагматическая зональность, источники магматических пород и геодинамика раннемезозойской Монголо-Забайкальской магматической области // *Геотектоника*. 2002. № 4. С. 42-63.
31. **Cohen R.S., O’Nions R.K.** Identification of recycled continental materil in the mantle from Sr, Nd and Pb isotope investigations // *Earth and Planetary Science Letter*. 1982a. V. 61. pp. 73-84.
32. **Cohen R.S., O’Nions R.K.** The lead, Neodymium and Strontium Isotopic Structure of Ocean Ridge Basalts // *Journal of Petrology*. 1982b. V. 23. part 3. pp. 299-324.
33. **DePaolo D.J.** Neodymium isotope geochemistry: an introduction // New York: Springer Verlag. 1988. 187 p.
34. **Lassiter J.C., DePaolo D.J., Mahoney J.J.** Geochemistry of the Wrangellia Flood basalt province: implications for the role of continental and oceanic lithosphere in flood basalt genesis // *Journal of Petrology*. 1995. V. 36. № 4. pp. 983-1009.
35. **Le Bas M.J., Le Maitre R. W., Streckeisen A. & Zanettin B.** Chemical Classification of Volcanic Rocks Based on the Total Alkali-Silica Diagram // *Journal of Petrology*. 1986. V. 27. pp. 745-750.
36. **Prinzhofer A., Lewin E., Allegre C.J.** Stochastic melting of the marble cake mantle: evidence from local study of the East Pacific Rise at 12°50’N // *Earth and Planetary science Letters*. 1989. V. 92. pp. 189-206.
37. **Salters V.M., Storey J., Sevigny J.H., Whirechurch H.** Trace element and isotopic characteristics of the Kerguelen-Hearde Plateau basalts. Proceedings, Ocean Drilling Program, Scientific Results, 120. College Station, TX: Ocean Drilling Program. 1992. pp. 55-62.
38. **Shan Gao, Ting-Chuan Luo, Ben-Ren Zhang, Hong-Fei Zhang, Yin-wen Han, Zi-Dan Zhao, and Yi-Ken Hu.** Chemical composition of the continental crust as revealed by studies in East China // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1998. V. 62. № 11. pp. 1959-1975.
39. **Sun S., McDonough W.F.** Chemical and isotopic systematics of oceanic basalt: implications for mantle composition and processes // Saunders A.D., Narry M.J. (eds) *Magmatism in the Ocean Basins*. Geological Society Special Publication. 1989. № 42. pp. 313-345.
40. **Weis D., Bassias Y., Gautier I., Mennessier J.P.** Dupal anomaly in existence 115 Ma ago: evidence from isotopic study of the Kerguelen Plateau (South Indian Ocean) // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1989. V. 53. pp. 2125-2131.
41. **White, W. M.** $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ in MORB and open system evolution of the depleted mantle // *Earth and Planetary Science Letters*. 1993. V. 115. pp. 211-226.
42. **William M., Dupre B., Vidal P.** Isotope and trace element geochemistry of sediments from the Barbados Ridge-Demerara Plain region, Atlantic Ocean // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1985. V. 49. pp. 1875-1886.
43. **Wooden J.L., Gerald K., et. al.** Isotopic and trace-element constraints on mantle and crustal contribution to Siberian continental flood basalts, Norilsk area, Siberia // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1993. V. 57. pp. 3677-3704.
44. **Zindler A., Hurt S.** Chemical geodynamics // *Earth and Planetary science Letters*. 1986. V. 14. pp. 493-571.

Верхняя мантия под архейскими кратонами: термальное состояние, химический состав, степень плавления (данные по глубинным ксенолитам)

Глебовицкий В.А., Никитина Л.П., Овчинников Н.О., Пушкарев Ю.Д.,
Пестриков А.А., Бабушкина М.С.

*Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, 199034, Санкт-Петербург,
Наб. Макарова, д. 2, Россия. e-mail: lpn@ln10839.spb.ru*

В работе представлены результаты термобарометрического и геохимического анализа авторских и литературных данных по ксенолитам гранатовых, гранат-шпинелевых и шпинелевых перидотитов и пироксенитов, вынесенных кимберлитами в пределах архейских структур (кратоны в фундаменте Восточно-Сибирской и Арктической платформ, кратоны Западный Дарвар, Кулойский, Карельский, Каапваальский, Зимбабве, Вайоминг, Слейв, складчатый пояс пояса Лимпопо). Для субконтинентальной литосферной мантии (СКЛМ), подстилающей эти кратоны, характерны следующие особенности. (1) Слабая дифференциация термальных режимов (близость геотерм на Р-Т диаграмме, геотермические градиенты $TG=7.1\div 7.4^{\circ}C/km$); отличие термального состояния мантии под кратонами от состояния ее под позднепротерозойскими и фанерозойскими складчатыми поясами, где устанавливаются более высокие значения TG ($9\div 12^{\circ}C/km$) и значительная дифференциация термальных режимов. (2) Высокая степень истощенности состава мантии магмофильными компонентами CaO , Al_2O_3 , FeO , средними и тяжелыми РЗЭ и неоднородность его по содержанию MgO , SiO_2 и РЗЭ под различными кратонами. (3) Высокая степень парциального плавления первичного субстрата, достигающая 40-45% (под фанерозойскими поясами она обычно до 10%). (4) Уменьшение степени плавления субстрата с глубиной, вследствие чего наиболее глубокие уровни мантии под некоторыми кратонами имеют состав, близкий к составу примитивной мантии.

Различие химического состава мантии под кратонами является следствием неоднородности первичного мантийного субстрата и различной степени его парциального плавления, сопровождающейся экстракцией из мантии магм коматиитового состава. Процессы метасоматоза имеют меньшее значение и проявляются, главным образом, в последующем обогащении уже деплетированной СКЛМ легкими редкоземельными элементами.

Введение

Для решения проблемы образования и эволюции континентальной литосферы, природы мантийных килей под древними кратонами необходимо получение всесторонних данных о вещественном составе и термальных режимах в верхней мантии и нижней коре в пределах различного типа и возраста структур, а также о характере изменения состава верхней мантии с глубиной.

В настоящей работе мы представляем результаты геохимического и термобарометрического анализа данных (авторских и литературных) по составу вынесенных кимберлитами в пределах архейских структур ксенолитов мантийных гранатовых, гранат-шпинелевых и шпинелевых перидотитов и пироксенитов (эти породы слагают основной объем верхней мантии), а также данных по составу породообразующих минералов этих ксенолитов. Цель: получение информации о химическом составе верхней мантии, ее термальном состоянии, о роли парциального плавления первичного субстрата и

метасоматических преобразований в формировании вещественного состава мантии под кратонами в фундаменте Восточно-Сибирской и Арктической платформ, кратонов Западный Дарвар, Кулойский, Карельский, Каапваальский, Зимбабве, Вайоминг, Слейв, а также архейского складчатого пояса Лимпопо (Центральная зона).

Термальное состояние

Термальное состояние субконтинентальной литосферной мантии (СКЛМ) под раннедокембрийскими и фанерозойскими структурами рассматривалось нами в предшествующих работах [4, 37]. Здесь сообщаются более полные данные о термических режимах в мантии под архейскими структурами. Термические режимы характеризуются нами с помощью геотерм на P - T диаграмме и геотермических градиентов ($TГ = T/h$ °С/км; здесь h -глубина в км, равная $3.4p$, где давление p в кбар).

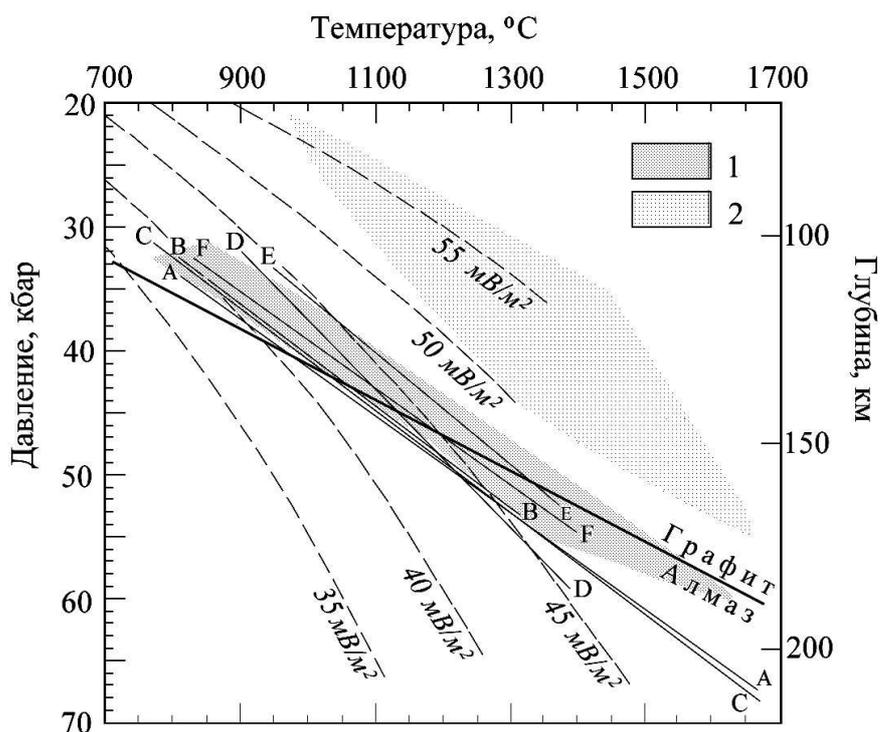


Рис. 1. Геотермы континентальной литосферной мантии, подстилающей кратоны Восточно-Сибирской платформы (А-А), Кулойский и Карельский (В-В), Каапваальский и Зимбабве (С-С), Западный Дарвар (D-D), Вайоминг (Е-Е), Арктической платформы (F-F).

Штриховкой показаны пределы P - T условий в мантии под складчатыми поясами раннего протерозоя (1, Западно-Оленекский, Натал и Намакваленд, Явапи) и позднего протерозоя-фанерозоя (2, Центрально-Азиатский, Тасманский, Позднеяньшанский, юго-восточной оконечности Южной Америки) по [37]. Тонкими штриховыми линиями с цифрами показаны модельные континентальные геотермы с мощностью поверхностных тепловых потоков в 35, 40, 45, 50 и 55 MB/m^2 [62], жирной линией - фазовый переход графит-алмаз [29].

Геотермы и величины $TГ$ рассчитаны на основе P - T параметров равновесия гранатовых и гранат-шпинелевых перидотитов и пироксенитов, содержащих равновесную ассоциацию граната и ортопироксена. Расчет параметров равновесия производился с помощью гранат-ортопироксенового геотермобарометра [59]. Применение одного и того же для всех ксенолитов геотермобарометра позволило избежать ошибок в T и p оценках, связанных с несогласованностью различных термобарометрических инструментов между собой и проводить корректное сравнение термальных режимов в верхней мантии

различных регионов. Используемый геотермометр пригоден для определения T и p условий равновесия ассоциации гранат-ортопироксен практически во всем интервале ее стабильности: $700 \leq T \leq 1500^\circ\text{C}$ и $(4-5) \leq P \leq (55-60)$ кбар. Погрешности определения температуры и давления равны соответственно 5 и 10%. Преимуществом этого геотермометра по сравнению с обычно применяемыми «комбинированными» термометрами, использующими для определения давления ассоциацию гранат-ортопироксен, а для определения температуры ассоциации ортопироксен-клинопироксен, оливин-клинопироксен, гранат-оливин и другие, является возможность оценки параметров T и p только по ассоциации гранат-ортопироксен. Это позволяет исключить ошибки определения температуры и особенно давления, связанные с неравновесностью граната и/или ортопироксена с другими минералами в породе. Более подробно вопросы применимости гранат-ортопироксенового геотермометра в версии [59] для оценки T и p параметров равновесия мантийных перидотитов рассматриваются нами в работах [37, 2].

Таблица 1.

Геотермические градиенты в мантии под архейскими структурами

Регион	Возраст структуры	N	ТГ, °C/km	h*, км
Кратон в фундаменте центральной части Восточно-Сибирской платформы (трубки Мир и Удачная). [17, 18, 14, 19, 20, 21, 13, 25, 74]	2.6 млрд. лет [12, 9]	54	7.1±0.2	230
Кулойский кратон (Восточно-Европейская платформа, трубки Зимнего Берега). [15]		3	7.4±0.2	150
Карельский кратон, вблизи границы с Свеконенским складчатым поясом (трубки Куопио и Каави). [61, 50]	3.1-2.6 млрд. лет [61]	16	7.3±0.1	155
Каапваальский кратон (трубки Премьер, Кимберли, Финш, Коефифонтейн, Булфонтейн, Франк Смиз, Клипфонтейн). [24, 33, 23, 41, 81, 34, 71, 72, 68, 38]	3.0 млрд. лет [22, 31, 46]	46	7.2±0.2	230
Кратон Зимбабве, вблизи границы с протерозойским поясом Магоди (трубки Летлхакане). [76].	3.6-2.5 млрд. лет [76]	5.	7.3±0.1	180
Танзанийский кратон, вблизи границы с Мозамбикским складчатым поясом, Танзанийская часть Восточно-Африканского рифта (вулканы щелочных базальтов Лабаит и Лашайн)	2.8 млрд лет [6, 55, 51]	22	7.6±0.2	185
Кратон Западный Дарвар (трубки Вайракурер). [56].	Около 3.0 млрд. лет [65]	11	7.3±0.1	180
Кратон Вайоминг, вблизи границы с раннепротерозойским поясом Явапи (трубки Монтана). [42, 35, 60, 30]	3.1 млрд лет [43]	4	7.9±0.3	170
Кратон Слейв, Северный домен (трубки Эричо). [49, 48].	2.6 млрд. лет [36, 86]	6	7.4±0.2	150
Кратон Слейв, Центральный домен (трубки Торри). [53].		8	7.3±0.1	170
Кратон в фундаменте Арктической платформы, (трубки Элвин Бей и Никос). [54, 69].	Фрагментирован и переработан в P_t [43, 69]	14	7.5±0.2	180
Коллизионный складчатый пояс Лимпопо, Центральная зона (трубки Венеции). [77].	Архей [32, 77]	5	7.6±0.3	180

Примечание:* максимальная глубина выноса ксенолитов

Геотермы для мантии, подстилающей различные архейские структуры, приведены на рис. 1. Значения ТГ рассчитывались для каждого образца ксенолита. Поскольку значения ТГ для образцов из мантии, подстилающей соответствующий регион, оказались близкими, то для каждого региона были рассчитаны средние значения ТГ (табл. 1). Средние значения ТГ в верхней мантии под кратонами Восточно-Сибирской платформы, Карельским, Кулойским, Каапваальским и Западно-Дарварским и Слейв колеблются в

узких пределах: от 7.1 до 7.4°C/км. Более высокие значения ТГ получены для мантии под южной частью кратона Вайоминг ($7.9 \pm 0.3^\circ\text{C}/\text{км}$) и Арктической платформы (ТГ= $7.5 \pm 0.2^\circ\text{C}/\text{км}$), где архейские кратоны подверглись переработке в раннепротерозойское время [43, 69, 70]. Можно предполагать, что термальный режим в мантии под этими кратонами в раннем протерозое изменился и параметры ее теплового состояния приблизились к параметрам мантии под раннепротерозойскими структурами [37]. Среднее значение ТГ в мантии, подстилающей архейский коллизионный пояс Центральной зоны Лимпопо, равно $7.6 \pm 0.3^\circ\text{C}/\text{км}$ ($n=5$).

Особого рассмотрения требуют данные по перидотитовым ксенолитам из щелочных базальтов вулканов Лашайн и Лабаит, расположенных в Мозамбикском складчатом поясе в зоне Восточно-Африканского рифта [66, 6, 51]. Вулканы принадлежат к самому молодому (0.7-1.5 млн. лет) проявлению Танзанийского рифтового вулканизма в пределах Главной вулканической провинции. Вулкан Лабаит расположен вблизи контакта Мозамбикского пояса с Танзанийским кратоном, а вулкан Лашайн - севернее, в 200 км от контакта. Условия кристаллизации перидотитов, вынесенных базальтами, характеризуются давлением от 47.0 до 56.0 кбар и температурой от 1200 до 1450°C. Среднее значение ТГ в верхней мантии равно $7.6 \pm 0.2^\circ\text{C}/\text{км}$ (определено по 22 образцам). Это значение значительно ниже, чем значения ТГ, свойственные мантии под фанерозойскими структурами [37]. По содержанию окислов MgO, CaO и Al₂O₃, отношениям MgO/SiO₂, CaO/SiO₂ и Al₂O₃/SiO₂, отрицательной зависимости между содержанием Ni и Cr рассматриваемые ксенолиты близки к ксенолитам из кимберлитов кратонических областей [67]. В них наблюдается даже более высокое содержание MgO, более низкое содержание CaO и Al₂O₃ и заметное обогащение Ni. Мы предполагаем, что базальты вулканов Лабаит и Лашайн «опробуют» верхнюю мантию под погруженной частью архейского Танзанийского кратона, восточная граница которого не совпадает с современной границей Танзанийского кратона и Мозамбикского складчатого пояса. Термальное состояние мантии в этой части Танзанийского кратона в период кайнозойского рифтогенеза, по-видимому, незначительно изменилось.

Геотермы и геотермические градиенты характеризуют состояние раннедокембрийской мантии. Подтверждением служит неизменность значений ТГ для мантии под Каапваальским кратоном, полученных по ксенолитам из кимберлитовых тел протерозойского (кимберлиты трубки Премьер, 1180 млн. лет, ТГ= $7.3 \pm 0.2^\circ\text{C}/\text{км}$; $n=6$) и мезозойского (трубки кимберлитовых полей Кимберли, Финш; ТГ= $7.2 \pm 0.2^\circ\text{C}/\text{км}$; $n=38$) возраста. По ксенолитам из раннепротерозойской трубки Зеро (1650 млн. лет) в западной краевой части Каапваальского кратона также установлены низкие значения ТГ [37].

Положение геотерм на Р-Т диаграмме для мантии под кратонами и значения ТГ свидетельствуют об относительно слабой дифференциации термальных режимов и отличии термального состояния «кратонической» мантии от ее состояния под позднепротерозойскими и фанерозойскими складчатыми поясами, где устанавливаются более высокие значениями ТГ (9 – 12°C/км) и значительная дифференциация термальных режимов [37].

Химический состав

Различие состава мантии, подстилающей архейские, протерозойские и фанерозойские структуры, по содержанию окислов CaO, Al₂O₃, MgO, FeO и отношениям MgO/SiO₂, CaO/SiO₂ и Al₂O₃/SiO₂ показано во многих обобщающих работах [28, 27, 39, 40, 3]. Для выяснения степени неоднородности химического состава мантии в пределах кратонических областей, нами проведен анализ данных по составу ксенолитов указанных

выше регионов. Часть данных заимствована из работ [21, 27, 30, 38, 45, 49, 48, 52, 56, 61, 70].

Литосферная мантия под кратонами относительно примитивной мантии (ПМ) значительно обеднена СаО (во многих ксенолитах $\text{СаО} < 1$ масс. %), Al_2O_3 (обычно < 3.0 и до 0.1 масс. %), $\text{FeO}_{\text{общ}}$ (до 6 масс. %). В ПМ содержание этих окислов по разным оценкам составляет $2.89 \div 4.36$, $3.54 \div 4.45$, $7.5 \div 8.50$ масс. % соответственно. Отношение $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ колеблется в пределах $0.003 \div 0.105$, $\text{СаО}/\text{SiO}_2$ – от 0.005 до 0.04 . В тоже время по сравнению с ПМ «кратоническая» мантия обогащена K_2O : содержание окисла достигает 0.3 масс. % (в ПМ – 0.02 - 0.06 масс%). Содержание Ni ($1900 \div 3000$ г/т) выше, чем в ПМ ($1880 \div 2000$ г/т), содержание Cr составляет $1000 \div 4500$ г/т (в ПМ $2500 \div 3000$ г/т).

На диаграмме MgO/SiO_2 - SiO_2 (рис. 2) точки ксенолитов из мантии под кратонами образуют индивидуальные тренды. Так тренд для ксенолитов из мантии под Арктической платформой близок к линии смещения Ol - Gt . Тренд для мантийных ксенолитов Восточно-Сибирской платформы располагается между линиями смешения Ol - Gr и Ol - Cpx , Каапваальского кратона - между линиями смешения Ol - Cpx и Ol - Opx . Между двумя последними трендами располагаются фигуративные точки ксенолитов из мантии кратонов Вайоминг, Карельский и Западный Дарвар, Слейв (Ю-В домен). Тренды отражают различное соотношение MgO/SiO_2 в мантии, подстилающей рассматриваемые кратоны, при одинаковом содержании SiO_2 . Мантия под Арктической платформой по сравнению с мантией под Восточно-Сибирской платформой и Каапваальским кратоном характеризуется более низким содержанием SiO_2 .

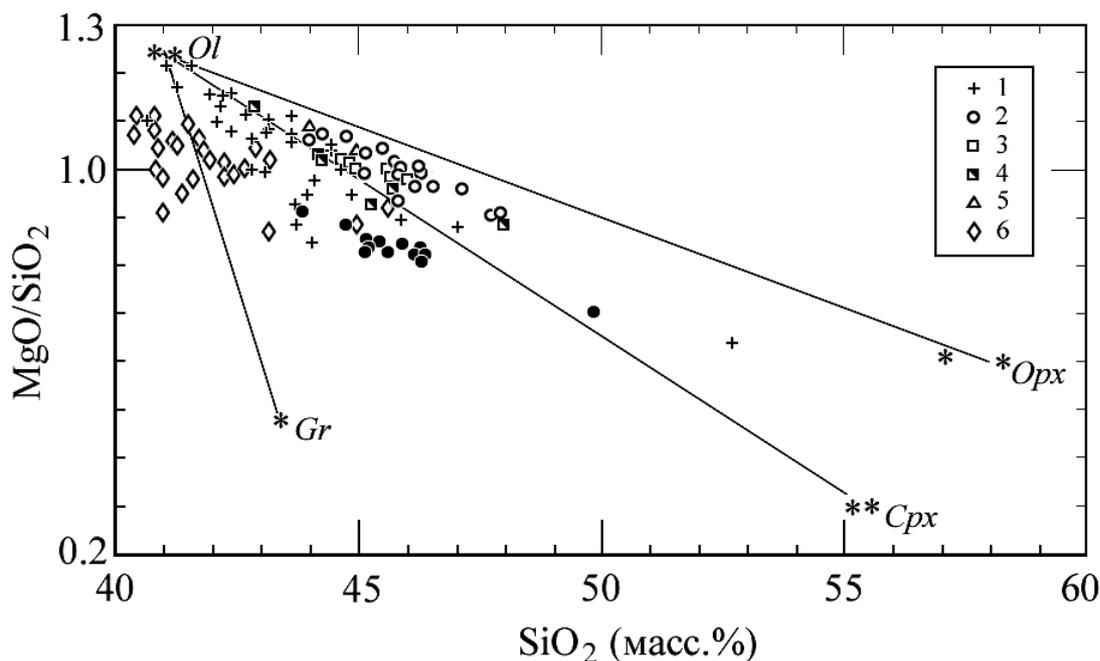


Рис. 2. Диаграмма MgO/SiO_2 - SiO_2 для ксенолитов из кимберлитов и лампроитов, прорывающих архейские кратоны

1-фундамент Восточно-Сибирской платформы, 2-Каапваальский, 3-Вайоминг, 4-Карельский, 5-Дарвар, 6-фундамент Арктической платформы. Залитым кружком (здесь и далее на рис. 3) показан состав ПМ по различным авторам, звездочкой – состав Ol , Opx , Cpx и Gr .

Для обобщенного описания состава ксенолитов нами использован параметр, названный «условным удельным весом» (УУВ) и равный сумме произведений молекулярной доли каждого окисла в составе ксенолита на удельный вес окисла, определенного при 25°C и давлении в 1.0 атм. Удельные веса окислов (табл. 2)

Удельный вес окислов [11]

Окисел	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO
Уд. вес, г/см ³	2.65	4.2	3.95	5.945	5.0	3.58	3.35

заимствованы из справочника [11]. Предлагаемый параметр учитывает изменение в содержании всех окислов и является суммарной характеристикой состава ксенолита. На рис. 3 показана зависимость УУВ от отношения MgO/SiO₂ в ксенолитах из мантии под кратонами, а также значения УУВ для ПМ и для ксенолитов из щелочных базальтов фанерозойских складчатых поясов (Центрально-Азиатский пояс и пояса Юго-восточного Китая). Видно, что УУВ ксенолитов закономерно возрастает по мере увеличения MgO/SiO₂. При одинаковых значениях MgO/SiO₂ УУВ для ксенолитов из мантии под кратонами меньше УУВ для ксенолитов из фанерозойских областей. Это объясняется, прежде всего, более низким содержанием FeO в мантийных ксенолитах кратонов (до 6.0 масс. %) по сравнению с мантийными ксенолитами фанерозойских структур (до 9.0-9.5 масс. %).

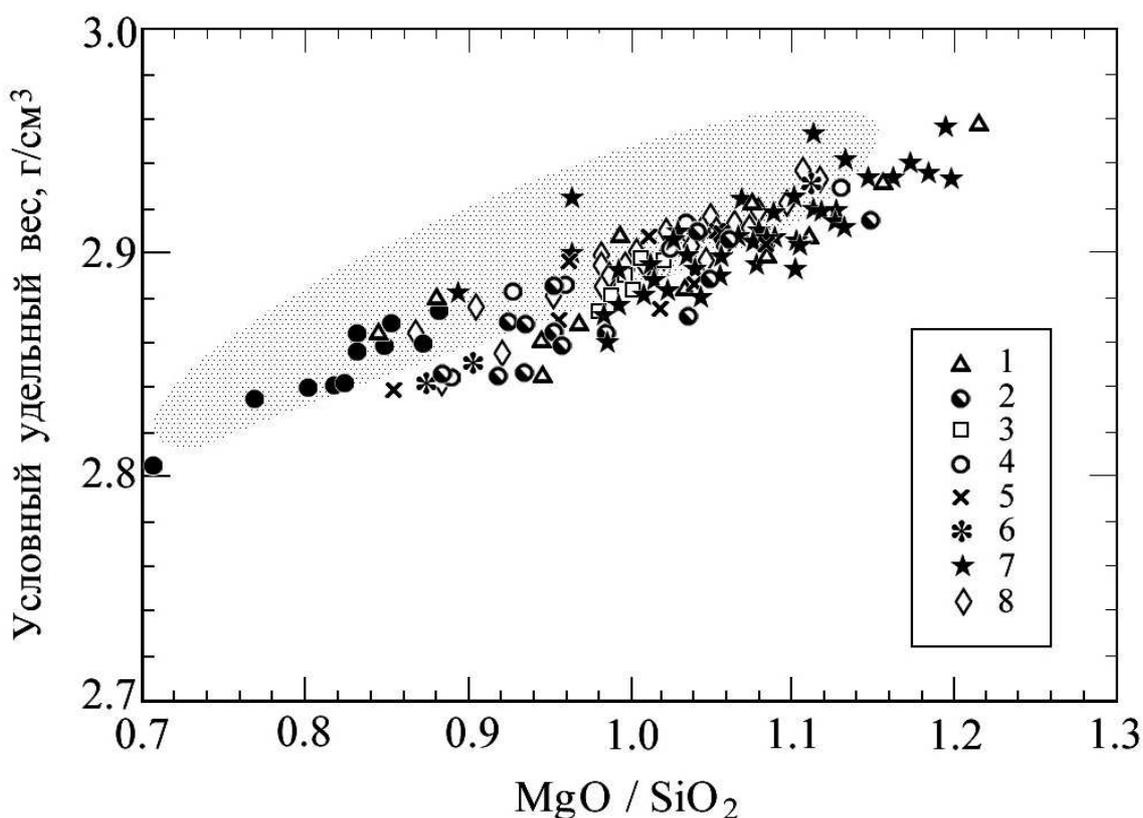


Рис. 3. Зависимость от отношения MgO/SiO₂ «условного удельного веса» перidotитовых ксенолитов из мантии, подстилающей архейские кратоны.

В фундаменте Восточно-Сибирской платформы (1); Каапваальский (2); Вайоминг (3); Карельский (4); Слейв (5); Дарвар (6); Танзанийский (7); в фундаменте Арктической платформы (8). Крапом показано поле ксенолитов из мантии под фанерозойскими складчатыми поясами. Для расчетов УУВ ксенолитов из мантии под фанерозойскими поясами, кроме авторских, использованы литературные данные [7, 8, 83, 63, 78, 44, 64, 84, 85, 75].

Общность геохимических особенностей мантии в пределах архейских структур проявлена в характере нормированных к ПМ [79] спектров распределения редкоземельных элементов (рис. 4). Все они имеют асимметричный характер, отражающий обеднение средними и тяжелыми РЗЭ и некоторое обогащение легкими. В

тоже время среди мантийных ксенолитов Восточно-Сибирской платформы и Каапваальского кратона присутствуют образцы, которые характеризуются плоским распределением РЗЭ, подобным их распределению в ПМ. Состав таких ксенолитов по содержанию главных окислов близок к ПМ.

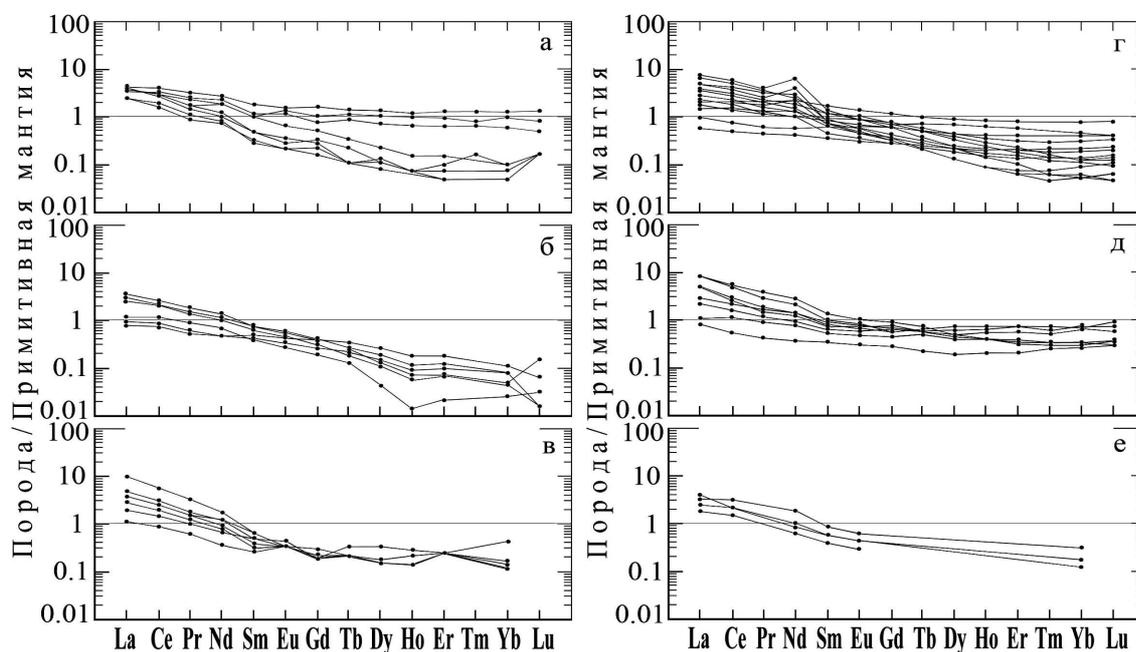


Рис. 4. Нормированное к ПМ [79] распределение редкоземельных элементов в перidotитовых ксенолитах из кимберлитов архейских кратонов Восточно-Сибирская платформа (а), Вайоминг (б), Карельский (в), Каапваальский (г), Арктическая платформа (д) и Западный Дарвар (е).

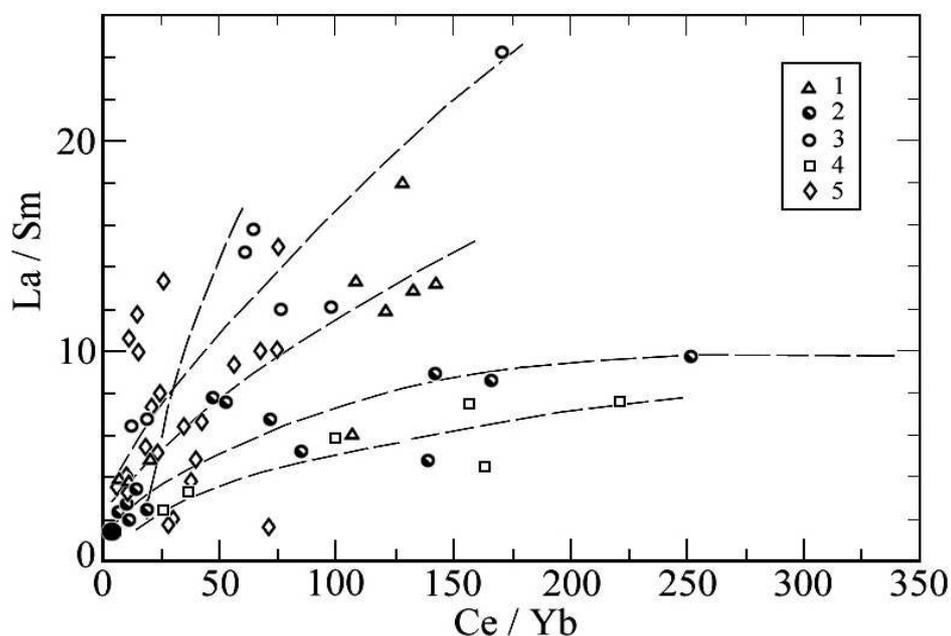


Рис. 5. Диаграмма $(La/Sm)_{Pm} - (Ce/Yb)_{Pm}$ для перidotитовых ксенолитов из кимберлитов архейских кратонов в фундаменте Восточно-Сибирской платформы (1), Каапваальский (2), Карельский (3), Вайоминг (4) в фундаменте Арктической платформы (5).

На диаграмме $(La/Sm)_{pm}-(Ce/Yb)_{pm}$ (рис. 5) выделяются индивидуальные тренды для ксенолитов кратонов Каапваальский, Вайоминг, Карельский, в фундаменте Восточно-Сибирской и Арктической платформ.

Как было показано нами ранее [3], содержание La и Ce в ксенолитах не зависит от отношения MgO/SiO_2 и Al_2O_3/MgO , тогда как содержание Sm, Gd, Er и Yb уменьшается по мере увеличения MgO/SiO_2 . В этом же направлении изменяется и суммарное содержание тяжелых РЗЭ. Содержание Y, Zr, Ti также связано отрицательной зависимостью с величиной MgO/SiO_2 и положительной - с величиной Al_2O_3/MgO .

Процессы парциального плавления мантии под кратонами

Степень парциального плавления (F, %) для ксенолитов была рассчитана по уравнению $F=(-1.54+0.0407MgO) \cdot 100$ [80]. Она достигает 40-45% (табл.3, рис. 6) и значительно превышает степень плавления мантии под фанерозойскими складчатыми структурами (преимущественно до 10%; табл. 4, рис. 7). Оценка степени плавления с помощью диаграммы $Yb_{pm}-Y_{pm}$ [85] дает согласующиеся результаты (рис. 8). Следует подчеркнуть, что среди ксенолитов мантийных перидотитов из кимберлитов Восточно-Сибирской и Арктической платформ, кратонов Каапваальский, Слейв (Ю-В домен),

Таблица 3.

Степень плавления примитивной мантии под кратонами

Кратоны	N	Пределы F%	% ксенолитов различной степени плавления									
			0÷5	5÷10	10÷15	15÷20	20÷25	25÷30	30÷35	35÷40	40÷45	45÷50
Восточно-Сибирская платформа (Удачная)	32	0÷44	9.4	12.50	12.5	9.40	6.3	6.3	6.3	12.5	25.0	0.0
Вайоминг	6	22÷26	0.0	0.0	0.0	0.0	83.3	16.7	0.0	0.0	0.0	0.0
Карельский	6	8÷38	0	16.7	16.7	16.7	0	33.4	16.7	0.0	0.0	0.0
Каапваальский	112	5÷33	8.0	7.1	10.7	17.0	17.9	23.2	12.5	3.6	0.0	0.0
Танзанийский	47	0÷44.9	2.1	2.1	0.0	2.1	12.8	21.3	25.5	23.4	10.6	0.0
Арктическая платформа (Никос)	26	0÷38	7.7	11.5	15.4	15.4	23.1	19.2	7.7	0.0	0.0	0.0
Слейв, Ю.-В домен.	10	0÷29	20.0	10.0	20.0	20.0	20.0	10.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Западный. Дарвар	6	0÷30	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0

Примечание. Для расчетов F%, кроме авторских, использованы литературные данные по химическому составу ксенолитов: Байкало-Монгольской области [8,9,5,83,63,78], Ю-В Китая [64,84, 85], Ю. Америки [75].

Карельский присутствуют образцы, степень плавления которых ниже 10%. Состав таких ксенолитов по содержанию главных окислов и редкоземельных элементов близок к ПМ. По-видимому, они представляют наиболее глубинные уровни «кратонической» мантии, так как степень плавления (в пределах каждого региона) уменьшается с глубиной (рис. 9). Об уменьшении степени плавления с глубиной свидетельствуют также барические зависимости отношений MgO/SiO_2 (уменьшаются с увеличением глубины) и Al_2O_3/MgO (увеличиваются) в ксенолитах. Такой характер изменения степени парциального плавления с глубиной отмечается и для кратона Слейв в работе [48]. Ее авторами было высказано предположение о том, что подобное явление имеет место в мантии, подстилающей и другие кратоны. Постепенное увеличение фертильности с глубиной под кратоном Северный Слейв авторы связывают с возрастной стратификацией, которая формировалась в результате приращения снизу литосферной мантии во времени.

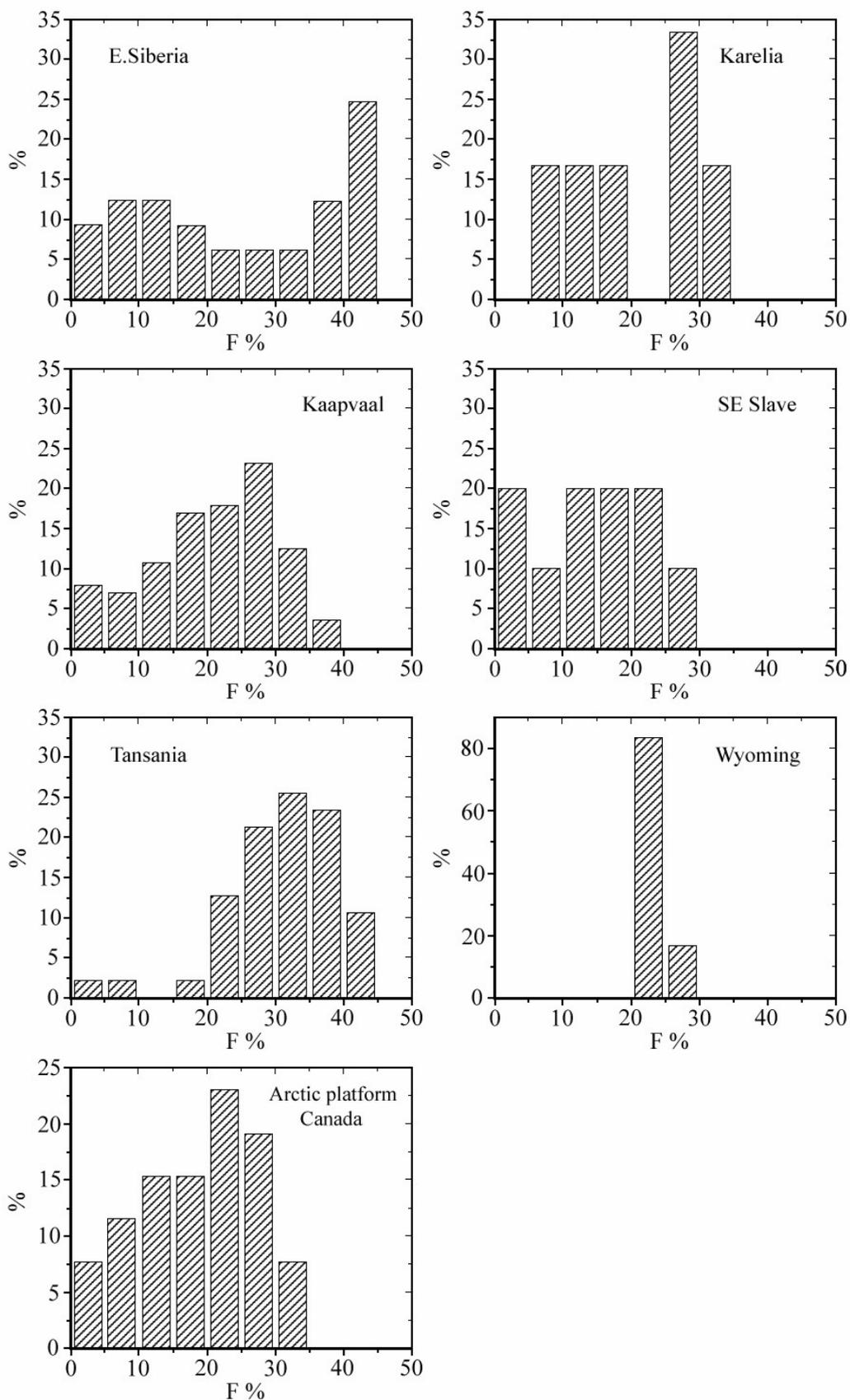


Рис. 6. Степень плавления мантии под кратонами: кратоны в фундаменте Восточно-Сибирской и Арктической платформ; Каапваальский; Танзанийский; Карельский; Слейв (Ю.-В. домен); Вайоминг.

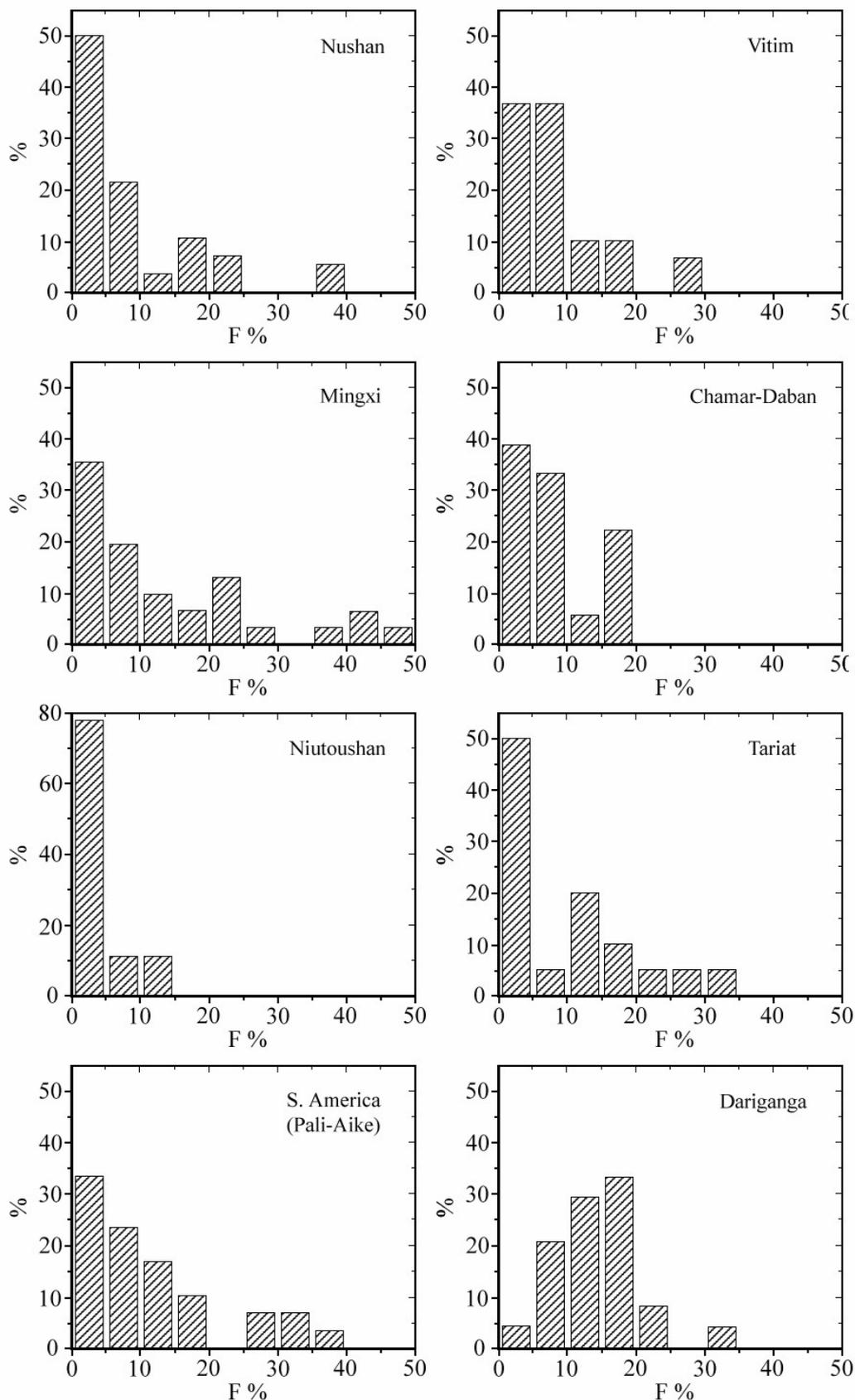


Рис. 7. Степень плавления мантии под фанерозойскими складчатыми поясами, Центрально-Азиатском (Витим, Хамар-Дабан, Тариат, Дариганга); Позднеяньшанском (Нушан, Мингкси, Ниутушан) юго-восточной части Южной Америки.

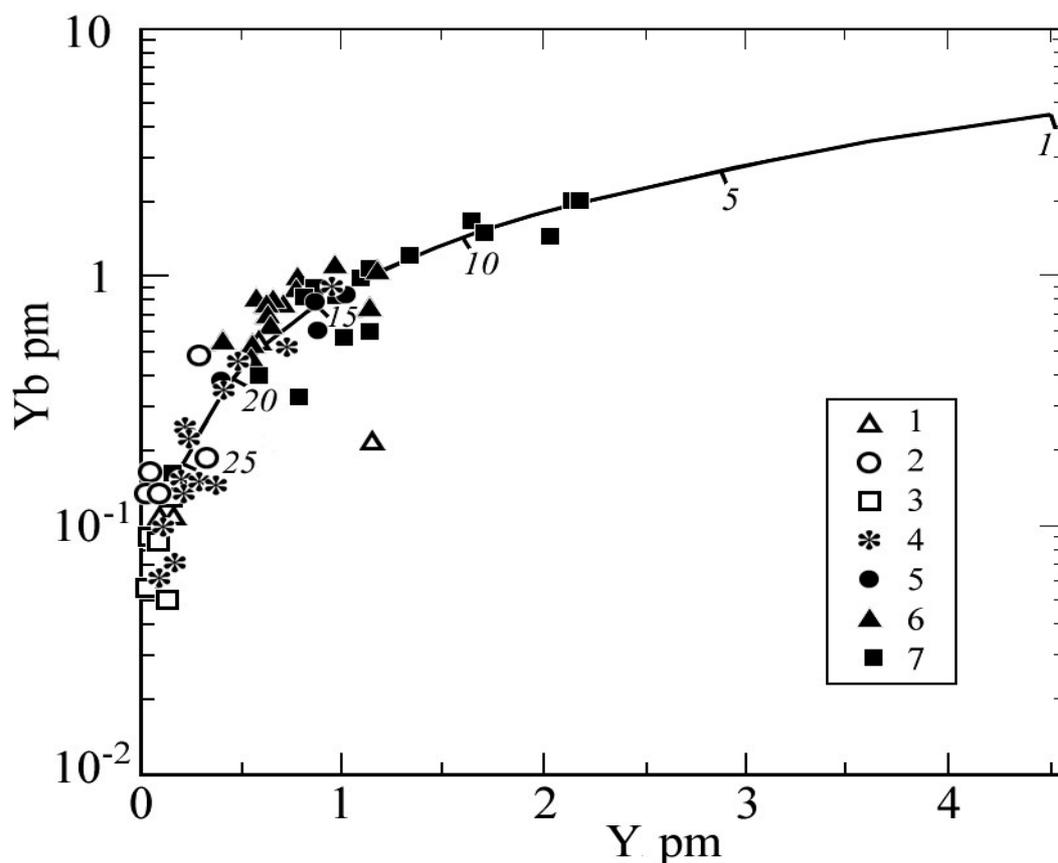


Рис. 8. Соотношение Yb_{pm} и Y_{pm} (содержание элементов нормировано к ПМ, [79] в мантийных ксенолитах из кимберлитов

Кратоны: 1-в фундаменте Восточно-Сибирской платформы, 2-Карельский, 3-Вайоминг, 4-Каапваальский, 5- в фундаменте Арктической платформы и щелочных базальтов Центрально-Азиатского пояса - 5- Центральная и Юго-Восточная Монголия, 6- Хамар-Дабан, 7 -Забайкалье.

Таблица 4.

Составы ксенолитов, наиболее полно соответствующие составу РМ

№ обр.	Al ₂ O ₃	MgO	CaO	Sr, ppm	Al/Mg	Ca/Al	Sr/Mg	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	ENd	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	Ссылки
Fr-1		37.81		14600	0.0947	0.1140	0.6401	-	-	-	[13]
BT-5	4.3	38	3.6	20970	0.0993	0.1123	0.9152	0.513032±18	+7.7	0.70333	см. табл.1
313-3	4.03	38.65	3.35	24500	0.0915	0.1027	1.0512	(0.513383)*	(+14.)*	-	[1, 3]
313-6	3.88	38.95	3.04	24900	0.0874	0.0925	1.0602	(0.51399±3)*	(14.9)*	-	[1, 3]
NUSH-2	3.68	38.7	3.1	14750	0.0834	0.0950	0.6321	0.513229±4	+11.5	0.702819	[34, 35]
NUSH-5	3.62	38.9	2.85	12490	0.0816	0.0869	0.5325	0.513017±6	+7.6	0.703817	[34, 35]
NUSH-6	3.55	38.6	3.19	13610	0.0806	0.0980	0.5847	0.513261±7	+12.1	0.703023	[34, 35]
NUSH-7	4.02	37.5	3.43	13850	0.0940	0.1085	0.6125	-	-	0.703537	[34, 35]
NUSH-8	3.54	38.9	3.28	12480	0.7980	1.0000	0.5320	0.513217±20	+11.3	0.703278	[34, 35]
Nu9619**	3.57	39.4	2.95	23000	0.0795	1.1169	0.9681	0.513088±13 (0.513098±6)	+8.8 (9.0)	0.705156±11 (0.702811±11)	[34, 35]
Nu9621**	3.78	38.5	3.02	18000	0.0861	1.0799	0.7753	0.512971±11 (0.513142±12)	+6.5 (+9.8)	0.706074±17 (0.703025±12)	[34, 35]

Примечание: *в скобках - ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd и ENd, определенные по пироксену; **- лерцолиты, содержащие флогопит и амфибол.

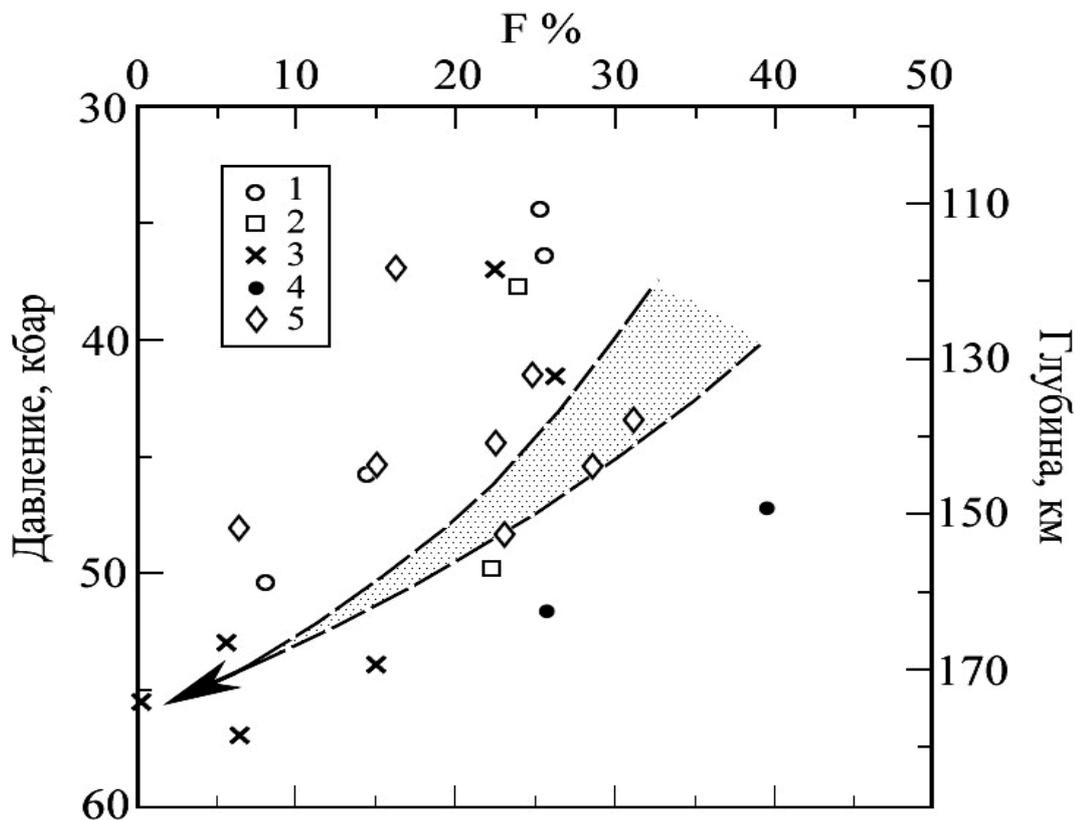


Рис. 9. Зависимость степени частичного плавления примитивной мантии от глубины под кратонами

1-Карельский, 2-Вайоминг, 3-Восточно-Сибирская платформа, 4-Каапваальский, 5-Арктическая платформа.

Неоднородность химического состава мантии под кратонами и её возможные причины

Индивидуальные тренды для ксенолитов кратонов на диаграммах MgO/SiO_2-SiO_2 и $(La/Sm)_{Pm}-(Ce/Yb)_{Pm}$ указывают на различие состава мантии под кратонами. Вещественная неоднородность мантии под кратонами может быть результатом первичной неоднородности вещества Земли и (или) процессов частичного плавления примитивной мантии. Несомненно, что определенную роль в возникновении неоднородности химического состава мантии могут играть процессы метасоматоза.

Судя по вариационным диаграммам для главных окислов и зависимостям редких (Ti, Zr, Y, Sc), средних и тяжелых редкоземельных элементов от MgO/SiO_2 (положительная зависимость) и Al_2O_3/MgO (отрицательная зависимость, [3]), в формировании состава мантии под кратонами процессы частичного плавления играли определяющую роль. Однако существование индивидуальных трендов на диаграммах MgO/SiO_2-SiO_2 и $(La/Sm)_{Pm}-(Ce/Yb)_{Pm}$ невозможно объяснить только различной степенью частичного плавления субстрата. Не исключено, что состав субстрата в пределах Каапваальского кратона, кратонов в фундаменте Восточно-Сибирской и Арктической платформ был различен, по крайней мере, по содержанию MgO, SiO_2 и РЗЭ.

Гипотеза об образовании деплетированной мантии под кратонами за счет экстракции коматиитовых расплавов из «первичной» мантии, выдвинутая Р. Бойдом [26] на основе масс балансовых расчетов, подтверждается по главным элементам и экспериментами по плавлению пиролитов в широком диапазоне температур и давлений [82]. Однако данные по содержанию редкоземельных элементов в ксенолитах из мантии под кратонами (см.

рис. 3) указывают на участие и метасоматических процессов. Известно, что коматииты Австралии, Зимбабве, Канады, Карелии, Кольского полуострова (возраст 3.4-2.7 млрд. лет) характеризуются низким содержанием РЗЭ и хондритовым, нефракционированным $\{(Ce/Yb)_{pm} = 0.8-1.2; (La/Sm)_{pm} = 0.9-1.1, (Gd/Yb)_{pm} = 0.9-1.1\}$ распределением этих элементов [16, 1]. Коматииты с незначительным обогащением легкими REE $\{(La/Sm)_{pm} = 1.2-1.5, (Ce/Yb)_{pm} = 0.9-1.0\}$ или незначительным обеднением тяжелыми REE $\{(La/Sm)_{pm} = 1.0-0.9, (Ce/Yb)_{pm} = 0.9-1.1; (Ce/Sm)_{pm} = 0.6-0.8;\}$ встречаются редко. Экстракция коматиитовой расплава должна была бы привести либо к одинаковому обеднению мантийного рестита и легкими и тяжелыми РЗЭ, либо к некоторому обеднению его легкими по сравнению с тяжелыми элементами. Для ксенолитов «кратонической» мантии характерно обеднение по сравнению с ПМ средними и особенно тяжелыми РЗЭ. Поэтому можно предполагать, что повсеместно в древней мантии имели место метасоматические процессы. С этими процессами было связано преимущественное поступление легких РЗЭ (La, Ce, Nd). Состав мантии по главным элементам не претерпевал каких-либо заметных изменений. Вследствие этого корреляция между отношениями MgO/SiO_2 , Al_2O_3/MgO и содержанием La, Ce, Nd в мантийных ксенолитах из кимберлитов кратонических областей отсутствует. Однако процессы мантийного метасоматоза не привели к нарушению соотношений между главными окислами и содержанием средних и тяжелых РЗЭ, свойственных процессу парциального плавления. В случае интенсивного метасоматоза эти соотношения нарушаются. Так процесс метасоматоза деплетированной океанической литосферы под островами Ла Палме и Тенериф Канарского архипелага карбонатитовыми или CO_2 -содержащими расплавами, обогащенными легкими РЗЭ и обедненными Zr, Hf и Ti [57, 58], проявляется в нарушении зависимостей между CaO и Al_2O_3 ($CaO \gg Al_2O_3$), CaO и MgO/SiO_2 , CaO и Al_2O_3/MgO . Зависимости Sm, Dy, Er, Yb от Al_2O_3/MgO также нарушаются. При этом метасоматизированные мантийные перидотиты по содержанию MgO, SiO_2 , и Al_2O_3 , отношениям MgO/SiO_2 и Al_2O_3/MgO соответствуют высоко деплетированной мантии, а по содержанию средних и тяжелых РЗЭ – примитивной мантии. В перидотитах из мантии под архейскими кратонами (и фанерозойскими складчатыми поясами тоже) степень истощенности по главным компонентам находится в соответствии со степенью истощенности по средним и тяжелым РЗЭ.

Исследование изотопов Re и Os в ксенолитах «кратонической» мантии свидетельствует о древнем возрасте процессов плавления [73]. Вопрос о времени проявления метасоматических процессов остается открытым.

Заключение

Проведенные нами термобарометрические и геохимические исследования перидотитовых и пироксенитовых ксенолитов из кимберлитов в пределах архейских структур позволяют сделать некоторые выводы о термальном состоянии и химическом составе субконтинентальной литосферной мантии под древними кратонами. Эти выводы сводятся к следующему:

- Термальные режимы в мантии под кратонами слабо дифференцированы, что проявляется в близости геотерм на P-T диаграмме и значений ТГ ($7.1 \div 7.4^\circ C/km$). Термальное состояние мантии в пределах этих структур отличается от состояния мантии под позднепротерозойскими и фанерозойскими складчатыми поясами, где устанавливаются более высокие значения ТГ ($9 \div 12^\circ C/km$) и значительная дифференциация термальных режимов [37].

- Химический состав субконтинентальной литосферной мантии под кратонами при высокой степени истощенности магмофильными компонентами, средними и тяжелыми РЗЭ неоднороден по содержанию MgO, SiO₂ и РЗЭ.

- Степень парциального плавления первичного субстрата мантии под кратонами достигает 40-45% в отличие от степени плавления мантии под фанерозойскими складчатыми структурами, которая обычно не превышает 10%. Наблюдается барическая зависимость степени плавления, свидетельствующая об уменьшении ее с глубиной.

- Наиболее глубинные уровни литосферной мантии под кратонами Карельский, Каапваальский, Слейв (Ю-В домен), в фундаменте Восточно-Сибирской и Арктической платформ имеют состав, близкий к составу примитивной мантии.

- Неоднородность химического состава мантии под кратонами является следствием различной степени его парциального плавления, сопровождающегося экстракцией магм коматиитового состава. Нельзя исключать и некоторую первичную неоднородность мантийного субстрата. Процессы метасоматоза имеют меньшее значение и проявляются, главным образом, в последующем обогащении уже деплетированной мантии легкими редкоземельными элементами.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (гранты №02-05-64822, №05-05-65307) и Фонда приоритетных исследований РАН (проект №503).

Литература

1. **Вревский А.Б., Матреничев В.А., Ружьева М.С.** Петрология коматиитов Балтийского щита и изотопно-геохимическая эволюция их мантийных источников // Петрология. 2003. Т.11. №6. С.587-617.
2. **Глебовицкий В.А., Никитина Л.П., Корешкова М.Ю.** Термальное состояние верхней мантии и нижней коры Балтийского щита и Северо-Запада Русской платформы (по данным термобарометрии глубинных ксенолитов) // Вестн. СПбГУ, сер. 7. 2005. Вып. 1. С.3-23.
3. **Глебовицкий В.А., Никитина Л.П., Овчинников Н.О., Салтыкова А.К., Егоров К.Н., Ащепков И.В.** Геохимия мантийных ксенолитов из кимберлитов и щелочных базальтов как отражение вещественной неоднородности континентальной литосферной мантии // В сб.: Глубинный магматизм, его источники и их связь с плюмовыми процессами. Иркутск: Наука. 2004. С. 125-145
4. **Глебовицкий В.А., Никитина Л.П., Хильтова В.Я.** Термальное состояние мантии, подстилающей докембрийские и фанерозойские структуры (по данным гранат-ортопироксеновой термобарометрии ксенолитов гранатовых перидотитов в кимберлитах и щелочных базальтах) // Физика Земли, 2001. Т.3. С. 3-25.
5. **Грачев А. Ф.** Хамар-Дабан – горячая точка Байкальского рифта: данные химической геодинамики // Физика Земли, 1998. №3. С. 3-28
6. **Доусон Дж.Б., Джеймс Д., Пэслик К., Холлидей А.М.** Ультраосновной калиевый магматизм и континентальное рифтообразование на севере Центральной Танзании: связь с повышенным тепловым потоком // Геология и Геофизика. 1997. Т. 38. №1. С. 67-77.
7. **Ионов Д.А., Ащепков И.В., Штош Х.Г., Зек Х.А., Витт-Айкшен Г.** Ксенолиты гранатовых перидотитов Витимского вулканического поля Забайкалья: петрология и геохимия гранат-шпинелевых перидотитов переходной зоны субконтинентальной мантии // Под ред. Богатикова, О.А. и др. Магматизм рифтов и складчатых поясов. М.: Наука, 1993а. С.169-211.
8. **Ионов Д.А., Крамм У, Штош Х.Г., Коваленко В.И.** Эволюция верхней мантии южной части Байкальской рифтовой зоны по данным изотопного состава Sr и Nd в ксенолитах Бартойских вулканов // Под ред. Богатикова, О.А. и др. Магматизм рифтов и складчатых поясов. М.: Наука, 1993б. С. 211-234.

9. Ковач В.П., Смелов А.П., Котов А.Б., Сафроно А.Ф., Павлушин А.Д. Структура и корофомирующие события в погруженном фундаменте восточной части Сибирской платформы: первое обобщение Nd изотопных исследований //Петрология. 2000. №4. С.
10. Конди К. Архейские зеленокаменные пояса//М.: Мир, 1983. 385 с.
11. Минералы. Простые окислы / Справочник. Т. II. Вып. 2. М.: «Наука». 1965. С. 342.
12. Неймарк Л.А., Немчин А., Розен О.М., Серенко В.П., Специус З.В., Шулешко И.К. Sm-Nd изотопные системы в нижнекоровых ксенолитах Якутских кимберлитов // Докл.РАН. 1993. Т.327. С.374-378.
13. Пестриков А.А., Никитина Л.П. Мантийные ксенолиты из кимберлитов Якутской кимберлитовой провинции и из щелочных базальтов Прибайкалья. // Матер XV молодежной конференции, посвященной памяти К.О. Кратца, 2004. С. 128-129.
14. Похиленко Н.П., Соболев Н.В., Соболев В.С., Лаврентьев Ю.Г. Ксенолит алмазонасного ильменит-пиропового лерцолита из кимберлитовой трубки "Удачная" (Якутия) // Докл. АН СССР. 1976. Т.231. №2. С.438-441.
15. Саблуков С.М., Саблукова Л.И., Шавырина М.В. Мантийные ксенолиты из кимберлитовых месторождений округлых алмазов Зимнебережного района, Архангельская алмазонасная провинция // Петрология. 2000. Т.8. №5. С.518-548.
16. Светов С.А. Коматиит-толеитовые ассоциации Водлозерско-Сегозерского зеленока-менного пояса Центральной Карелии // Петрозаводск: Кар. НЦ РАН. 1997. 172 с.
17. Соболев Н.В., Боткунов А.И., Лаврентьев Ю. Г., Усова Л.В. Новые данные о составе минералов, ассоциирующих с алмазами кимберлитовой трубки «Мир» // Геология и Геофизика. 1976. Т. 12. С.3-14.
18. Соболев Н.В., Похиленко Н.П., Ефимова Е.С. Алмазонасные ксенолиты в кимберлитах и проблема происхождения алмазов // Геол. Геофиз. 1984. Т.12. С. 63-80.
19. Соловьева Л.В., Завьялова Л.Л. Слоистое строение мантийной литосферы под Сибирской платформой по петрологическим и геофизическим данным// Геодинамические исследования, 1992. №14. С.21-34.
20. Соловьева Л.В., Липская В.И., Баранкевич В.Г. Родственная серия гранатовых клинопироксенитов-оливиновых вебстеритов-лерцолитов из трубки Удачная / Под ред. Владимиров, Б.М. Проблемы кимберлитового магматизма. Новосибирск: Наука, Сиб. отд., 1989. С.212-239.
21. Уханов А.В., Рябчиков И.Д., Харькив А.Д. Литосферная мантия Якутской кимберлитовой провинции // М.: Наука, 1988. 286 с.
22. Anhaeusser C.R. Cyclic Volcanicity and Sedimentation in the Evolutionary Development of Archean Greenstone Belts of Shield Areas. // Spec. Publ. - Geol. Soc. Aust. 1971.V. 3. P. 57-70.
23. Bishop F.C., Smith J.V., and Dawson J.B. Na, K, P and Ti in Garnet, Pyroxene and Olivine from Peridotite and Eclogite Xenoliths from African Kimberlites//Lithos.1978.V.11. P. 155-173
24. Boyd F.R. Ultramafic Nodules from Frank Smith Kimberlite Pipe, South Africa. // Year B. - Carnegie Inst. Wash. 1974. V. 73. P. 285-294.
25. Boyd F.R. Inflected and noninflected geotherm // Yb. Carnegie Inst. Wash. 75, 1976. P. 521-523.
26. Boyd F.R. Compositional distinction between oceanic and cratonic lithosphere // Earth Planet. Sci. Lett. 1989. V. 96. P. 15-26.
27. Boyd F.R., Pearson D.G., Mertzman S.A. Spinel-facies peridotites from the Kaapvaal Root // Proceed. VII Internat. Conf. 1999. V.1. P.40-48.
28. Boyd F.R, Pokhilenko N.P., Pearson D.G. et al. Composition of the Siberian cratonic mantle: evidence from Udachnaya peridotite xenoliths // Contr. Mineral. Petrol. 1997. V. 128. P. 228-246.
29. Bundy F.R., Bovenkerk H.P., Strong H.M., and Wentorf R.H., Jr. *Diamond-Graphite Equilibrium Line from Growth and Graphitization of Diamond.* // *J. Chem. Phys.* 1961. V. 35. P. 383-391.
30. Carlson R.W, Irving A.J., Hearn B.C. Jr. Chemical and isotopic systematics of peridotite xenoliths from the Williams kimberlite, Montana: clues to processes of lithosphere formation, modification and destruction // Proceed. VII Intern. Conf. 1999. V. 1. P. 90-96.

31. Cohen L., Snelling N.L., and Vail I.R. *The Geochronology and Evolution of Africa* / Clarendon, Oxford. 1974.
32. Cox K.G., Smith H.R., Beswetherick S. *Textural studies of garnet lherzolites: evidence of exolution origin from high-temperature harzburgites.* // In: Nixon P.H. (Eds). *Mantle Xenolith. Proc. Fourth Int. Kimberlite Conf. GSA. 1989. Spec.Publ.14.Blackwal Sci.l Publ., V.1.P.537-550.*
33. Danchin R.F. and Boyd F.R. Ultramafic Nodules from Premier Kimberlite Pipe, South Africa // Year B. - Carnegie Inst. Wash. 1976. V. 75. P. 531–538.
34. Delaney J.S. Smith I.V., Carswell D.A., Dawson I.B. Chemistry of micas from kimberlites and xenoliths-11. Primary and secondary textured micas from peridotite xenoliths // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1980. V.44. P.867-872.
35. Ehrenberg S.N. Garnetiferous Ultramafic Inclusions in Minette from the Navajo Volcanic Field. In: Boyd R.G. and Meyer H.O.A. (Eds), *The Mantle Sample: Inclusions in Kimberlites and Other Volcanics.* // Proc. Second Int. Kimberlite Conf., Washington D.C. 1979. V. 2. P. 330–345.
36. Fyson W.K., Helmstaedt H. Structural patterns and tectonic evolution of supracrustal domains in Arcean Slave Province, Canada. // *Can. J. Earth Sci.* 1988. V. 25. P. 301-315.
37. Glebovitsky V.A., Nikitina L.P., Khiltova V. Ya., Ovchinnikov N.O. The Thermal Regimes of the Upper Mantle beneath Precambrian and Phanerozoic Structures up to the Thermobarometry data of Mantle Xenoliths // *Lithos.* 2004. V. 74. P. 1-26.
38. Gregorie M., Bell D.R., Le Roex A.P. Garnet lherzolites from the Kaapvaal craton (South Africa): trace element evidence for a metasomatic history // *J. Petrol.* 2003. V. 44. N. 4. P. 629-657.
39. Griffin W.L., O'Reilly S.Y., Ryan C.G., Gaul C.G., Ionov D. Secular variation in the composition of subcontinental lithospheric mantle // In: J. Braun et al. (eds.). *Structure and evolution of the Australian continent.* Amer. Geophys. Union. Geodynam ser. 1998. V.26. P. 1-26.
40. Griffin W.L., Ryan C.G., Kaminsky F.V., O'Reilly S. Y., Natapov L.M., Win T.T., Kinny P.D., Ilupin I.P. The Siberian lithosphere traverse: mantle terranes and assembly of the Siberian craton // *Tectonophysics*, 1999. V. 310. P. 1-35.
41. Gurney, J.J., Harris, J.W., Rickard, R.S. Silicate and oxide inclusions in diamonds from the Finsh kimberlite pipe // *Kimberlites, diatremes and diamonds: their geology, petrology and geochemistry.* Eds. Boyd, F.R., Meyer, O.A. Proc. Second Inter. Kimb. Conf., Am. Geophys. Union. 1979. V.1. P.1-15.
42. Hearn B.C., Jr. and Boyd F.R. Garnet Peridotite Xenoliths in Montana, USA Kimberlite. // *Phys. Chem. Earth.* 1975. V. 9. P. 247–255.
43. Hoffman P.F. Precambrian Geology and Tectonic History of North America. // *The Geology of North America: A. An overview of the Geol. Sci. America., Boulder, Colorado, USA.* 1989. P. 447–509.
44. Ionov D.A. Chemical variations in peridotite xenoliths from Vitim, Siberia: inferences for REE and Hf behaviour in the garnet-facies upper mantle // *J. Petrol.* 2004. V. 45. P. 343-367.
45. Jaques A.L., O'Neill H.St.C., Smith C.B., Moon J., Chappell B.W. Diamondiferous peridotite xenoliths from the Argyle (AK1) lamproite pipe, Western Australia // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1990. V. 104. P. 255-276.
46. Kondie K. *Archean Greenstone Belts.* // Elsevier, Amsterdam. 1981.
47. Kopylova M.G., Lo J., Christensen N.I. Petrological constraints on seismic properties of the Slave upper mantle (Northern Canada) // *Lithos.* 2004. V. 77. P. 493-510.
48. Kopylova M.G., Russel J.K. Chemical stratification of cratonic lithosphere: constraint from the Northern Slave craton, Canada // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2000. V. 181. P. 71-87.
49. Kopylova M. G., Russell, J.K., Cookenboo H. Mapping the lithosphere beneath the North Central Slave craton // *Proceed. VII IKC.* 1999. V. 1. P. 468-479.
50. Kukkonen I.T., Peltonen P. Xenolith-controlled geotherm for the central Fennoscandian Shield: implications for the lithosphere-asthenosphere relations // *Tectonophysics.* 1999. V. 304. P. 301-315.
51. Lee C.T., Rudnick R.L. Compositionally stratified cratonic lithosphere: petrology and geochemistry of peridotite xenoliths from Labait volcano, Tanzania // *Proceed. VII IKC.* 1999. V.2. P. 503-524.
52. MacKenzie J.M., Canil D. Composition and thermal evolution of cratonic mantle beneath the central Archean Slave province, NWT, Canada // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1999. V.134. P. 313-324.

53. **McCammion C., Kopylova M. G.** Aredox profile of the Slave mantle and oxygen fugacity control in the cratonic mantle // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2004. V. 148. P. 55-68.
54. **Mitchell R.H.** *Ultramafic Xenoliths from Elwin Bay Kimberlite: The First Canadian Palaeogeotherm.* // *Can. J. Earth Sci.* 1979. V. 14. P. 1202-1210.
55. **Moller A., Mezger K., Schenk V.** Crustal age domains and the evaluation of the continental crust in the Mozambiquebelt of Tanzania: combined Sm-Nd, Rb-Sr and Pb-Pb isotopic evidence. // *J. Petrol.* 1998. V. 39, P. 749-783.
56. **Nehru C.E. and Reddy A.K.** Ultrabasic Xenoliths from Vajrakurer Kimberlites, India. // In: Ross, J. et al. (Eds). *Kimberlites and Related Rocks.* (Proc. Fourth Int. Kimberlite Conf. GSA. Spec. Publ. 14). 1989. Blackwall Sci Publ. V. 2, P. 745-759.
57. **Neumann E.-R., Wulff-Pederson E., Pearson N.J., Spenser E.A.** Mantle xenoliths from Tenerife (Canary Islands): evidence for reactions between mantle peridotites and silicic carbonatite melts including Ca metasomatism // *J. Petrol.* 2002. V. 43. N. 5. P. 825-857.
58. **Neumann E.-R., Griffin W.L., Pearson N.J., O'Reilly S.Y.** *The evolution of the upper mantle beneath the Canary islands: information from trace elements and Sr isotope ratios in minerals in mantle xenoliths* // *J. Petrol.* 2004. V. 45. N. 12. P. 2573-2612.
59. **Nikitina L.P.** Garnet-orthopyroxene and garnet-clinopyroxene thermobarometers for the mantle xenoliths // In: "Capricious Earth: models and modelling of geologic processes and objects". Eds. Glebovitsky V.A., Dech V.N.. *Theophrastus contributions to advanced studies in geology.* V. III. St. Petersburg-Athens. 2000. P. 44-53.
60. **Otter M.L. and Gurney J.J.** Mineral Inclusions from the Sloan Diatremes, Colorado-Wyoming State Line Kimberlite District, North America. In: Ross, J. et al. (Eds.), *Kimberlites and Related Rocks.* (Proc. Fourth Int. Kimberlite Conf. GSA, Spec. Publ. 14). Blackwall Sci Publ. 1989. V. 2. P. 1042-1053.
61. **Peltonen P., Huhma H, Tuni M., Shimizu N.** Garnet peridotite xenoliths from kimberlites of Finland: nature of the continental mantle at the archaic craton-proterozoic mobile belt transition // *Proc. of Seventh Int. Kimb. Conf.* 1999. V. 2. P. 664-676.
62. **Pollack H.N., Chapman D.S.** On the regional variation of heat flow, geotherms and lithospheric thickness. // *Tectonophysics.* 1977. V. 38, P. 279-296.
63. **Press S. Witt G. Seck H.A., Ionov D.A., Kovalenko V.I.** Spinel peridotite xenoliths from the Tariat depression, Mongolia // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1986. V. 50. P. 2587-2600.
64. **Qi Q., Lawrence A. Taylor L.A., Zhou X.** Petrology and geochemistry of mantle peridotite from SE China. // *J. Petrol.* 1995. V. 36. No 1. P. 55-79.
65. **Rai S.S., Rajgopala Sarma P. V.S.S., Prakasam K.S., Rao V.K.** Seismic Evidence for Thick and Underplated Late Archaean Crust of Eastern Dharwar Craton. // *Proc. Indian Acad. Sci. (Earth Planet. Sci.).* 1996. V 105. № 4. P. 431-439.
66. **Reid A.M., Donaldson C.H., Brown R.W., Ridley W.J., Dawson J.B.** Mineral chemistry of peridotite xenoliths from the Lashaine volcano, Tanzania // *Phys. Chem. Earth.* 1975. V. 9. P. 525-543.
67. **Rhode J. M., Dawson J.B.** Major and trace element chemistry of peridotite inclusions from the Lashaine volcano, Tanzania // *Phys. Chem. Earth.* 1975. V. 9. P. 545-558.
68. **Rickard R.S., Harris J.W., Gurney J.J., and Cardoso P.** *Mineral Inclusions in Diamonds from Koffiefontein Mine.* // In: Ross J. et al. (Eds.), *Kimberlites and Related Rocks.* (Proc. Fourth Int. Kimberlite Conf., GSA, Spec. Publ. 14), *Blackwall Sci Publ.* 1989. V. 2. P. 1054-1062.
69. **Schmidberger S.S. Francis D.** Nature of the Mantle Root beneath the North American Craton: Mantle Xenolith Evidence from Somerset Island Kimberlites. // *Lithos.* 1999. V. 48. P. 195-217.
70. **Schmidberger S.S. Francis D.** *Constraints on the trace element composition of the Archaean mantle root beneath Somerset island, Arctic Canada* // *J. Petrol.* 2001. V. 42. N. 6. P. 1095-1117.
71. **Shee S.R., Gurney J.J., Robinson, D.N.** *Two Diamond-Bearing Peridotite Xenoliths from Finsh Kimberlite, South Africa.* // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1982. V. 81. P. 148-156.
72. **Shee S.R., Bristow J.W., Bell D.R., Smith C.B., Allsopp H.L., Shee P.B.** The Petrology of Kimberlites, Related Rocks and Associated Xenoliths from Kuruman Province, South Africa. // In: Ross J. et al.(Eds.). *Kimberlites and Related Rocks.* (Proc. Fourth Int. Kimberlite Conf. GSA, Spec. Publ. 14, Blackwall Sci Publ.), 1989. V. 1. P. 60-83.

73. Shirey S.B., Richardson S.H. Harris J.W. *Integrated models of diamond formation and craton evolution // Lithos. 2004 V. 77. P. 923-934.*
74. Sobolev N.V., Kaminsky F.V., Griffin W. L., Yefimova E.S., Win T.T., Ryan C.G., Botkunov A.I. *Mineral inclusions in diamonds from the Sputnik kimberlite pipe. Lithos. 1997. V. 39. P. 135-157.*
75. Stern C.R., Saul S., Skewes M.A., Futa K. Garnet Peridotite Xenoliths from the Pali-Aike Alkali Basalts of Southernmost South America // In: Ross, J. et al. (Eds.), Kimberlites and Related Rocks (Proc. Fourth Int. Kimberlite Conf. GSA, Spec. Publ. 14). 1989. V. 2. P. 735–744.
76. Stiefenhofer, I. Viljoen K.S., March J.S. Petrology and geochemistry of peridotite xenoliths from the Letlhaekane kimberlites, Botswana//Contrib. Mineral. Petrol. 1997. V.127. №1/2. P.147-159.
77. Stiefenhofer J., Viljoen K.S., Tainton K.M., Hannweg G.W. The petrology of a mantle xenolith suite from Venetia, South Africa. Proc. VII Int. Kimb. Conf. Cape Town, South Africa, 1999. V. 1. P. 836-845.
78. Stosch H.G, Lugmaair G.W., Kovalenko V.I. Spinel peridotite xenoliths from the Tariat depression, Mongolia. II; Geochemistry and Nd and Sr isotopic composition and their implications for the evolution of the subcontinental lithosphere // Geochim. Cosmochim. Acta. 1986. V. 50. P. 2601-2610.
79. Taylor S.R., McLennan S.M. The continental crust: its composition and evolution. // Oxford. Blackwall Sci. Publ. 1985. 312 p.
80. Takazawa E., Frey E.A., Shimizu N., Obata M. Whole rock compositional variations in an upper mantle peridotite (Horoman, Hokkaido, Japan): Are they consistent with a partial melting process //Geochim. Cosmochim. Acta. 2000. V. 64. N. 4. P.695-716.
81. Tsai H., Meyer H.O.A., Moreau J., Milledge H.J. Mineral inclusions in diamond: Premier, Jagersfontein and Finsh kimberlites, South Africa, and Williamson mine, Tanzania//Kimberlites, diatremes and diamonds: their geology, petrology and geochemistry. Eds. Boyd,F.R. and Meyer,O.A. Proceed. Second Intern. Kimb. Conf. 1979. V.1. P.16-27.
82. Walter M.J. Melt extraction and compositional variability in mantle lithosphere // In: Treatise on Geochemistry. Elsevier Ltd. 2003. Vol. 2. P.363-394.
83. Wiechert U., Ionov D.A., Wedepohl K.H. Spinel peridotite xenoliths from Atsagin-Dush volcano, Dariganga lava plateau, Mongolia: a record of partial melting and criptic metasomatism in the upper mantle // Contrib. Mineral. Petrol. 1997. 126. 345-364.
84. Xu X., O'Reilly S.Y., Griffin W.L., Zhou X. Genesis of young lithospheric mantle in SE China // J. Petrol. 2000. V. 41. P. 111-148.
85. Xu X., O'Reilly S.Y., Griffin W.L., Zhou X. Enrichment of upper mantle peridotite: petrological, trace element and isotopic evidence in xenoliths from SE China // Chem. Geol. 2003. V. 198. P. 163-188.
86. Yamashita K., Creaser R.A., Jensen, J.E, Heamen L.M. Origin and evolution of mid-to late Archean crust in the Hanikahimajuk lake area, Slave province, Canada; evidence from U-Pb geochronological, geochemical and Nb-Pb isotopic data // Precamb. Res. 2000. V. 99. P. 197-224.

УДК 550.42

Ксенолиты примитивной мантии как вещество источника MORB: идентификация, оценка величины Sm/Nd и Rb/Sr

Пушкарев Ю.Д.¹, Никитина Л.П.¹, Скиба В.И.².

¹*Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, С.-Петербург, Россия*

²*Геологический институт, Кольский научный центр РАН, г. Апатиты, Россия*

На основе изотопного состава Nd и Sr мантийных ксенолитов оценены Sm/Nd и Rb/Sr отношения в примитивной мантии Земли (PM). Выбранные для такой оценки ксенолиты, были предварительно протестированы на наиболее полное соответствие веществу PM как по соотношению главных петрогенных элементов (Al/Si, Mg/Si, Ca/Al), так и по отношению Sr/Mg, использованному в качестве индикатора малой степени парциального плавления. Подобный подход обеспечивал оценку величины Sm/Nd и Rb/Sr в PM независимо от традиционного допущения об идентичности этих отношений в PM и в хондритах. Полученные результаты свидетельствуют о том, что изотопный состав Nd ($E_{Nd}=+9.5\pm 2.0$) и Sr ($^{87}Sr/^{86}Sr=0.70301\pm 0.00025$) в примитивной мантии идентичны таковым в источнике MORB и соответствуют величинам Sm/Nd=0.351 и Rb/Sr=0.0215, традиционно отождествлявшимся с мантией обедненной. Это означает, что: (1) дефицит легких REE в источнике MORB не связан с корообразованием, как это обычно принято считать, а отражает первичное свойство силикатной оболочки Земли, которое либо обусловлено уходом LREE в ядро, либо отражает неоднородность солнечной небулы по распределению REE; (2) состав PM в Sm/Nd изотопной системе не совпадает с хондритовым или, что – то же, валовый состав Земли не идентичен валовому составу ее силикатной оболочки, (3) никакого хондритового однородного резервуара – CHUR в современной силикатной оболочке Земли не существует; и (4) все мантийные производные с величиной E_{Nd} меньше таковой в PM должны расцениваться как производные мантии обогащенной. Наконец, из соответствия источника MORB примитивной мантии следует, что в рамках представлений о хондритовом соотношении тугоплавких литофильных элементов для Земли в целом примитивный компонент верхней и нижней мантии идентичны по составу, а любые изотопные аномалии в производных нижней мантии должны расцениваться как свидетельство существования скрытого резервуара. В целом полученные результаты на основе комплементарного подхода подтверждают вывод Ю.А.Костицына [5] о соответствии источника MORB примитивной мантии, сделанный с позиций анализа изотопной систематики мантийных вулканитов.

Введение

При исследовании мантийных ксенолитов особый интерес представляют разновидности с субхондритовым распределением средних и тяжелых REE в связи с тем, что их изучение открывает возможность идентификации вещества неизменной примитивной мантии (PM). Подобная идентификация равноценна выявлению самых древних пород Земли, возраст которых не менее 4.5 млрд. лет, поскольку согласно геохимии короткоживущих изотопов и продуктов их распада на образование ядра и комплементарной ему силикатной оболочки (или что – то же PM) потребовалось всего около 30 млн. лет после начала аккреции [14]. Таким образом, обоснование принадлежности мантийного ксенолита к неизменной PM позволило бы получить древнейшее вещество Земли в количестве достаточном для его всестороннего изучения. При этом выявление новых ксенолитов примитивной мантии, позволило бы повысить

представительность аналитического материала и уточнить состав РМ по высоко несовместимым редким и рассеянным элементам. Такое уточнение весьма актуально, поскольку идентичность состава ксенолитов составу РМ в первую очередь обосновывали по петрогенным элементам, полагая, что по редким и по рассеянным элементам она также соблюдается. В действительности выяснилось, что это не так [13] и для обоснования полного соответствия по всем элементам необходима дополнительная аргументация.

Однако наиболее актуальна такая идентификация в связи с тем, что состав древнейшего вещества РМ или, что - то же, валовый состав силикатной оболочки Земли - BSE (Bulk Silicate Earth) содержит прямую информацию о составе нижней мантии. В самом деле, в рамках представлений о валовом составе Земли, который соответствует хондритам по соотношению тугоплавких несовместимых элементов, РМ или BSE (то есть то вещество, в которое превращается CHUR после отделения ядра) должно быть одинаково как в верхней, так и в нижней мантии. Более того, в настоящее время с позиций анализа изотопной систематики мантийных вулканитов развиваются представления [5] о том, что состав примитивной мантии идентичен источнику MORB. В связи с этими выявление ксенолитов примитивной мантии с определением их изотопных характеристик становится независимым способом проверки таких представлений.

Идентификация вещества примитивной мантии предполагает наличие информации, определяющей ее петрохимические и изотопные характеристики, и такая информация существует. Однако если по петрогенным элементам она вполне определена, то по редким и рассеянным элементам полной ясности нет, в частности это относится к величинам Sm/Nd и Rb/Sr. Можно выделить три класса моделей, предложенных для оценки состава силикатной оболочки Земли или примитивной мантии.

Первая оценка состава верхней мантии Земли, использующая закономерности комплементарного распределения элементов между расплавом и рститом применительно к базальтам и перидотитам, была сделана Рингвудом [25, 26]. Полученный результат показал, что по тугоплавким литофильным элементам состав мантии в такой пиролитовой модели очень близок к составу углистых хондритов за вычетом компонентов ядра. Последующие оценки состава примитивной мантии Земли [10, 13, 17, 27, 309] также использовали составы необедненных перидотитов и/или высокотемпературные расплавы, отделившиеся от перидотитов. Эти модели, несмотря на то, что они были основаны на независимых методах построения и на разном наборе исходных данных, показали хорошее согласие как друг с другом, так и с пиролитовой моделью Рингвуда. В большинстве случаев пиролитовый тип моделей конфликтует по поводу различия состава верхней и нижней мантии.

Второй класс моделей может быть отнесен к так называемому хондритовому типу С1. В таких моделях валовый состав Земли по главным элементам изначально принимается идентичным составу углистых хондритов С1. Одна из наиболее разработанных моделей этого класса [15], опирающаяся на систематическое поведение главных и следовых элементов в процессе дифференциации мантии и использующая в качестве опорных отношение тугоплавких литофильных элементов в углистых хондритах С1, дала возможность получить внутренне непротиворечивый состав силикатной Земли, имеющий хондритовые пропорции высокотемпературных литофильных элементов при общем их обогащении относительно хондритов этого типа в 2.75 раза. Позднее К. Аллегр с коллегами [8] несколько уточнили эти расчеты и дали свой вариант состава силикатной оболочки Земли.

Третий класс модельных построений при оценке состава примитивной мантии основан на космической распространенности элементов [18] и также приводит к сходным результатам. При этом обогащение тугоплавкими литофильными элементами относительно углистых хондритов С1 в такой модели оказывается равным 2.8.

Однако все перечисленные разновидности моделей либо не дают возможности оценить величину Sm/Nd в РМ с той точностью, которая позволяет различать примитивное и обедненное вещество в Sm-Nd изотопной систематике, либо просто принимают ее равной значению Sm/Nd в хондритах, постулируя идентичность этого отношения для Земли в целом и для ее силикатной оболочки. По существу то же самое допущение было сделано и при разработке самой Sm-Nd изотопной систематики, в которой идентичность BE хондритовому однородному резервуару – CHUR никогда не была доказана так же, как в ней никогда не была доказана и идентичность составов BE и BSE. В то же время представления о соответствии состава РМ составу CHUR приводят к парадоксу, который отмечался еще на ранних этапах развития Sm-Nd изотопной систематики [6]. Он состоит в том, что вопреки законам плавления петрогенетически самым активным мантийным веществом, продуцирующим MORB, является не примитивная мантия, а мантия обедненная. Позднее были сформулированы и другие противоречия, обусловленные такой систематикой [5].

С учетом изложенного цель настоящей работы сводилась к идентификации в ксенолитах вещества РМ, не подвергавшегося плавлению или процессам метасоматоза, и к оценке в нем величины Sm/Nd и Rb/Sr.

Особенности идентификации неизменного вещества РМ

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

Прежде всего, это связано с тем, что помимо потенциального участия в процессах корообразования мантийное вещество, представленное в ксенолитах, подвержено многочисленным вторичным процессам, нарушающим его геохимическую замкнутость. Детальные исследования ксенолитов [9, 35] показали, что существует, как минимум, пять различных факторов, которые могут контролировать состав следовых элементов валовых проб мантийных ксенолитов (перидотитов), а стало быть, и их изотопный состав.

В свободных от апатита перидотитовых ксенолитах все HREE, а также 50-90% LREE, стронция и Zr-Hf сосредоточены в силикатных минералах. В то же время от 25 до 90% общего содержания бария, тория, урана, а также 10-15% ниобия и LREE обусловлено присутствием расположенного по межзерновым границам минералов компонента, который обогащен высоко несовместимыми элементами. Какова его природа - первичная или вторичная - не вполне ясно.

Значительный вклад в общее содержание рубидия (до 25%) и несколько меньший вклад в содержание литофильных элементов вносят флюидные включения в минералах. Кроме того, в мантийных ксенолитах на поверхности шпинели возникают реакционные слои толщиной менее μm , которые состоят из флогопита и окислов титана. Эти фазы контролировали содержание ниобия, тантала (45-60%) и суммы рубидия с барием (30-80%) во всех изученных ксенолитах [9]. Наконец, в том случае, когда в ксенолитах присутствует апатит, на него приходится основная часть тория, урана, стронция и LREE (от 25 до 75%).

Таким образом, если апатит или межзерновой компонент первичны или возникли в условиях геохимической замкнутости для породы в целом, их растворение при кислотной обработке образцов, предназначенной для удаления контаминанта, настолько сильно нарушает замкнутость для U-Th-Pb, Sm-Nd и Rb-Sr изотопных систем, что практически полностью исключает их использование при идентификации вещества РМ. Следовательно, для того чтобы избежать искажения изотопного состава, связанного с контаминацией, не прибегая к кислотной обработке, нужно искать такие ксенолиты, в

которых центральная часть сохранилась в неконтаминированном состоянии. Кроме того, можно контролировать сохранность первичного вещества ксенолита при растворении на основе корреляционной зависимости состава кислотной вытяжки и остатка от состава контаминанта и исходного образца.

Существует, по-видимому, еще одна причина, осложняющая идентификацию РМ. При изучении мантийных неоднородностей под кратонами и в подвижных областях мы столкнулись с явной противоречивостью изотопно-геохимической и петрохимической классификаций мантийного вещества [7]. Мантийные ксенолиты, которые по петрохимическим параметрам соответствуют примитивной неистощенной мантии, по изотопным характеристикам оказываются веществом либо истощенным, либо обогащенным.

Парадоксальность ситуации не нова. Впервые на нее обратили внимание Ягуц с соавторами в 1980 году [12]. Тогда при определении изотопного состава неодиима и стронция в двух мантийных ксенолитах, которые по соотношению Al/Si и Mg/Si отвечали неистощенному веществу РМ, были получены резко различные величины E_{Nd} и $^{87}Sr/^{86}Sr$. Для одного образца Sc-1 ($E_{Nd}=+2$, $^{87}Sr/^{86}Sr=0.70501$) они якобы соответствовали мантии слабо истощенной, а для другого – КН-1 ($E_{Nd}=+13.5$, $^{87}Sr/^{86}Sr=0.70255$) – сильно истощенной. Не углубляясь в обсуждение возможных причин такого парадокса, Ягуц с соавторами, отметили, что «...мобилизация несовместимых элементов может достигаться без значительного **истощения** базальтовыми компонентами (такими как CaO, Al₂O₃) и, следовательно, «...мантия, не обедненная этими компонентами, может иметь изотопный состав Nd и Sr, подобный тому, который предполагается для океанической истощенной мантии» [12], то есть для источника MORB.

В таком объяснении есть мало заметная, но очень важная деталь: оно полностью исключает альтернативную причину выявленного несоответствия, поскольку на самом деле мобилизация несовместимых элементов может достигаться как без значительного **истощения**, так и без значительного **обогащения** базальтовым компонентом. В итоге остается неясным, каков на самом деле исходный изотопный состав Nd и Sr в РМ. В свою очередь от этого зависит понимание того, что все-таки произошло с веществом РМ в образцах Sc-1 и КН-1, после чего в них возникли столь контрастные изотопные характеристики неодиима: оно обеднилось несовместимыми элементами или обогатилось ими. Если исходный изотопный состав неодиима в РМ, как это традиционно принято считать, идентичен хондритовому ($E_{Nd}=0$), то в обоих случаях вещество РМ подверглось обеднению высоко несовместимыми элементами, только в разной степени. Но если в действительности первична РМ с $E_{Nd}=+13.5$, то причиной различия изотопного состава двух ксенолитов, соответствующих РМ по соотношению Al/Si и Mg/Si, стало обогащение того образца, который имеет $E_{Nd}=+2$. Иными словами, равновероятность истощения и обогащения означает, что в Sm-Nd изотопной системе валовый состав Земли – BE (Balk Earth), отождествляемый с составом хондритового однородного резервуара – CHUR, и валовый состав ее силикатной оболочки – BSE (Bulk Silicate Earth) могут быть различны. Таким образом, ответ на вопрос: является ли парадокс, выявленный Ягуцем с соавторами, следствием эффектов, которые связаны только с нарушением геохимической замкнутости РМ, или отражает какие-то несовершенства изотопной и петрохимической классификации мантийного вещества, есть ничто иное как модифицированная формулировка цели настоящей работы. Очевидно, что для достижения этой цели нужен какой-то нетрадиционный подход.

Методический подход и результаты аналитических исследований

Для того чтобы разобраться в причинах противоречия, выявленного Ягуцем и др. [12], и определить, какими же ксенолитами на самом деле представлено неизмененное примитивное мантийное вещество, мы использовали объединенную изотопную и

петрохимическую систематику. В такой систематике петрохимическим показателем обогащения или истощения породообразующими (магмофильными) элементами служат элементные отношения (например, Al/Mg) а изотопной мерой степени отклонения от примитивного мантийного вещества является величина E_{Nd} . Подобное совмещение петрохимических и изотопных характеристик в единой систематике позволяет контролировать, в какой мере степень истощения – обогащения, устанавливаемая по изотопным данным, согласуется с петрохимическими характеристиками. При этом мы опирались на подход, близкий к тому, который применили Аллегр с соавторами [8] при оценке состава РМ. Их идея была предельно проста: отношение элементов, которые не вошли в ядро (литофилы), в примитивной мантии (BSE) и в Земле в целом (BE) одинаковы. Отличие нашего подхода от подхода Аллегра соавторами сводится к тому, что применительно к Sm и Nd постулат об идентичности отношений всех литофилов в BE и BSE подвергается сомнению. Отсюда следует неприемлемость оценки состава РМ по хондритовому отношению Sm или Nd к какому-либо другому элементу. С учетом такого ограничения *суть наших построений состоит в том, чтобы выявить ксенолиты, наиболее полно отвечающие РМ по соотношению разных литофилов, включая какой-нибудь редкий элемент, а затем на основе изотопного состава неодима и стронция в таких ксенолитах оценить соответствующие ему отношения Sm/Nd и Rb/Sr.*

Таблица 1.

Результаты анализа ксенолитов Монголии Sm-Nd методом

№ образца	Sm, ppm	Nd, ppm	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$E_{Nd}, T=0$
8520-09	0.306	0.8409	0.22001	0.513128±6	9.6
8520-09*				0.513114±18	9.3
8520-10	0.306	1.262	0.1465	0.512823±14	3.6
8520-10*				0.512843±6	4.0
8520-11	0.297	1.000	0.1793	0.512800±23	3.2
8520-11*				0.512825±22	3.6
8520-28	0.275	1.260	0.1319	0.512626±20	-0.2
8520-28*				0.512631±10	-0.1

Примечание: * - контрольное определение изотопного состава Nd в аликвоте без трассера

Таблица 2

Результаты анализа ксенолитов из района Витимского плато Sm-Nd методом

№ обр.	Минерал, порода	Sm(ppm)	Nd(ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	E_{Nd}
Vt-5	Вал	0.339	1.212	0.1992	0.513048±12	+8.0
Vt-5*	Вал				0.513016±23	+7.4
Vt-5	Срх	1.720	5.257	0.1979	0.513144±9	+9.9
Vt-5*	Срх				0.513164±14	+10.3
Vt-8	Вал	0.540	1.787	0.1828	0.513096±6	+8.9
Vt-8*	Вал				0.513102±6	+9.05
Vt-8	Срх	1.676	4.859	0.2085	0.513313±7	+13.2
Vt-8*	Срх				0.513367±24	+14.2
Vt-12	Вал	0.246	0.867	0.1713	0.512969±14	+6.5
Vt-12*	Вал				0.513003±26	+7.1
Vt-10	Вал	0.730				
Vt-10*	Вал				0.512914±19	5.4

Примечание: * - контрольное определение изотопного состава Nd в аликвоте без трассера

В качестве опорных объектов исследования были выбраны мантийные ксенолиты с нефракционированным субхондритовым распределением средних и тяжелых REE из юго-восточной Монголии и Витимского плато Забайкалья, поскольку здесь они встречаются достаточно часто, особенно во втором регионе. Для выявления таких разновидностей в нескольких десятках ксенолитов методом XRF и ICP MS были проанализированы главные, редкие и редкоземельные элементы и на основе полученных результатов отобраны 8 образцов, по четыре из каждого региона. Далее они были исследованы Sm-Nd, Rb-Sr и U-Th-Pb методами. Все измерения выполнены на масс-спектрометрах MAT-261 и ТРИТОН фирмы FINNIGAN MAT. Никакой кислотной обработки образцов для устранения контаминации веществом вмещающих вулканитов не проводилось. Минимизация доли контаминанта осуществлялась только механическим отбором вещества посредством выпиливания центральных частей ксенолитов и удаления эндоконтных зон с вмещающими вулканитами. Полученные результаты приведены в таблицах 1, 2 и 3. В работе помимо оригинальных аналитических материалов использованы многочисленные результаты химико-аналитического и изотопного изучения мантийных ксенолитов из литературных источников.

Таблица 3

Результаты анализа ксенолитов из района Витимского плато Rb-Sr методом

№ образца	Минерал, порода	Rb(ppm)	Sr(ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
Vt-5	Вал	0.590	20.97	0.0800	0.703430±14
Vt-5	Вал*				0.703432±30
Vt-5	Срх	0.366	670.8	0.0016	0.702699±16
Vt-5	Срх*				0.702693±14
Vt-8	Вал	0.974	30.38	0.0926	0.703315±5
Vt-8	Вал*				0.703339±18
Vt-8	Срх			0.0148	0.702353±19
Vt-8	Срх*				0.7023753±21
Vt-12	Вал	0.582	16.26	0.1035	0.703960±4
Vt-12	Вал*				0.703826±17
Vt-10	Вал	2.322	60.47	0.1111	0.703776±21
Vt-10	Вал*				0.703780±17

Примечание: * - контрольное определение изотопного состава Sr в аликвоте без трассера

Идентификация ксенолитов примитивной мантии

Комплексному изотопному и петрохимическому изучению мантийных ксенолитов из Монголии и с Витимского плато было посвящено много обстоятельных работ [1-4, 11, 20, 24, 32 и др.]. К сожалению, подготовка проб и характер собранного в них аналитического материала не пригодны для решения обсуждаемой проблемы. Для того чтобы пояснить, с чем это связано, необходимо определить возможности и ограничения тех критериев, которые могут быть использованы при идентификации вещества РМ. Мы рассмотрим их по ходу обсуждения оригинального и компилятивного аналитического материала. Предварительно отметим лишь главное: все эти критерии применимы *только к валовым пробам ксенолитов, геохимическая замкнутость которых сохранялась как на протяжении всей геологической истории, так и при подготовке вещества к аналитическим измерениям.* Поэтому нарушение геохимической замкнутости за счет контаминации веществом вмещающих вулканитов и за счет растворения концентраторов

РЗЭ в неконтаминированном веществе (например, фосфатов) при кислотной обработке проб, предназначенной для устранения эффектов контаминации, практически исключает возможность применения таких критериев.

Непригодны для такой идентификации и аналитические данные, полученные для (специально очищенных) особо чистых мономинеральных фракций, поскольку в мантийных условиях минералы ксенолитов могли неоднократно усредняться по изотопному составу. Именно поэтому в основу настоящей работы положено изучение валовых проб ксенолитов, очищенных от контаминанта механически, но не обработанных кислотами, а также анализ опубликованных данных, отобранных по принципу их соответствия неконтаминированному и неметасоматизированному мантийному веществу.

Существует множество признаков, по которым ксенолиты могут быть отнесены к РМ, но только определенное их сочетание способно обеспечить достоверную идентификацию этого вещества. Среди них следует различать необходимые и достаточные. К необходимым (но не достаточным) можно отнести; хондритовое соотношение главных породообразующих элементов (Al/Mg, Al/Si, Mg/Si, Ca/Al). Однако эти отношения практически нечувствительны к низкой степени парциального плавления и, как справедливо отмечали Ягуц с коллегами [12], примитивное по соотношению этих элементов вещество могло потерять значительную часть высоко несовместимых редких и рассеянных элементов.

Идентичность общего распределения REE хондритовому тоже не является надежным показателем принадлежности вещества к РМ. Во-первых, потому, что после отделения ядра такое распределение не могло сохраниться, так как концентрация всех тугоплавких элементов, которые не вошли в ядро, должна была возрасти во столько раз, во сколько раз масса Земли в целом больше массы ее силикатной оболочки. Во-вторых, потому что, как уже отмечалось, относительно хондритового распределения легких REE в РМ существуют серьезные сомнения и предстоит выяснить, каким же оно является на самом деле.

Таким образом, распознавание вещества РМ должно быть постадийным: сначала выбор наиболее подходящих ксенолитов по главным петрогенным элементам, потом проверка на отсутствие следов метасоматоза и малой степени плавления и, наконец, анализ изотопных характеристик.

Систематика Al/Si-Mg/Si

На начальной стадии идентификации РМ удобно воспользоваться систематикой, которую для выявления мантийных ксенолитов наиболее близких по составу к исходному веществу Земли в 1979 году предложили Ягуц с соавторами [13]. На соответствующую диаграмму Al/Si-Mg/Si (рис.1) они нанесли тренд изменения химического состава в разных типах хондритов и тренд дифференциации земного вещества. В предположении о полной стерильности вещества ядра относительно Al, Si и Mg пересечение этих трендов определяло валовый состав Земли.

Поскольку есть основания считать, что в ядре может находиться до 7.3% Si [8], реально ВЕ располагается ниже этого пересечения несколько ближе к полю хондритов. Само же пересечение с большей вероятностью отвечает BSE или, что - то же, РМ. Сопоставление составов пяти ксенолитов, расположенных наиболее близко к месту пересечения трендов показало удивительное их постоянство независимо от того, в каких регионах они были отобраны. Это послужило Ягуцу с соавторами основанием принять их средний состав в качестве представительной оценки состава РМ.

В развитие такого подхода на диаграмме той же систематики из начала координат проведены два луча, которые делят тренд эволюции земного вещества на три части, соответствующие истощенной (DM), обогащенной (EM) и примитивной мантии. На рис.1

показаны также составы РМ по оценкам разных авторов и химические составы 593 мантийных ксенолитов, из компиляции [19]. Последние обработаны в изолиниях плотности точек. Из обобщения следует неожиданный вывод о том, что среди мантийных ксенолитов ультраосновного состава нет вещества, обогащенного литофильными элементами. И, следовательно, компонент ЕМ либо представлен возвращенным в мантию веществом коры, либо возникает вследствие неадекватного поведения главных и рассеянных элементов при дифференциации РМ.

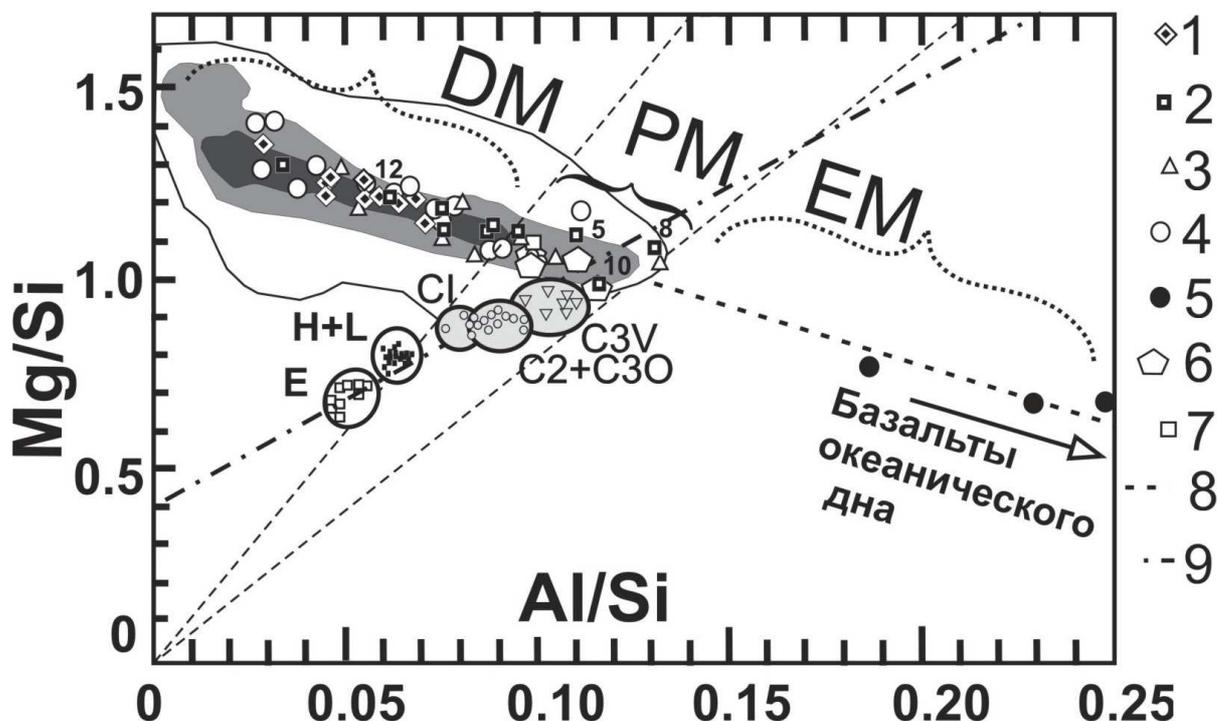


Рис 1. Диаграмма Mg/Si – Al/Si (вес %) для выявления ксенолитов, соответствующих примитивной мантии (PM) по соотношению Al, Mg и Si.

Ксенолиты, исследованные в этой работе: 1 – Монголия, 2 – Витимское плато (номера возле точек соответствуют номерам образцов Vt в табл. 1); ксенолиты из литературных источников: 3 – Витимское плато [1], 4 – ксенолиты, использованные Ягуцем и др. [13] при определении состава РМ и 5- коматииты из этой же публикации, 6 – составы РМ в моделях разных авторов [10, 13, 15, 17], 7 – состав пиrolита [13]; 8 - тренд фракционирования земного вещества, 9 – тренд космохимического фракционирования. 10 - поля составов хондритов по [13]. Изолинии - проекция на плоскость трехмерной гистограммы для 593 ксенолитов, построенной нами на основе компиляции Д.Пирсона и др [19]. Два луча из начала координат (пунктир) соответствуют минимальному и максимальному значениям Al/Mg в углистых хондритах (C1, C2+C3O, C3V) и делят тренд эволюции составов мантийного вещества на три части: РМ- примитивная мантия, ЕМ – мантия обогащенная, DM-мантия обедненная.

Анализируя составы образцов из табл.1 с относительным распределением средних и тяжелых REE, близким к хондритовому, можно убедиться в том, что по соотношению Al, Mg и Si среди них есть разновидности идентичные образцам, которые Ягуц с соавторами использовали для оценки среднего состава РМ. Однако такое соответствие составу РМ еще не достаточно для отбора перспективных образцов даже по петрогенным элементам, поскольку рассмотренная систематика не решает проблему избыточного кальция. Поэтому следующей стадией идентификации ксенолитов РМ предусматривалось их тестирование в систематике Ca/Al-Al/Si.

Систематика Ca/Al-Al/Si

Соответствие хондритовому отношению Ca/Al – одно из необходимых условий выявления ксенолитов примитивной мантии. В 1985 году Пэлм и Никел [17] показали, что

в мантийных ксенолитах с содержанием MgO от 36% до 42%, отношение Ca/Al оказывается выше хондритового и варьирует только в узких пределах от 1.25 до 1.20. Из этого они сделали вывод о том, что верхняя мантия имеет нехондритовое отношение Ca/Al, в то время как общепринято, что для BSE оно должно быть хондритовым. Они объяснили такое несоответствие удалением 4% граната из верхней мантии в ходе раннего планетарного плавления. В то же время они выводят состав верхней мантии проектированием трендов верхнемантийных Al/Ti, Sc/Ti и Sc/Yb против MgO к хондритовым отношениям (т.е. молчаливо предполагая, что удаление граната не достаточно влияло на эти частные верхне-мантийные отношения элементов). Более того, как заметили сами Пэлм и Никел, реконструированная ими мантия (до удаления граната) имела бы очень высокое отношение Al/Si (около 0.13), которое трудно согласовать с хондритовым протовеществом Земли и даже с родительским веществом C3V, предпочитаемым этими авторами.

Позднее Харт и Циндлер [10] нашли, как им казалось, более простое решение проблемы избыточного кальция. Они предположили, что высокое отношение Ca/Al обусловлено высоким и непредставительным содержанием клинопироксена, не связанного ни с каким петрогенетическим процессом, которое возникает просто как результат локальной неоднородности мантийного материала. «Любой, кто видел орогенные лерцолиты знает о высоких вариациях в содержании модалного клинопироксена на шкале от сантиметров до десятков метров». Они полагают, что в сочетании со склонностью исследователей отбирать наиболее красивые образцы (обогащенные изумрудно зеленым клинопироксеном) или со стремлением геохимиков собрать наименее обедненные образцы (т.е также наиболее богатые клинопироксеном) это ведет к появлению коллекций, в которых состав образцов смещен в направлении к аномально высокой концентрации названного минерала.

Основываясь на таком допущении Харт и Циндлер предложили при определении состава РМ по ксенолитам лерцолитов вводить «клинопириоксеновую поправку» [10], суть которой состоит в вычитании содержания избыточного минерала вплоть до отношения $Ca/Al \leq 1.09$. В идеальном случае поправка предполагает использование реально измеренного состава клинопироксена (как по главным элементам, так и по REE) для каждого образца.

Непредставительность состава ксенолитов не менее опасна и при выявлении состава REE в РМ, а, следовательно, и при определении изотопного состава Nd. Поэтому, мы включили в число необходимых критериев идентификации вещества РМ его соответствие хондритам по величине отношения Ca/Al. Однако такое соответствие предполагает не введение пироксеновой или какой-либо другой поправки, а отбраковку образцов, у которых отношение Ca/Al отличается от хондритового более чем на 5% независимо от природы такого отличия.

С этой целью была использована диаграмма Ca/Al – Al/Mg (рис. 2), на которую вместе с отобранными ранее образцами нанесены составы хондритов на основе компиляции Вэссона и Келлеймена [31]. Для иллюстрации отклонений по величине Ca/Al мы нанесли на рис.2 все ксенолиты, независимо от того прошли они тест на соответствие РМ по соотношению Al, Mg и Si на предыдущей стадии или нет. Тем более что на таком рисунке соответствие хондритам по этим элементам отражается отношением Al/Mg.

Приводимая на рис. 2 диаграмма позволяет выделить 12 образцов близких к хондритам по величине Ca/Al и Al/Mg отношения а, следовательно, и потенциально идентичных РМ. Пять из них из базальтов Витимского плато (обр. Vt-5, Vt-8, Vt-10, 313-3, 313-6; пять образцов из Китая [33, 34] и всего два образца (без поправки на клинопироксен) из подборки Харта и Циндлера [10]. Примечательно, что ни один из

образцов, использованных Ягуцем с соавторами [13] для расчета состава РМ, в том числе для редких и рассеянных элементов, не удовлетворяют рассматриваемому критерию. Стало быть, несмотря на близкое сходство с хондритами по отношениям Al/Si и Mg/Si, их состав не годится для выявления реальных концентраций Sm, Nd и других редких элементов. В частности не проходят этот тест и те два эталонных образца РМ (KH-1 и Sc-1), для которых позднее [12] был определен изотопный состав Nd и Sr. Они также имеют отчетливо повышенное отношение Ca/Al.

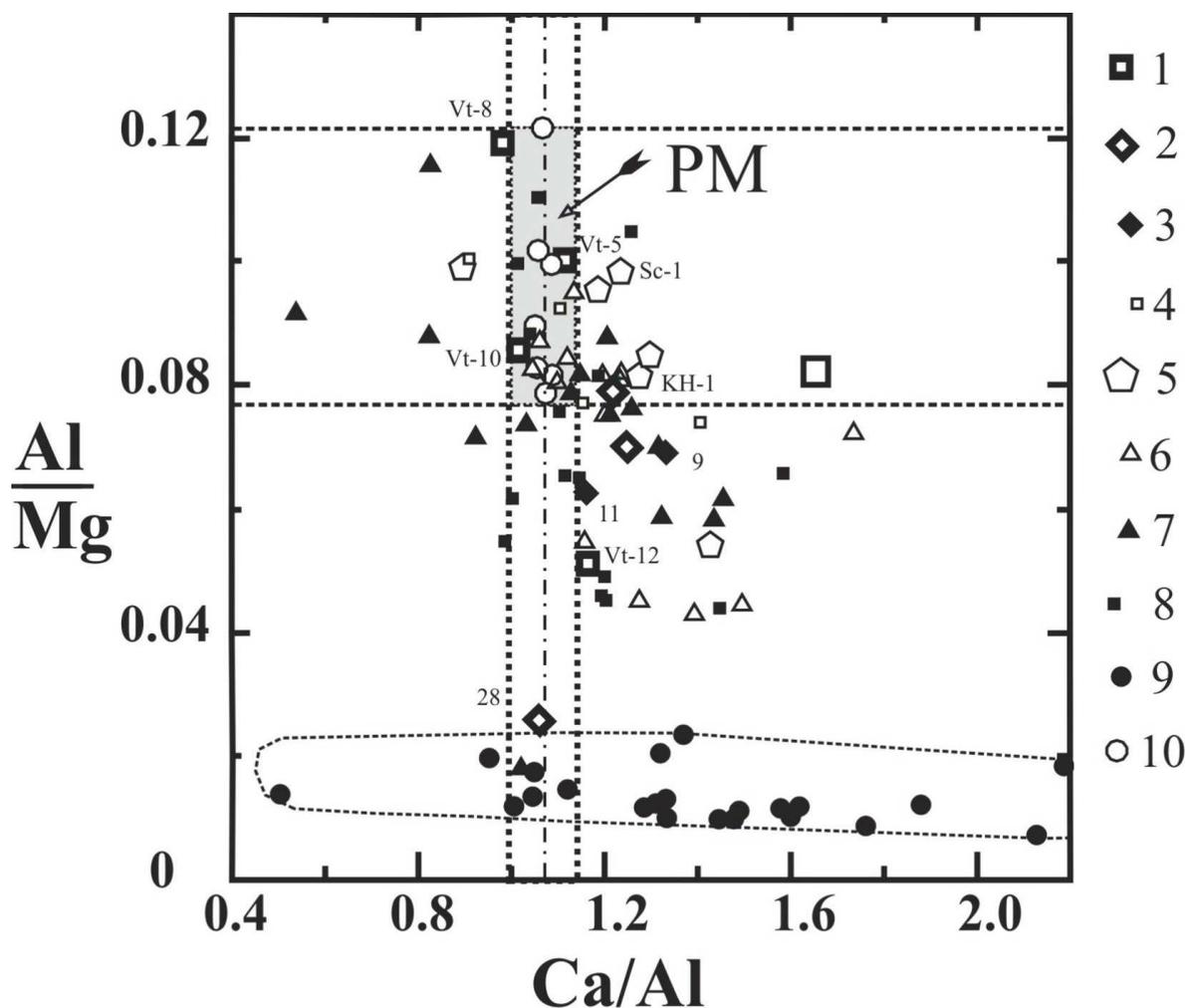


Рис 2. Диаграмма Mg/Si – Ca/Al (вес %) для отбора мантийных ксенолитов с ненарушенным хондритовым отношением Ca/Al

Ксенолиты, исследованные в этой работе: 1– Витимское плато, 2 – Монголия (номера возле точек соответствуют номерам образцов в табл. 1); ксенолиты из литературных источников: 3 – Монголия, Тариат [4], 4 – Витимское плато [1], 5 – ксенолиты, использованные для определения состава РМ Ягуцем и др [13]; 6 – ксенолиты лерцолитов из ЮВ Китая [33, 34], 7 – ксенолиты лерцолитов и 8- орогенные лерцолиты из компиляции Харта и Циндлера [10], 9 – ксенолиты лерцолитов Канарских островов, испытавшие мантийный метасоматоз [16], 10 – хондриты разных типов [31].

Заметим, что природа избыточного кальция в мантийных ксенолитах, скорее всего, не столь однозначна, как полагают Харт и Циндлер, о чем свидетельствует тренд составов для ксенолитов с Канарских островов (рис. 5), в которых отчетливо проявлен мантийный метасоматоз [16]. Этот тренд отражает активный привнос кальция, не поддержанный изменением величины Al/Mg. Кроме того, на диаграмме заметна тенденция к некоторому росту Ca/Al с увеличением степени парциального плавления, которую в свое время отметили Мак-Донахью и Сан [15].

Изотопно-петрохимическая систематика Al/Mg-Sr/Mg-E_{Nd}

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

На рис 3 представлена систематика Al/Mg-Sr/Mg-E_{Nd}, в которой величина Sr/Mg напрямую никак не зависит от величины искомого отношения Sm/Nd в PM. Отчетливый космохимический тренд для разных типов хондритов в этой систематике позволяет вполне определенно идентифицировать вещество примитивной мантии, не подвергавшейся парциальному плавлению малой степени.

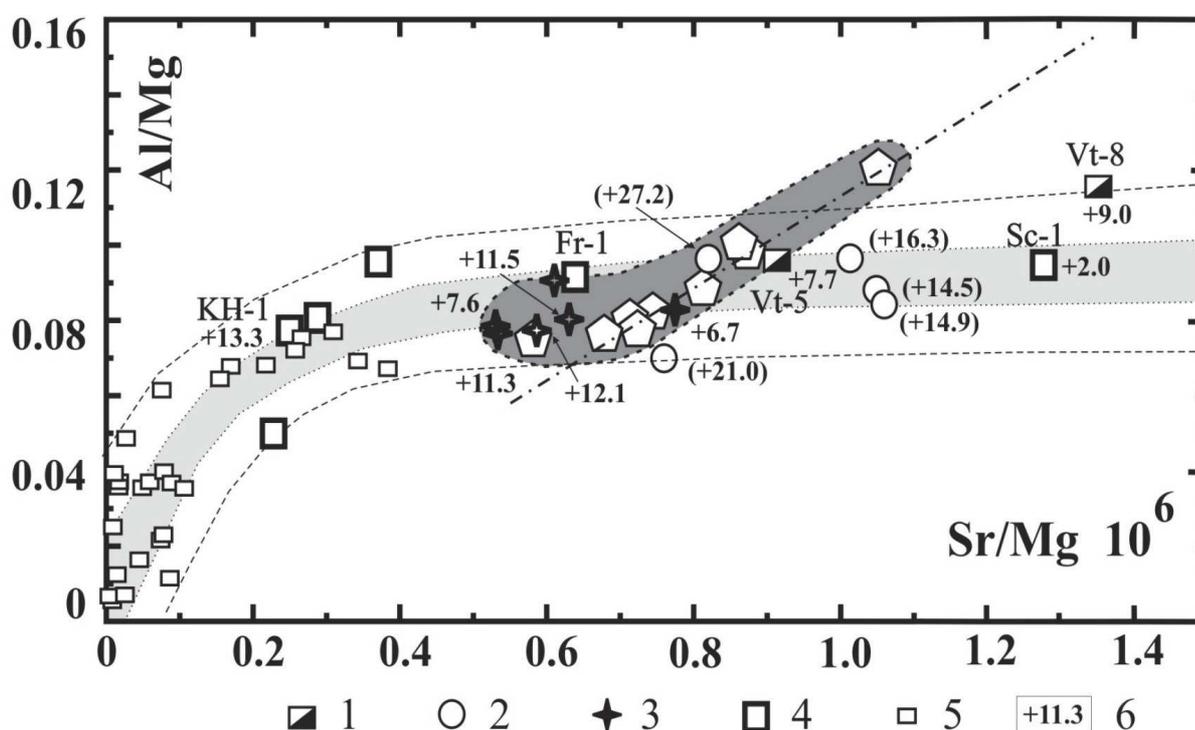


Рис 3. Диаграмма Sr/Mg – Al/Mg (вес %) для выявления мантийных ксенолитов, не подвергавшихся дифференциальному плавлению.

Ксенолиты, исследованные в этой работе: 1 – Витимское плато (номера возле точек соответствуют номерам образцов в табл. 1; ксенолиты из литературных источников: 2 – Витимское плато [1, 3], 3 – ксенолиты вулкана Ньюшань, ЮВ Китай [33, 34], 4 – ксенолиты использованные для определения состава примитивной мантии Ягуцем и др [13]; 5 – орогенные лерцолиты о-ва Хокайдо, Япония [26], метасоматизированные ксенолиты Канарских о-вов, 6 – значения E_{Nd} для валовых проб, в скобках – для клинопироксенов. Тонким пунктиром со светло-серой осевой частью ограничена зона магматической дифференциации, темно-серое поле – область состава хондритов и PM. При соответствии PM по соотношению Al, Mg, Si и Ca образцы, отвечающие хондритовому отношению Sr/Mg, с наибольшей вероятностью идентичны PM и по другим редким и рассеянным элементам

Для выявления тренда эволюции составов мантийного вещества при парциальном плавлении на эту диаграмму Sr/Mg – Al/Mg нанесены составы верхне-мантийных перидотитов ультраосновных пород из района Хокайдо [28], которые согласно опубликованным результатам хорошо согласуются с закономерностями такого процесса. С позиций тех требований, которые обусловлены целью настоящей работы аналитический

материал, полученный Таказавой с соавторами [28], предпочтителен по двум причинам. Во-первых, все анализы выполнены без какой-либо предварительной химической обработки вещества. Во-вторых, мантийное вещество, испытывавшее парциальное плавление разной интенсивности, в отличие от мантийных ксенолитов не подвергалось контаминации расплавом, транспортирующим его к поверхности, поскольку оно представлено не ксенолитами, а орогенными перидотитами. К сожалению, эти породы не изучены изотопными методами и соответствующий им аналитический материал не дает возможность проследить, как изменяются изотопные характеристики перидотитов по мере уменьшения степени парциального плавления и приближения к составу РМ.

На диаграмму рис. 3 мы нанесли те образцы, в которых нет избыточного Са и которые были исследованы Sm-Nd и Rb-Sr методами. Семь из них (обр. Vt-5 и шесть образцов из ЮВ Китая, табл.4) оказываются в непосредственной близости к полю составов хондритов или РМ. Эти ксенолиты соответствуют веществу с высоко положительными E_{Nd} и примитивным изотопным составом стронция. Повышенное содержание радиогенного изотопа ^{87}Sr наблюдается только в двух образцах шпинелевых лерцолитов из ЮВ Китая, не избежавших, по-видимому, некоторой селективной контаминации или метасоматического преобразования, о чем свидетельствуют присутствующие в них амфибол и флогопит.

На рис. 3 приведены также шесть ксенолитов из компиляции Ягуца и др. [13], которые послужили им в качестве опорных для определения состава РМ, но которые не прошли тест на хондритовое отношение Ca/Al (см. рис. 2).

Таблица 4.

Составы ксенолитов, наиболее полно соответствующие составу РМ

№ обр.	Al ₂ O ₃	MgO	CaO	Sr, ppm	Al/Mg	Ca/Al	Sr/Mg	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	ENd	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	Ссылки
Fr-1		37.81		14600	0.0947	0.1140	0.6401	-	-	-	[13]
BT-5	4.3	38	3.6	20970	0.0993	0.1123	0.9152	0.513032±18	+7.7	0.70333	см. табл.1
313-3	4.03	38.65	3.35	24500	0.0915	0.1027	1.0512	(0.513383)*	(+14.)*	-	[1, 3]
313-6	3.88	38.95	3.04	24900	0.0874	0.0925	1.0602	(0.51399±3)*	(14.9)*	-	[1, 3]
NUSH-2	3.68	38.7	3.1	14750	0.0834	0.0950	0.6321	0.513229±4	+11.5	0.702819	[34, 35]
NUSH-5	3.62	38.9	2.85	12490	0.0816	0.0869	0.5325	0.513017±6	+7.6	0.703817	[34, 35]
NUSH-6	3.55	38.6	3.19	13610	0.0806	0.0980	0.5847	0.513261±7	+12.1	0.703023	[34, 35]
NUSH-7	4.02	37.5	3.43	13850	0.0940	0.1085	0.6125	-	-	0.703537	[34, 35]
NUSH-8	3.54	38.9	3.28	12480	0.7980	1.0000	0.5320	0.513217±20	+11.3	0.703278	[34, 35]
Nu9619**	3.57	39.4	2.95	23000	0.0795	1.1169	0.9681	0.513088±13 (0.513098±6)	+8.8 (9.0)	0.705156±11 (0.702811±11)	[34, 35]
Nu9621**	3.78	38.5	3.02	18000	0.0861	1.0799	0.7753	0.512971±11 (0.513142±12)	+6.5 (+9.8)	0.706074±17 (0.703025±12)	[34, 35]

Примечание: *в скобках -¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd и ENd, определенные по пироксену; ** - лерцолиты, содержащие флогопит и амфибол.

По величине Sr/Mg за исключением обр. Fr-1 они также не соответствуют неизмененному веществу РМ. Примечательно, что те два из них, для которых были определены изотопные составы стронция и неодима, в этой систематике отвечают ситуации, когда образец КН-1 с $E_{Nd} = +13$ попадает в область истощенного вещества, а образец Sc-1 с $E_{Nd} = +2$ – в область мантии обогащенной. Таким образом, наблюдаемое различие обусловлено не разной степенью истощения исходного примитивного вещества редкоземельными элементами, а обогащением одного и обеднением другого. При этом значение E_{Nd} в неизменной примитивной мантии оказывается больше такового в обр Sc-1, но меньше чем в КН-1.

Sm-Nd изотопная система и оценка величины Sm/Nd в примитивной мантии

Универсальным критерием идентификации ксенолитов РМ можно считать расположение соответствующих им точек на геохроне (т.е. на изохроне с возрастом, отвечающим времени отделения ядра и формирования силикатной оболочки Земли, или что - то же РМ,) в координатах любой изотопной системы. По разным оценкам этот возраст колеблется от 4530 до 4500 млн лет. Как уже отмечалось выше, такой тест, как и все другие, приемлем только для валовых проб ксенолитов, геохимическая замкнутость которых не была нарушена ни контаминацией вмещающих вулканитов, ни процедурой химической обработки, которая используется для устранения эффектов, обусловленных такой контаминацией. Однако в разных изотопных системах чувствительность к контаминации весьма различна.

Наиболее чувствительна к добавке чужеродного вещества Sm-Nd изотопная система. Это обусловлено тем, что концентрация REE во вмещающих вулканитах на два порядка превосходит таковую в лерцолитах. Поскольку вмещающие вулканиты, как правило, имеют щелочную специализацию, для которой характерно сильное обогащение легкими REE, малейшая примесь такого контаминанта существенно уменьшает величину отношения Sm/Nd. При этом изменяется и изотопный состав неодима, но вследствие меньшей его контрастности в лерцолитах и во вмещающих вулканитах (по сравнению с различием в величине Sm/Nd) даже при относительно сильной контаминации, он может оставаться достаточно близким к таковому в неконтаминированном веществе. Поэтому изотопный состав неодима в валовых пробах ксенолитов с Витимского плато (не обрабатывавшихся кислотой для удаления контаминанта) обр. Vt-5 ($E_{Nd}=7.7$) и обр. Vt-8 ($E_{Nd}=9.0$), состав которых наиболее полно соответствует неизменной РМ по отношению Ca/Al, Al/Mg, Al/Si, Mg/Si, а в обр. Vt-5 и по отношению Sr/Mg, определяет минимальное значение величины E_{Nd} в веществе примитивной мантии. Обр. Vt-8 по отношению Sr/Mg отвечает несколько обогащенному мантийному веществу, поэтому величина $E_{Nd}=9.0$ в нем должна расцениваться как минимально возможная для РМ.

В эту же группу высокого соответствия РМ по всем петрохимическим характеристикам попадают также пять образцов из Среднеплейстоценового вулкана Ньюшань в ЮВ Китае (табл.4): обр. NUSH-2 ($E_{Nd}=+11.5$); NUSH-5 ($E_{Nd}=+7.6$), Nu9619 ($E_{Nd}=+8.8$); Nu9621 ($E_{Nd}=+6.5$); а также образец NUSH-7, для которого изотопный состав Nd не известен. Образцы NUSH-6 ($E_{Nd}=+12.1$) и NUSH-8 ($E_{Nd}=+11.3$), которые имеют несколько повышенное отношение Ca/Al по сравнению с хондритовым, тем не менее, попадают в поле РМ на рис. 3 и изотопный состав Nd в них практически совпадает с таковым в обр. NUSH-2. Как уже отмечалось, образцы Nu9619 и Nu9621 содержат флогопит и амфибол и могут иметь несколько заниженные величины E_{Nd} . За исключением этих двух образцов результаты, полученные для мантийных ксенолитов Витимского плато, в сочетании с литературными данными для ксенолитов из юго-восточного Китая, позволяют оценить E_{Nd} в РМ интервалом значений от +7.6 до +11.5 при средней величине $+9.5 \pm 2.0$, что соответствует отношению $Sm/Nd=0.351 \pm 0.006$. Уместно подчеркнуть, что оценка Sm/Nd отношения в РМ ($Sm/Nd=0.325$), полученная Хартом и Циндлером [10] по пересечению тренда космохимического фракционирования с трендом дифференциации земного вещества в координатах Nd/Ca – Ca и Sm/Mg – Ca, не может быть принята. Эта оценка основана на хондритовых величинах отношений Nd/Ca и Sm/Mg и в рамках хондритовой модели соответствует валовому составу Земли - BE, но не несет информации о реальной величине отношения Sm/Nd в ее силикатной оболочке -BSE (PM).

Таким образом, изотопный состав неодима в примитивной мантии свидетельствует о том, что она характеризуется повышенным относительно хондритов отношением Sm/Nd, и, стало быть, имеет первичный дефицит Nd, не связанный с процессами парциального плавления и корообразования.

В Sm-Nd изотопной системе существует еще один способ, который позволяет оценить Sm/Nd в примитивной мантии независимо от контаминации ксенолитов веществом вмещающего вулканического расплава. Его суть состоит в том, что контаминированные в разной степени одним и тем же веществом ксенолиты примитивной мантии в координатах Sm-Nd изохронной модели должны располагаться на линии двухкомпонентного смешения “состав вулканитов – состав РМ”, пересекающей геохрону в точке РМ. Для того чтобы воспользоваться этим приемом, необходимо выявить ксенолиты наиболее близкие по составу к РМ и проверить их на линейную зависимость в координатах изохронной модели. При поисках зависимости полезно использовать сами вмещающие вулканиты, составы которых также должны лежать на линии смешения. На этой же прямой должны располагаться как составы ксенолитов после обработки их кислотами, так и кислотные вытяжки при условии селективного растворения контаминанта.

К сожалению, для отобранных по литературным данным и прошедших необходимые тесты мантийных ксенолитов описанный способ определения состава РМ не применим, поскольку для них либо нет изотопных составов валовых проб (Витим), либо отсутствуют концентрации Sm и Nd (Ю.-В. Китай).

В исключительном случае для аналогичного построения могут оказаться пригодными аналитические данные по клинопироксенам. Это возможно, когда разнообразные ксенолиты (и соответствующие им клинопироксены) возникли в результате одноактной дифференциации гомогенной по изотопному составу примитивной мантии и впоследствии оставались геохимически замкнутыми системами. При соблюдении названных условий составы валовых проб и клинопироксенов должны лежать на изохроне, пересекающей геохрону в точке РМ. Угловой наклон такой изохроны будет соответствовать времени дифференциации вещества РМ. Для клинопироксенов в мантийных ксенолитах из юго-восточного Китая выявлены две такие линейные зависимости, [34, p.185, fig. 10], позволяющие предполагать реализацию подобной модели. Они пересекаются с геохроной в одной точке, соответствующей $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.51305$ ($E_{\text{Nd}}=+8$) и $\text{Sm}/\text{Nd}=0.347$. Эти значения весьма близки к приведенной выше оценке состава РМ, но из-за значительного разброса точек возле прямых могут расцениваться только, как косвенное ее подтверждение, и рассмотрены здесь в большей мере для иллюстрации описанного приема.

Rb-Sr изотопная система и оценка Rb/Sr в примитивной мантии

В Rb-Sr изотопной системе геохронологический критерий также несостоятелен, как и в Sm-Nd, поскольку из-за очень низких концентраций Rb в мантийном веществе оно очень чувствительно даже к слабой контаминации этим элементом. Причем из-за высокой подвижности рубидия такое заражение нередко оказывается селективным, т.е. не поддержанным другими элементами. В итоге отношение Rb/Sr легко нарушается. При отсутствии признаков истощения главными элементами для оценки изотопного состава стронция в примитивной мантии, как и в Sm-Nd системе, образцы ксенолитов, которые наиболее полно соответствуют веществу РМ по отношению Sr/Mg, в случае обработки их кислотами определяют минимально возможную величину отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Образцы, не обработанные кислотами и, следовательно, потенциально контаминированные рубидием, а возможно и более радиогенным стронцием, дают максимальное значение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Сразу же отметим, что изотопный состав стронция в пироксене для такой оценки не годится, поскольку он в лучшем случае отражает начальный изотопный состав этого элемента в валовой пробе на тот момент, начиная с которого, сохраняется геохимическая замкнутость пироксена. Из табл.4 следует, что по всем образцам, которые использованы для оценки изотопного состава неодима в РМ,

величина отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в ней оценивается интервалом от 0.70282 (обр. NUSH-2) до 0.70333 (обр. Vt-5), и в среднем отвечает отношению $(\text{Rb}/\text{Sr})_{\text{PM}} = 0.0215$.

MORB как источник информации об изотопном составе Nd и Sr в PM: возможности и ограничения

Изотопные составы Nd и Sr в примитивной мантии и соответствующие им величины Sm/Nd и Rb/Sr, полученные по наименее измененным мантийным ксенолитам, совпадают с результатами оценки по магматическим мантийным производным, главными из которых являются базальты срединно-океанических хребтов - MORB [5]. В связи с этим уместно обсудить те возможности и ограничения при оценке таких параметров на основе анализа изотопных систем вулканитов.

В отличие от ксенолитов магматические расплавы поставляют интегральную, а, следовательно, более представительную изотопную информацию, которая не зависит от локальных неоднородностей мантийного вещества на уровне десятков сантиметров и даже десятков метров. Поэтому те эффекты, которые могут быть обусловлены неравномерным распределением клинопироксена [10] или граната в мантийных ксенолитах [11], нарушающим в них хондритовое отношение Ca/Al, а возможно и Sm/Nd, здесь отсутствуют. Это позволяет воспользоваться изотопно-геохимической логикой и определить изотопный состав неодима в PM по пересечению тренда составов MORB с геохроной, что и было сделано Ю.А.Костицыным [5].

Тем не менее, при таком подходе существует серьезное ограничение другого рода. Оно отражается в почти двукратных вариациях величины Sm/Nd в MORB (от 0.210 до 0.50). На диаграмме в координатах $E_{\text{Nd}} - \text{Sm}/\text{Nd}$ это проявляется в сильной вытянутости тренда составов MORB вдоль горизонтальной оси Sm/Nd. Причина таких вариаций химического состава, скорее всего, двоякая.

Отчасти растянутость тренда составов MORB в координатах Sm-Nd мантийной систематики обусловлена несоответствием химического состава выплавки химическому составу субстрата, вследствие чего Sm/Nd в том субстрате, который продуцировал базальты, попадающие на геохрону (4.56 млрд. лет), совсем не обязательно соответствует величине Sm/Nd отношения в самих базальтах. Однако главная причина непостоянства Sm/Nd в MORB, по-видимому, имеет другую природу.

Вариации изотопного состава неодима в вулканитах с аномально высокими величинами Sm/Nd ограничены тем же достаточно узким интервалом, что и для всего тренда MORB. Это означает, что при формировании MORB всякий раз плавится хорошо усредненный мантийный субстрат, меченный примерно одинаковым изотопным составом неодима, а возникающий расплав многократно удаляется из него относительно небольшими порциями, которые всегда соответствуют малой степени парциального плавления. Таким образом, в субстрате все время сохраняются условия наиболее сильного фракционирования Sm и Nd. Вследствие этого при периодическом оттоке и регенерации жидкой фазы отношение Sm/Nd должно эффективно возрасти и в рестите, и в генерируемых им более поздних выплавках. Заметим попутно, что отсутствие аналогичного феномена с образованием вулканитов, в которых при $E_{\text{Nd}}=0$ величина Sm/Nd была бы почти в два раза выше Sm/Nd в , - наиболее сильный аргумент в поддержку представлений об иллюзорности CHUR.

В подобной ситуации остается неясным ответ на два главных вопроса: (1) каков же исходный состав источника MORB до начала такого фракционирования (парциального плавления) и (2) соответствует ли он чистой PM или какой-то наиболее распространенной ее смеси с мантией истощенной. Если источником MORB является хорошо усредненная смесь обедненного и необедненного мантийного вещества, то пересечение тренда MORB с геохроной не будет соответствовать составу PM, который в таком случае располагается

где-то на геохроне, но под этим пересечением. В работе Ю.А.Костицына [5] величина Sm/Nd в РМ определена по пересечению нижней границы этого тренда с геохроной. Полученные нами результаты на основе комплементарного подхода, опирающегося на прямое изучение мантийного вещества, представленного в ксенолитах, подтверждают правильность такой оценки.

Заключение

Резюмируя все изложенное можно констатировать, что изотопный состав неодима и стронция в РМ соответствует источнику MORB, который много лет ошибочно отождествлялся с мантией, истощенной в процессе формирования коры. Вещество неизменной РМ, не затронутое процессами парциального плавления при корообразовании, проявляет первичный дефицит легких REE и по сравнению с хондритами действительно является обедненным, но природа такого обеднения принципиально иная. Поскольку LREE относятся к высокотемпературным нелетучим элементам, их соотношение для Земли в целом в рамках представлений о гомогенной аккреции должно соответствовать хондритовому. Так как в РМ этого не наблюдается, у выявленного несоответствия возможны только две причины [21, 22]: либо дефицитные в силикатной оболочке Земли LREE сосредоточены в комплементарном ей резервуаре, каковым является ядро [23], либо обсуждаемый эффект - следствие негомогенной аккреции. В любом варианте никакого хондритового резервуара – CHUR в современной мантии не существует.

Из соответствия РМ источнику MORB вытекает три важных следствия.

1. Если для тугоплавких литофильных элементов соблюдается хондритовая модель Земли, примитивный компонент верхней и нижней мантии должны быть идентичны по составу, поскольку РМ есть ничто иное, как BSE. Отсюда в свою очередь следует, что любые аномалии изотопного состава, которые наблюдаются в потоках вещества из нижней мантии (плюмы) обусловлены существованием скрытого резервуара. Этот вывод согласуется с представлениями И.Н.Толстихина и А.Хофмана [29], обосновавшими существование такого резервуара на основе изотопного состава гелия и других элементов.
2. Древнее истощенное мантийное вещество петрогенетически бесплодно и на поверхности магматическими производными не представлено.
3. Все источники вещества, в которых изотопный состав неодима соответствует положительным значениям $\epsilon Nd < (+9.5 \pm 2.0)$ и которые до сих пор считались в разной степени истощенными, в действительности являются обогащенными.

И, наконец, в заключение можно определить рациональную последовательность действий при поисках примитивной мантии с ненарушенным содержанием редких и рассеянных элементов среди мантийных ксенолитов, изученных аналитическими методами без предварительной кислотной обработки:

- Отбор ксенолитов с близким к хондритовому распределением средних и тяжелых REE, при общем их обогащении относительно хондритов около 2.8 согласно [15, 18].
- Выбор среди них разновидностей, соответствующих хондритам по соотношению главных петрогенных элементов (Si, Mg, Al, Ca).
- Выбор среди отобранных на предыдущей стадии образцов таких, которые отвечают хондритам по отношению элементов чувствительному к малой степени парциального плавления (например, по Sr/Mg, Lu/Mg и т. п.).
- Определение изотопных составов Sr, Pb, Nd и Os с последующим анализом полученных результатов и выявлением образцов, попадающих на геохрону в

соответствующих изотопных системах. Расположение фигуративных точек состава на геохроне в наименее чувствительных к контаминации Pb-Pb и Re-Os изотопных системах, станет окончательной аргументацией соответствия образца неизменной РМ и его пригодности для всестороннего исследования современными методами.

Продолжение этой работы представляется нам в виде реализации заключительного этапа на основе выявления новых образцов примитивной мантии и изучения уже идентифицированных Pb-Pb и Re-Os методами.

Грант РФФИ № 04-05-64462; Фонд приоритетных исследований РАН (проект №503).

Литература

1. **Ионов Д.А., Ащепков И.В., Штош Х.Г., Зек Х.А., Витт-Айкшен Г.** Ксенолиты гранатовых перидотитов Витимского вулканического поля Забайкалья: петрология и геохимия гранат-шпинелевых перидотитов переходной зоны субконтинентальной мантии / Под ред. Богатикова, О.А. и др. Магматизм рифтов и складчатых поясов. М.: Наука, 1993а. С. 169-211.
2. **Ионов Д.А., Крамм У., Штош Х.Г., Коваленко В.И.** Эволюция верхней мантии южной части Байкальской рифтовой зоны по данным изотопного состава Sr и Nd в ксенолитах Бартойских вулканов / Под ред. Богатикова, О.А. и др. Магматизм рифтов и складчатых поясов. М.: Наука, 1993б. С. 211-234.
3. **Ионов Д.А., Ягутц Э.** Изотопия Sr и Nd в минералах гранатовых и шпинелевых перидотитов ксенолитов Витимского плоскогорья: Первые данные для мантийных включений СССР // Докл. АН СССР. 1992. Т. 301. №5. С. 1195-1199.
4. **Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Ионов Д.А., Ягутц Э., Люгмайр Г., Штош Х.Г.** Эволюция мантии Центральной Азии и развитие тектонических структур земной коры // Геотектоника. 1990. №4. С. 3-16.
5. **Костицын Ю.А.** Sm-Nd и Lu-Hf изотопные системы Земли: отечают ли они хондритам? // Петрология, 2004, т.12, №5, С. 451-466.
6. **Пушкарёв Ю.Д.** Мегациклы в эволюции системы кора-мантия // Л., Наука, 1990, 215 с.
7. **Пушкарёв Ю.Д., Никитина Л.П., Сергеев С.А., Скиба В.И., Юргина Е.К.** Изотопно-петрохимическая систематика мантийных ксенолитов и природа слоя D'' на границе «ядро-мантия» // Тез. докл. XVII Симпоз. по геохимии изотопов, Москва, 6-9 декабря 2004 г. С. 211-212.
8. **Allegre C.J., Poirier J.P., Humber E., Hoffman A.W.** The chemical composition of the Earth // Earth Planet. Sci. Lett. 1995. V. 134. P. 515-526.
9. **Bedini R.M. and Bodinier J.L.** Distribution of incompatible trace elements between the constituents of spinel peridotite xenoliths: ICP-MS data from the east African rift. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1999, 63. P. 3883-3900.
10. **Hart S.R., Zindler G.A.** In search of a bulk-earth composition // Chem. Geol. 1986. V.57. P. 247-267
11. **Ionov D.A.** Chemical variations in peridotite xenoliths from Vitim, Siberia: inferences for REE and Hf behaviour in the garnet-facies upper mantle // J. Petrol. 2004. V. 45. P. 343-367.
12. **Jagoutz E., Carlson R.W., Lugmair G.W.** Equilibrated and Nd-unequilibrated Sr isotopes in mantle xenoliths // Nature, 1980, vol.286. P. 708-710.
13. **Jagoutz E., Palme H., Baddenhausen H., Blum K. et al.** The abundances of major, minor and trace elements in the Earth's mantle as derived from primitive ultramafic nodules // Proceed. Of the 10th Lunar and Planet. Sci. Conf. // Geochem. Cosmochem. Suppl. 1979. P. 2031-2050.
14. **Kleine T., Munker C., Mezger k., Palme H.** Rapid accretion and early core formation on asteroids and the terrestrial planets from Hf-W chronometry // Nature, 2002, 418. P.952-955.
15. **McDonough, Sun S.-S.** The composition of the Earth // Chem. Geol. 1995. V. 120. P. 223-253.

16. Neumann E.-R., Griffin W.L., Pearson N.J., O'Reilly S.Y. **The evolution of the upper Mantle beneath the Canary Islands: Information from trace elements and Sr isotope ratios in minerals in mantle xenoliths** // *Journal of Petrology*, vol.45, No 12, 2004. P. 2573-2612.
17. Palme H., Nicel K.G. **Ca/Al ratio and composition of the Earth's upper mantle** // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1985, 49, P. 2123-2132.
18. Palme H., O'Neil C. **Cosmochemical estimates of mantle composition** // In: *Treatise on Geochemistry*. Elsevier Ltd. 2003. Vol. 2. P. 1-38.
19. Perarson D.G., Canil D., Shirey S.B. **Mantle samples included in volcanic rocks: xenoliths and diamonds** // *Treatise on Geochemistry*, Elsevier Ltd. 2003. Vol. 2. P. 172-275.
20. **Pearson D.G., Irvine G.J., Ionov D.A., Boyd F.R., Dreibus G.E.** Re-Os isotope systematics and platinum group element fractionation during mantle melt extraction: A study of massif and xenoliths of peridotite suites // *Chem. Geol.* 2004. V. 208. P. 29-59.
21. **Pushkarev Yu.** The Bulk Silicate Earth as MORB source and isotope geochemical approach to the origin of D"-layer // Abstracts of Goldschmidt Conference, Copenhagen, Denmark, June 5-11, 2004, A559
22. **Pushkarev Yu.D.** Origin of the core and D" layer: isotope geochemical approach // The Abstract Volumes of the 32-nd International Geological Congress, Florence, Italy, August 20-28, 2004. P. 1280-1281
23. **Pushkarev Y.D.** Rare earth elements in the core? // *Goldschmidt Conf. Abstr.*, 2005, Isotopic Records of Early Planetary Evolution, A397.
24. **Press S. Witt G. Seck H.A., Ionov D.A., Kovalenko V.I.** Spinel peridotite xenoliths from the Tariat depression, Mongolia // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1986. V. 50. P. 2587-2600.
25. **Ringwood A.E.** A model for the upper mantle // *J. Geophys. Res.*, 1962, 67. P. 857-867.
26. **Ringwood A.E.** The chemical composition and origin of the Earth // In *Advances in Earth Sciences*. MIT Press, Cambridge, 1966. P. 287-356.
27. **Sun S.** Chemical composition and origin of the Earth's primitive mantle // *Geochim. Et Cosmochim. Acta*, 1980, 46. P.179-192.
28. **Takazawa E., Frey E.A., Shimizu N., Obata M.** Whole rock compositional variations in an upper mantle peridotite (Horoman, Hokkaido, Japan): Are they consistent with a partial melting process // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2000. V. 64. N. 4. P.695-716.
29. **Toltikhin I.N., Hofmann A. W.** Early crust on top of the Earth's core. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 2005, 148, P. 109-130
30. **Wänke H., Dreibus g., Jagoutz E.** Mantle chemistry and accretion history of the Earth // in *Archean geochemistry* (ed. A.Kröner) Springer, Berlin, 1984. P. 1-24.
31. **Wasson J.T., Kallemeyn W.** Compositions of chondrites // *Phil. R. Soc.Londjn*, 1988, A325, P. 535-544.
32. **Wiechert U., Ionov D.A., Wedepohl K.H.** Spinel peridotite xenoliths from Atsagin-Dush volcano, Dariganga lava plateau, Mongolia: a record of partial melting and cryptic metasomatism in the upper mantle // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1997. 126. P. 345-364.
33. **Xu X., O'Reilly S.Y., Griffin W.L., Zhou X.** Genesis of young lithospheric mantle in SE China // *J. Petrol.* 2000. V. 41. P. 111-148.
34. **Xu X., O'Reilly S.Y., Griffin W.L., Zhou X.** Enrichment of upper mantle peridotite: petrological, trace element and isotopic evidence in xenoliths from SE China // *Chem. Geol.* 2003. V. 198. P. 163-188.
35. **Zindler A., Jagoutz E.** Mantle cryptology // *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 1988, v.52, P. 319-333.

Древние алмазоносные изверженные породы некимберлитового типа

Саблуков С.М., Каминский Ф.В., Саблукова Л.И.

KM Diamond Exploration, Ванкувер, Канада, S.Sablukov@g23.relcom.ru

За последнее десятилетие открыты десятки высокоалмазоносных магматических тел совершенно не похожих на кимберлиты и лампроиты (Канада, французская Гайана). Алмазоносные породы нового типа имеют древний возраст (Архей - Ранний Протерозой), обнаружены в пределах древних докембрийских платформ. Породы характеризуются брекчиевой структурой, сильно метаморфизованы, по особенностям состава они близки минеттам с признаками лампроитов (Паркер Лэйк), известково-щелочным лампрофиром с признаками коматиитов (Вава и Йеллоунайф) и просто коматиитам (Дачин). В магматических телах всех районов встречены глубинные минералы-индикаторы кимберлитов – прежде всего гранаты (в т.ч. пиропы алмазного парагенезиса группы G10 и эклогитовые пироп-альмандины), реже оливины, хромдиопсиды, пикроильмениты и хромиты. Кроме того, на мантийное происхождение этих пород указывает либо их суперкалиевая специализация (Паркер Лэйк), либо высокое содержание типичных ультраосновных элементов – Mg, Ni, Cr, Co. Среди алмазов резко преобладают мелкие кристаллы размером 0,1-0,5 мм, реже отмечаются более крупные кристаллы размером до 5 мм. Преобладают октаэдры, кубы, кубоктаэдры, тетрагексаэдры, окрашенные в разные оттенки коричневого, зелёного и желтого цвета, бесцветные кристаллы встречаются реже. Содержания алмазов в целом очень высокие: 0,3-1 кат/т, по отдельным пробам до 7-10 кар/т. По качеству резко преобладают технические алмазы, отмечаются ювелирные камни весом до 0,72 карата. Вероятно, подобного типа породы могут быть широко развиты на разных континентах, но до сих пор не привлекали к себе внимание своим необычным обликом и составом. На территории России алмазоносные породы нового типа могут быть обнаружены на площади древних щитов: Балтийского, Украинского, Алданского и Анабарского, а также, возможно в пределах срединных массивов типа Колымского или Ханкайского, что может существенно повысить алмазный потенциал России.

Введение

За последнее десятилетие открыты десятки высокоалмазоносных магматических тел совершенно не похожих на «обычные» коренные источники алмазов - кимберлиты и лампроиты (Канада, Гайана). Эти находки полностью подтвердили теоретические разработки советских учёных [9] о возможной алмазоносности базальтоидов,

Таблица 1.

Химический состав калиевого полевого шпата из даек площади Паркер Лэйк (мас. %)

№	Образец	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма
1	466/19	65.61	0.06	18.32	0.00	0.26	0.00	0.01	0.00	0.75	15.78	100.79
2	103/10	64.60	0.06	17.98	0.00	0.07	0.04	0.00	0.01	0.74	15.32	98.82
3	475/18	64.62	0.04	18.30	0.00	0.12	0.00	0.00	0.01	0.22	16.07	99.38
4	103/5	63.65	0.03	18.22	0.00	0.12	0.00	0.07	0.17	0.05	16.51	98.82

Примечание: 1 – дайка Северная; 2 – дайка Терсти Лэйк; 3 – дайка Южная; 4 – дайка Терсти Лэйк (ксенолит). Рентгеноспектральный микроанализ (Micro Beam Cameca), лаборатория ЦНИГРИ, аналитик М.В. Шавырина, 1996.

лампрофиров, щелочных ультрабазитов и других изверженных пород некимберлитового типа.

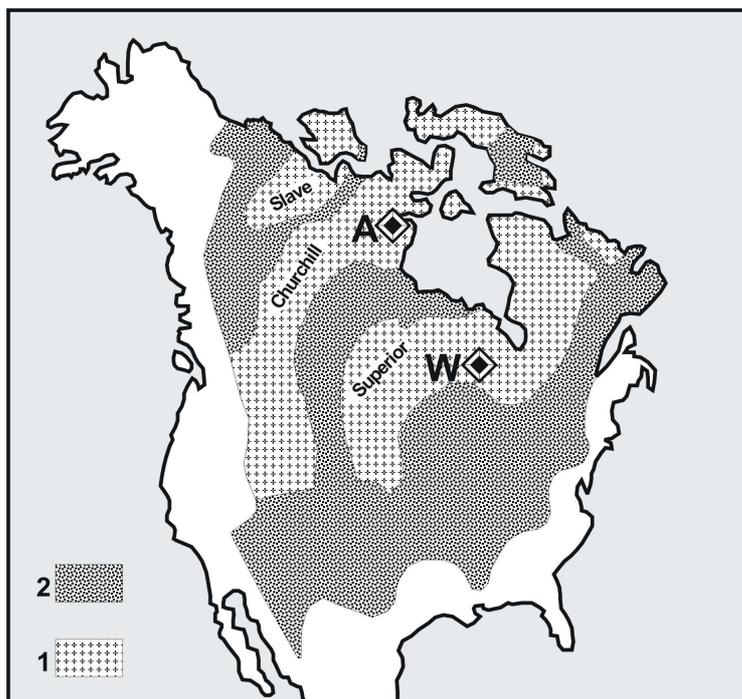


Рис. 1. Тектоническая позиция некимберлитовых алмазоносных пород Канадского щита.

Условные обозначения: А – система Аклуилак (площадь Паркер Лэйк), W – площадь Вава. 1 – Архейские кратоны, 2 – Протерозойские орогены.

Характеристика геологического строения и вещественного состава этих новых, необычных алмазоносных пород может представлять несомненный интерес как для уточнения условий происхождения алмаза и алмазоносных глубинных пород, так и для оценки перспектив алмазоносности территорий и непосредственного проведения прогнозно-поисковых работ на алмазы в России и в других странах.

Таблица 2.

Химический состав биотита из даек площади Паркер Лэйк (мас. %)

№	Образец	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма
1	103/10	38.47	1.97	15.87	0.04	16.33	0.44	11.43	0.04	0.13	9.54	94.26
2	103/10	37.90	2.11	16.20	0.00	17.87	0.39	11.31	0.01	0.08	9.71	95.58
3	103/5	37.38	1.04	17.71	0.03	12.93	0.12	14.81	0.43	0.08	9.62	94.15
4	103/5	37.51	1.16	17.50	0.02	13.25	0.12	14.44	0.02	0.06	9.84	93.92
5	103/5	39.12	0.83	18.19	0.08	10.96	0.14	13.96	0.07	0.06	10.36	93.77
6	103/5	42.98	0.63	21.80	0.04	7.81	0.10	9.72	0.03	0.07	10.51	93.69
7	466/19	38.78	2.08	14.81	0.07	14.95	0.21	14.73	0.31	0.15	9.47	95.56
8	466/19	39.13	1.86	15.04	0.01	14.29	0.07	14.90	0.02	0.00	10.00	95.32
9	475/18	36.49	0.84	20.75	0.04	11.56	0.19	16.24	0.00	0.00	10.50	96.61
10	475/18	37.86	0.90	19.72	0.13	10.95	0.23	16.46	0.03	0.00	10.62	96.90
11	476/2	36.93	2.67	14.70	0.06	15.15	0.00	14.15	0.00	0.26	8.92	92.84
12	476/2	37.95	2.00	15.48	0.06	13.32	0.02	14.68	0.05	0.17	8.96	92.69
13	476/2	38.25	1.90	15.06	0.07	12.92	0.01	15.03	0.04	0.00	8.86	92.14
14	103/8	39.58	1.16	15.59	0.07	12.20	0.09	17.09	0.00	0.04	8.52	94.34
15	103/8	39.68	1.22	15.86	0.08	12.34	0.19	17.85	0.00	0.22	8.28	95.72
16	103/8	40.19	1.24	15.77	0.11	11.96	0.08	17.09	0.01	0.03	8.67	95.15
17	103/8	40.37	1.42	15.87	0.11	11.98	0.04	17.13	0.02	0.08	8.87	95.89

Примечание: 1,2 - дайка Терсти Лэйк; 3-6 - дайка Терсти Лэйк (ксенолит); 7,8 - дайка Северная; 9,10 - дайка Южная; 11-13 – дайка Виктори-Дэй; 14-17 – лампрофиры СИФ. Рентгеноспектральный микроанализ (Micro Beam Cameca), лаборатория ЦНИГРИ, аналитик М.В. Шавырина, 1996.

В данной работе приводятся сведения об особенностях наиболее значимых объектов, породы которых авторы изучали непосредственно, в разном объёме и с разной степенью детальности. Наиболее полно и детально были исследованы алмазоносные магматические

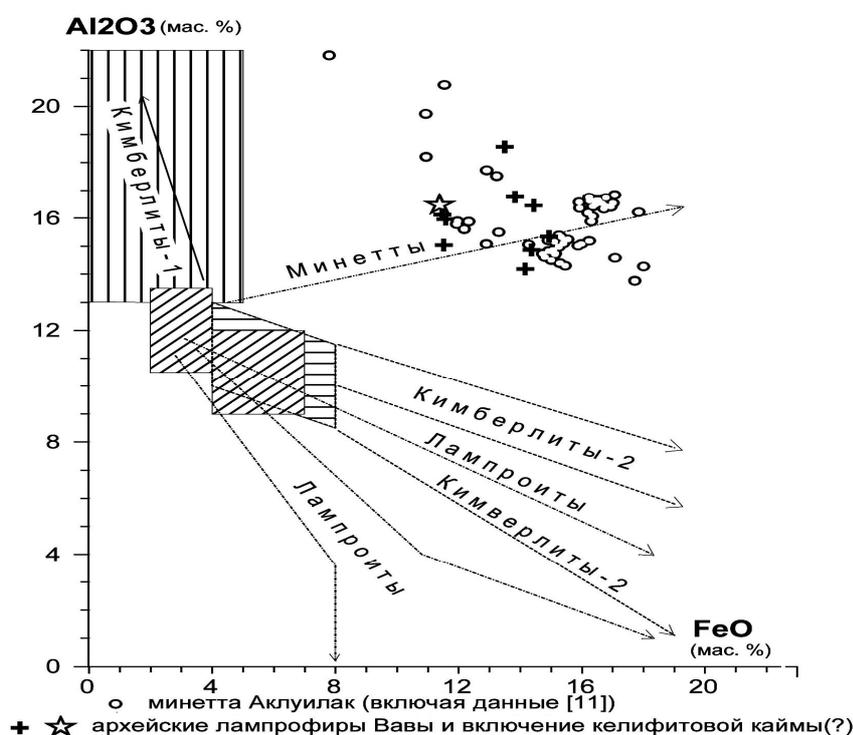


Рис 2. Химический состав слюд из вулканических пород (диаграмма [20]).

породы районов Паркер Лэйк и Вава (Канада), кроме того, выборочно изучены породы месторождения Дачин (Французская Гайяна). Нами также используются опубликованные материалы по результатам крупнообъёмного опробования пород и результатам изучения алмазов и глубинных минералов из некоторых тел этих районов.

Таблица 3.

Химический состав апатита из даек площади Паркер Лэйк (мас. %)

№	Образец	Al ₂ O ₃	MnO	CaO	SrO	P ₂ O ₅	Сумма
1	103/10	0.00	0.01	55.12	0.20	39.82	95.15
2	103/10	0.06	0.51	53.53	0.07	39.93	94.10
3	103/10	0.09	0.03	55.28	0.49	40.54	96.43
4	466/19	0.00	0.00	54.19	0.99	40.36	95.54
5	466/19	0.00	0.00	54.45	0.75	40.82	96.02
6	475/18	0.00	0.00	55.71	0.41	41.87	97.99
7	475/18	0.00	0.00	56.01	0.44	41.01	97.46
8	475/18	0.00	0.09	55.36	0.65	40.95	97.05
9	476/2	0.00	0.01	53.97	1.25	38.32	93.55
10	476/2	0.01	0.00	54.71	1.06	40.40	96.18
11	476/2	0.05	0.04	53.93	0.98	39.87	94.87
12	103/8	0.06	0.12	53.95	0.19	40.23	94.55
13	103/8	0.07	0.11	53.53	0.24	39.57	93.52

Примечание: 1-3 - дайка Терсти Лэйк; 4,5 - дайка Северная; 6-8 - дайка Южная; 9-11 - дайка Виктори-Дэй; 12,13 – лампрофиры CIF. Рентгеноспектральный микроанализ (Micro Beam Cameca), лаборатория ЦНИГРИ, аналитик М.В. Шавырина, 1996.

Алмазоносные породы района Паркер Лэйк, штат Нунавут, Канада

Некимберлитовые магматические породы нового типа не просто без сомнения алмазоносные, а с очень высоким содержанием алмазов были открыты на территории, которая позже других была вовлечена в поиски алмазов – на Канадском щите. В 1994 году канадские геологи МакРай и Армитаж при изучении разнообразных даек лампрофиров CIF на площади Паркер Лэйк обнаружили алмазоносные породы, которые ни по составу, ни по внешнему облику не были похожи на кимберлиты или лампроиты, но оказались близки к минеттам – породам из группы известково-щелочных лампрофиров [16,17].

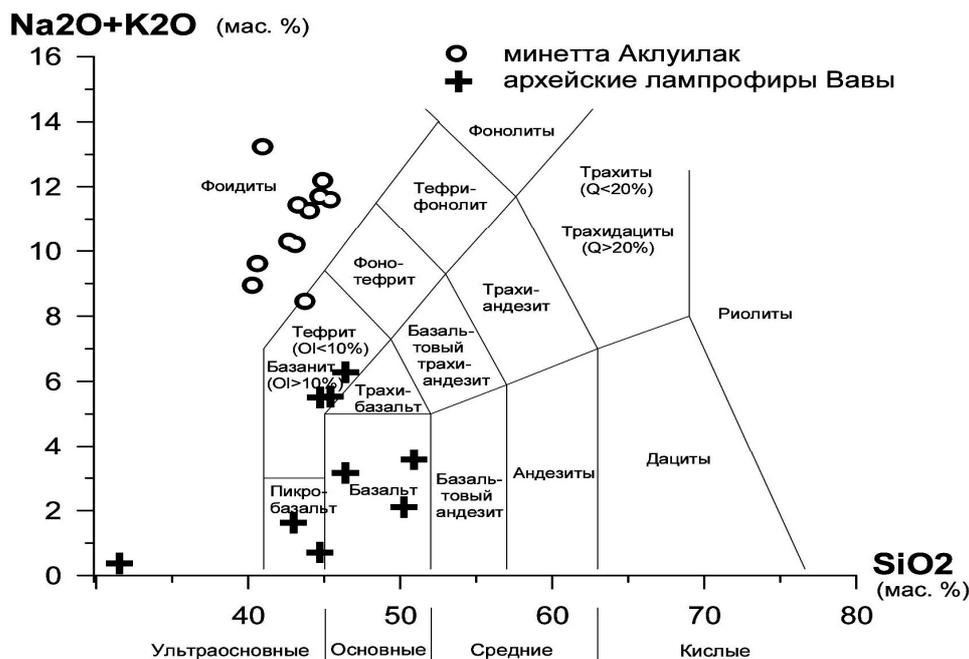


Рис 3. Химическая классификация и номенклатура вулканических пород в координатах: сумма щелочей – кремнезём (диаграмма TAS [15]).

Площадь Паркер Лэйк расположена на северо-западном побережье Гудзонова залива, около посёлка Ранкин-Инлет (штат Нунавут), на Севере Канадского щита, в пределах северной части Черчилл (Churchill) кратона (рис. 1). В этой части кратона расположена крупнейшая раннепротерозойская провинция щелочных пород, образующих многочисленные дайки, лавовые покровы и пирокластические отложения, переслаивающиеся с континентальными осадками – Christopher Island Formation (CIF) [21]. На восточном фланге этой щелочной провинции в настоящее время известны 4 алмазоносные дайки, которые детально изучены авторами [10-12]. Три дайки (дайки Северная, Терсти Лэйк и Южная) образуют единую субмеридиональную систему даек «Аклуилак» длиной около 15 км, с мощностью тел 1-3 м (в раздувах до 5-8 м). Четвёртая дайка (Виктори-Дэй) мощностью 0,5-1,1 м прослежена по простиранию на 300 м, она расположена в десяти километрах западнее системы Аклуилак и является, вероятно, лишь небольшим фрагментом аналогичной ей субмеридиональной системы алмазоносных даек. Дайки характеризуются выдержанным простиранием (с элементами кулисообразного строения), почти вертикальным падением, резкими, рвущими контактами с вмещающими породами и благодаря хорошей обнажённости территории уверенно прослеживаются и картируются.

Макроскопически породы всех даек крепкие, плотные, имеют чёрный цвет, однородную окраску и полнокристаллический внешний облик с неровным мелкоступенчатым изломом (по внешнему облику породы даек напоминают мелко-среднекристаллические горнблендиты или авгититы). Породы часто характеризуются брекчиевым строением, содержание ксенолитов измененных метаморфических и магматических пород меняются по простиранию даек от 1 до 60%, иногда дайки имеют почти «валунную» структуру с размерами овализованных ксенолитов 5-15 см (до 20-40 см).

Таблица 4.

Химический состав даек минетты площади Паркер Лэйк (мас. %)

№	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Дайка	Терсти Лэйк	Северная				Южная					Виктори-Дэй	СIF	
Образец	103/10	103X/10	466/2	466/12	466/23	475/4	475/8	475/12	475/19	475/23	476/2	476/4	103/8
SiO ₂	40.31	47.84	40.65	45.45	42.70	43.31	44.94	40.98	44.75	44.06	43.78	43.14	46.60
TiO ₂	1.86	0.39	1.44	1.28	0.80	1.14	1.20	1.37	1.27	1.41	1.57	1.65	1.68
Al ₂ O ₃	11.69	25.62	15.12	15.46	12.41	14.93	15.62	13.69	15.68	16.17	13.40	12.93	12.44
Fe ₂ O ₃	4.21	2.35	0.83	3.56	2.02	2.49	3.68	0.81	1.77	1.40	1.49	1.82	4.44
FeO	5.92	3.01	5.82	2.68	4.12	4.41	3.58	4.13	4.51	4.78	5.37	5.36	7.39
MnO	0.36	0.21	0.07	0.04	0.12	0.01	0.10	0.06	0.10	0.07	0.02	0.02	0.03
MgO	5.09	2.20	5.53	5.06	4.50	5.08	5.19	4.11	5.19	4.70	5.99	5.35	14.49
CaO	11.43	5.59	9.16	8.03	10.91	8.37	8.22	11.77	8.41	8.08	9.65	9.93	3.10
Na ₂ O	0.64	3.44	0.60	0.52	0.52	0.49	0.22	2.60	0.41	0.64	1.30	0.73	0.30
K ₂ O	8.29	6.18	9.00	11.07	9.76	10.94	11.95	10.61	11.28	10.61	7.14	9.46	6.40
P ₂ O ₅	3.10	0.35	4.80	3.78	1.43	4.26	3.36	2.96	3.55	5.08	3.30	3.35	1.61
ппп	6.10	3.22	4.83	2.85	7.82	3.50	0.71	5.70	1.80	1.86	4.64	5.26	1.44
BaO	-	-	1.56	-	1.78	-	0.80	1.32	0.89	0.91	1.43	-	-
Сумма	99.00	100.40	99.41	99.78	98.89	98.93	99.57	100.11	99.61	99.77	99.08	99.00	99.92
H ₂ O ⁻	0.16	0.32	0.15	0.14	0.09	0.20	0.15	0.08	0.00	0.16	0.14	0.08	0.21
H ₂ O ⁺	0.96	2.07	1.59	0.90	5.87	0.78	0.47	0.78	0.69	0.68	0.75	0.80	1.17
CO ₂	5.32	0.77	3.01	2.24	7.00	2.59	0.00	4.66	0.75	1.10	3.60	4.49	0.30
S _{общ.}	0.32	0.15	0.11	0.05	0.22	0.02	0.06	0.05	0.06	0.11	0.05	0.07	0.11

Примечание: 1, 3-12 – алмазоносные минетты; 3 – ксенолит из алмазоносной минетты; 13 – лампрофиры СIF; Химический анализ, лаборатория ГИН РАН, аналитик В.В. Карпушина, 1996. (-) – не обнаружен.

Все дайки образованы сильно метаморфизованной породой, состоящей из трех породообразующих минералов: калиевого полевого шпата (50-60% объёма породы), биотита (30-35%) и апатита (5-7%); постоянно присутствует также карбонат (5-10%), иногда в заметных количествах встречается эпидот. Акцессорные минералы представлены сфеном, магнетитом, цирконом и пиритом. Структура породы полнокристаллическая, мелко-среднекристаллическая, пойкилобластовая, хорошо проявляющаяся только при скрещенных николях.

Основной каркас породы образуют крупные пойкилобласты ортоклаза, насыщенные мелкими (0.02-0.1мм) включениями биотита и апатита, между пойкилобластами иногда развивается мелкозернистый агрегат ортоклаза, биотита,

апатита, карбоната и нередко эпидота. Размер пойкилобластов ортоклаза в среднем 1-3мм (от 0,2 до 8 мм). Ортоклаз характеризуется высоким содержанием K₂O и очень низким содержанием натрия и кальция (табл 1).

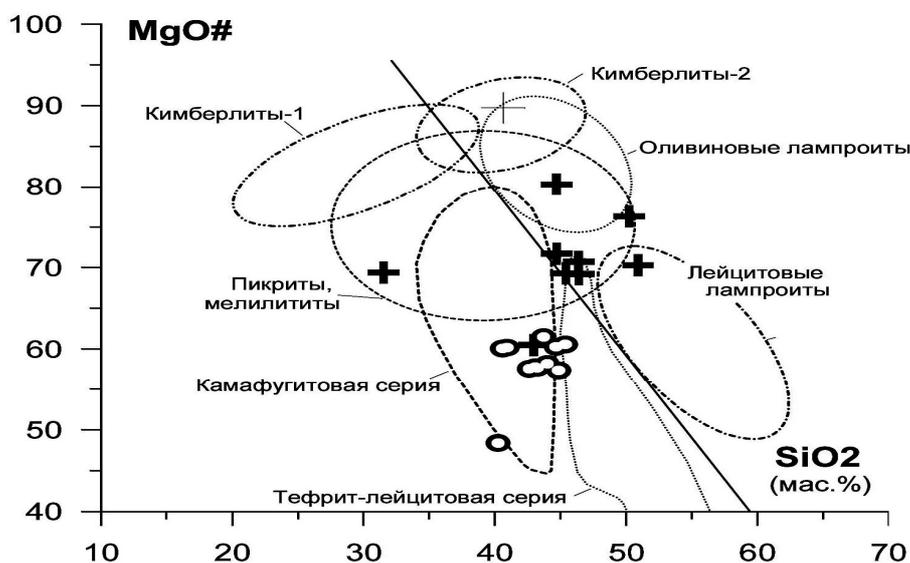


Рис 4. Особенности химического состава вулканических пород, диаграмма [2]. $MgO\# = 100MgO/(MgO+FeO)$, молекулярные количества.

Биотит образует зерна неправильной формы размером 0.02-0.5 мм и агрегаты зерен, как включенные пойкилобласты ортоклаза, так и развитые в промежутках между ними. Нередко лейсты биотита располагаются субпараллельно вокруг крупных зерен

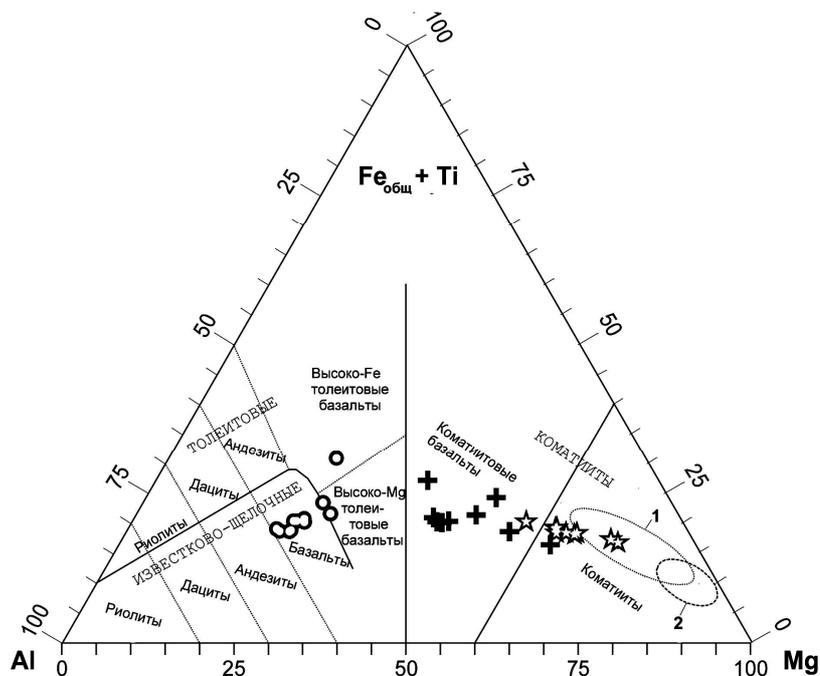


Рис 5. Классификация вулканических пород в координатах: Al - (Fe_{общ} + Ti) - Mg (катионные % [8, 22]).

Условные обозначения: 1 – состав кимберлитов; 2 – состав ультраосновных мантийных включений из кимберлитов.

ортоклаза, образуя элементы “очковой” текстуры породы, на отдельных участках появляются более крупные лейсты биотита (до 1 мм), которые содержат мельчайшие изометричные и игольчатые включения. Биотит имеет грязно-зеленый, коричневый, редко тёмно-зелёный цвет, отличается умеренной железистостью (табл. 2, рис. 2), повышенным содержанием Al₂O₃ и по составу наиболее близок к биотитам из минет [20].

Таблица 5.

Микроэлементный состав даек минетты площади Паркер Лэйк (ppm)

№	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Дайка	Терсти Лэйк		Северная			Южная					Виктори-Дэй		CIF
Образец	103/10	103X/10	466/2	466/12	466/23	475/4	475/8	475/12	475/19	475/23	476/2	476/4	103/8
Ni	78	69	125	119	96	109	120	71	121	134	141	115	399
V	69	22	36	19	25	<10	31	<10	24	<10	30	51	170
Y	101	17	41	31	46	44	28	39	35	34	38	47	27
Nb	19	2.5	15	7.6	2.9	6.3	6.5	9.5	5.1	7.4	8.7	12	14
Zr	898	190	443	357	41	262	342	519	396	396	777	1450	636
Rb	533	610	213	353	207	378	391	342	456	386	199	274	277
Sr	909	1980	4570	1540	1060	2350	2220	4170	1300	1870	2090	2030	56
Ba	6630	3030	9180	4320	15740	8520	8150	12720	4340	4770	6850	5210	1600
La	182	47	137	77	334	134	143	145	92	102	192	166	123
Ce	364	91	270	167	512	267	280	288	222	217	370	310	215
Nd	217	55	148	95	186	118	152	148	98	128	182	144	94
Sm	52	7.4	31	21	33	30	29	29	24	26	29	31	16
Eu	20	5.7	9.8	8.1	8.5	10	9.7	11	8.4	9	11	11	4.5
Tb	5.3	0.33	3.1	2.1	1.7	2.3	2.1	3.1	2.3	1.7	1.5	2.5	1
Yb	6.7	0.33	2.9	1.1	3	2.6	1	2	1.5	1.2	1.8	3.6	2
Lu	0.68	0.07	0.23	0.14	0.32	0.28	0.15	0.34	0.18	0.19	0.29	0.37	0.39
Th	28	3.2	14	14	18	16	14	10	11	6.6	11	17	13
U	14	3.1	5.8	5.8	5.3	10	11	4.4	6.1	5.3	8	7.1	2.3
Sc	28	8.6	17	24	16	19	26	16	25	21	23	26	36
Cr	112	28	180	187	178	220	206	136	196	185	215	177	1100
Co	22	21	28	28	23	31	34	26	5.7	32	27	26	83
Hf	26	4.6	12.2	8.3	5.8	10	11	21	13.7	13	26	42	21
Ta	2.8	<0.4	<0.4	0.8	1.2	<0.4	1.6	0.48	1	0.48	<0.4	1.4	1.5
Cs	46	29	1.9	4.7	5.5	4.1	4.9	4.7	11.6	6.5	2.8	2	24

Примечание: 1, 3-12 – алмазоносные минетты; 3 – ксенолит из алмазоносной минетты; 13 - лампрофиры CIF; От Ni до V - рентгенофлуоресцентный анализ, лаборатория ИМГРЭ, аналитик Е.П. Шевченко, 1996. От Ba до Cs – инструментальный нейтронно-активационный анализ, ЦНИГРИ, В.М. Кулигин, Г.Ч. Витоженц, 1996.

Особую роль в породах играет апатит, образующий идиоморфные вкрапленники, насыщенные мельчайшими высокодупреломляющими включениями. Размер идиоморфных зёрен апатита 0,5-3 мм, иногда выделения апатита неправильно-сглаженной формы имеют мелкозернистое строение и достигают размера 10-15 мм, а его содержание 10% объёма породы. Зерна апатита характеризуются повышенной примесью стронция (до 1,25% SrO, (табл. 3)). Возможно, выделения апатита - это единственный сохранившийся элемент первоначально порфирикового строения породы даек. Впрочем, идиоморфная форма апатита может быть обусловлена высокой кристаллизационной силой этого минерала, а насыщенность включениями (такая же, как у ортоклаза и биотита), возможно,

указывает на близкоодновременный с ними рост при метаморфических преобразованиях породы.

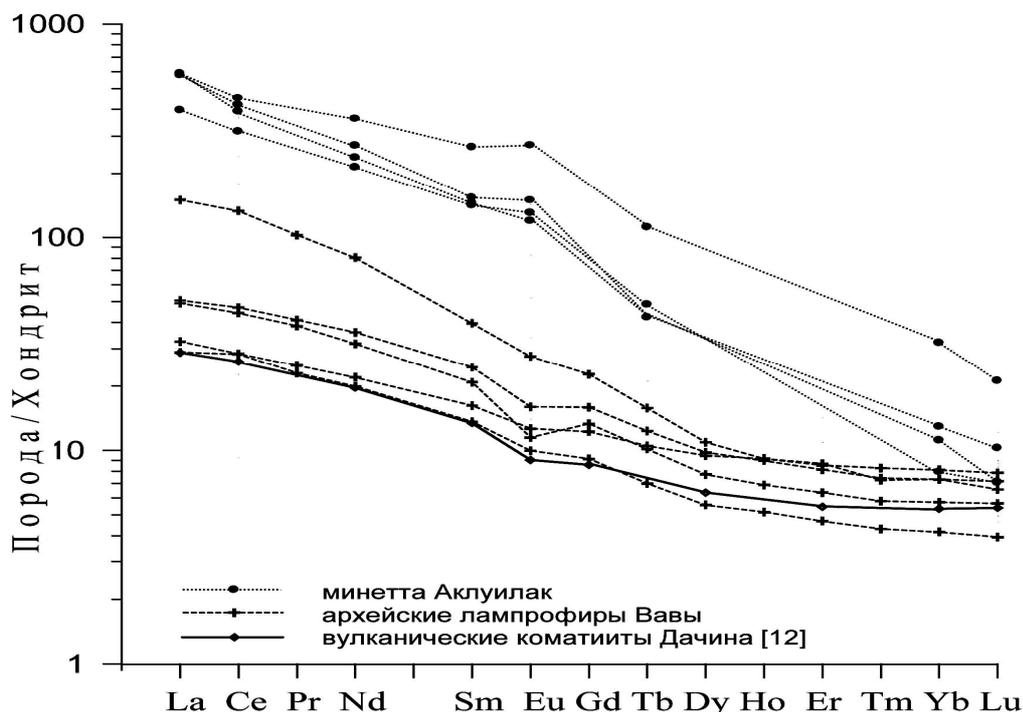


Рис 6. Распределение РЗЭ в вулканических породах, нормированное к составу хондрита [3].

Макро- и микрокомпонентный состав пород определялся для 12 образцов из 4-х даек минетт, одного изменённого ксенолита из дайки Терсти Лэйк и одного образца слюдяного лампрофира CIF (табл. 4,5).

Таблица 6.

Sr,Nd-изотопные характеристики даек минетты площади Паркер Лэйк

№	Код	Rb (ppm)	Sr (ppm)	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	εSr _t	Sm (ppm)	Nd (ppm)	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	εNd _t	T _(DM)	T _(CHUR)
1	N/12	355	1556	0.6611+/-27	0.721654+/-19	26.2	17.73	80.62	0.13295	0.511377+/-8	-9.6	3.325	2.995
2	A/10	550	933	1.7120+/-6	0.75073+/-16	44.0	43.92	189.0	0.14050	0.511457+/-6	-9.8	3.501	3.180
3	S/19	469	1298	1.049+/-4	0.731571+/-19	21.2	20.22	97.7	0.12510	0.511274+/-7	-9.7	3.207	2.885
4	V/4	273	2100	0.3766+/-16	0.712799+/-16	7.3	25.92	134.5	0.11653	0.511235+/-6	-8.5	2.987	2.653
5	SA/9	3.22	2912	0.0032+/-4	0.705197+/-15		68.09	197.0	0.20897	0.512296+/-7			

Примечание: 1- дайка Северная; 2 – дайка Терсти Лэйк; 3,5 - дайка Южная; 4 - дайка Виктори-Дэй. □Sr_t and □Nd_t скорректированы на возраст образования пород 1.84 млрд.лет. Rb-Sr и Sm-Nd изотопный анализ, изотопная лаборатория ИГЕМ РАН, аналитик Д.З Журавлёв. Масс-спектрометр Finnigan™ MAT-262, статический режим измерения. Уровень холостого опыта не превышал 0.3; 0.1; 2.0 и 0.5 нг для Nd, Sm, Sr и Rb. Концентрации были измерены в мкг/г. Аналитическая ошибка +/- 1% для концентраций и +/- 0.2% для Sm/Nd отношений. Стандарты: Eimer & Amend: ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr = 0.708041+/-18 (2s, n = 9); La Jolla: ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd = 0.511840+/-15 (2s, n = 25). Модельный резервуар: CHUR: ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd = 0.1967, ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd = 0.512638; UR: ⁸⁷Rb/⁸⁶Sr = 0.0825, ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr = 0.7045.

№ 1 - образец 466/12 minette, № 2 - образец 103/10 minette, № 3 - образец 475/19 minette, № 4 - образец 476/4 minette, № 5 - образец 475/9 apatite.

Породы алмазоносных даек характеризуются низким содержанием кремнезема (40.31 - 45.55% SiO₂), повышенным содержанием глинозёма (11,69-16,17% Al₂O₃) и очень высоким содержанием щелочей (8,44-13,21% R2O) при ультракалийевом типе щёлочности

($K_2O/Na_2O = 4,1 - 54,3$). Содержание железа и титана низкое до умеренного, содержание совместимых элементов, типичных для ультраосновных пород (Mg, Ni, Co, Cr), очень низкое. На классификационных диаграммах (рис. 3-5) точки составов пород даек расположены в области фойдитов (рис. 3) и недосыщенных кремнеземом

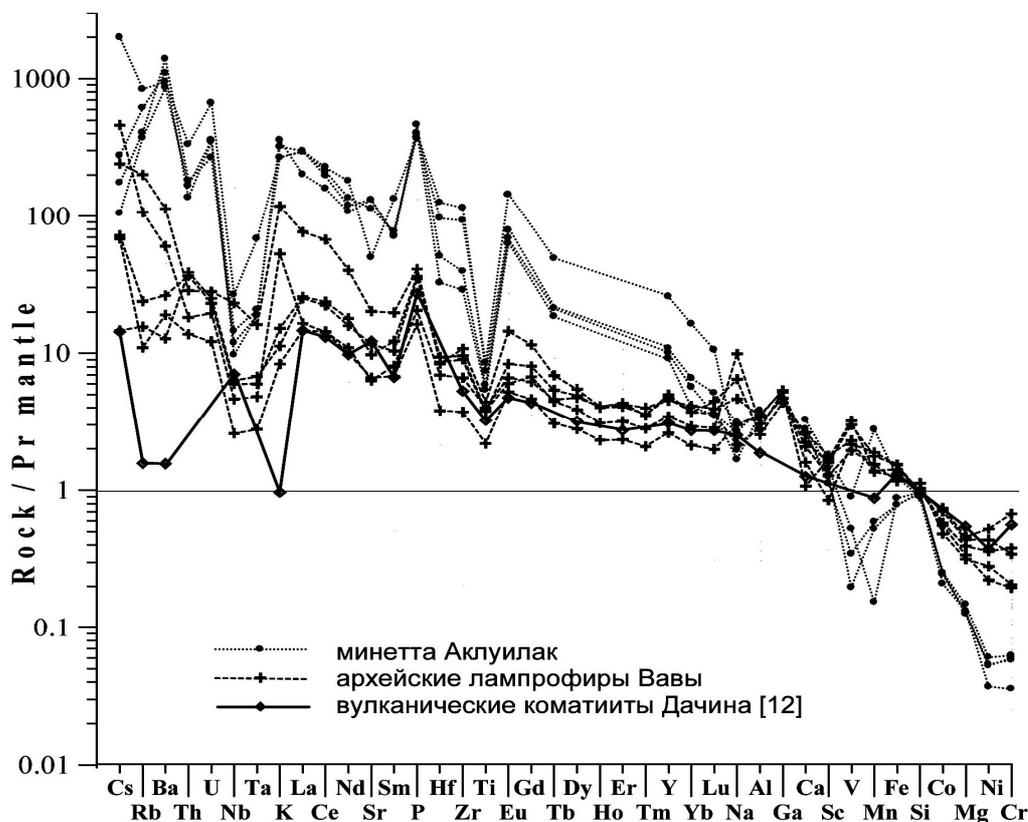


Рис 7. Распределение элементов-примесей в вулканических породах, нормированное к составу примитивной мантии [6, 18].

низкомагнезиальных пород (рис. 4). Породы даек содержат нормативный лейцит (до 44%) и оливин (до 15%) и в целом по макрокомпонентному составу близки фойдитам (лейцититам) камафугитовой или тефрит-лейцитово́й серии, но не лампроитовой серии,

Таблица 7.

Результаты К-Аг изотопного анализа даек минетты площади Паркер Лэйк

№	Образец	Дайка	К, (wt.%) +/-1σ	⁴⁰ Ar _{рад} , (ngr/gr)+/-1σ	Возраст, млрд.лет +/-1.6σ
1	103/10	Терсти Лэйк (минетта)	6.29+/-0.05	1244+/-10	1710+/-50
2	103/10-1	Терсти Лэйк (ксенолит)	5.26+/-0.07	892+/-8	1545+/-50
3	466/4+11	Северная (минетта)	8.96+/-0.07	1840+/-35	1750+/-50
4	466/4+6	Лампрофир СИФ	4.80+/-0.05	808+/-8	1540+/-50

Примечание: определение содержания радиогенного Аг проводилось на масс-спектрометре МИ-1201 ИГ методом изотопного разбавления с применением в качестве трассера ³⁸Ar. Определение содержания К – методом пламенной спектрофотометрии. При расчёте возраста использованы константы: $\lambda_K = 0.581 \cdot 10^{-10}$ год⁻¹; $\lambda_{Ca} = 4.962 \cdot 10^{-10}$ год⁻¹; $K=0.01167$ (ат.%). Лаборатория изотопной геохимии и геохронологии ИГЕМ РАН, аналитик М.М. Аракелянц, 1996.

поскольку в них слишком много Al_2O_3 , есть нормативный плагиоклаз и нефелин (хотя и немного) и др.

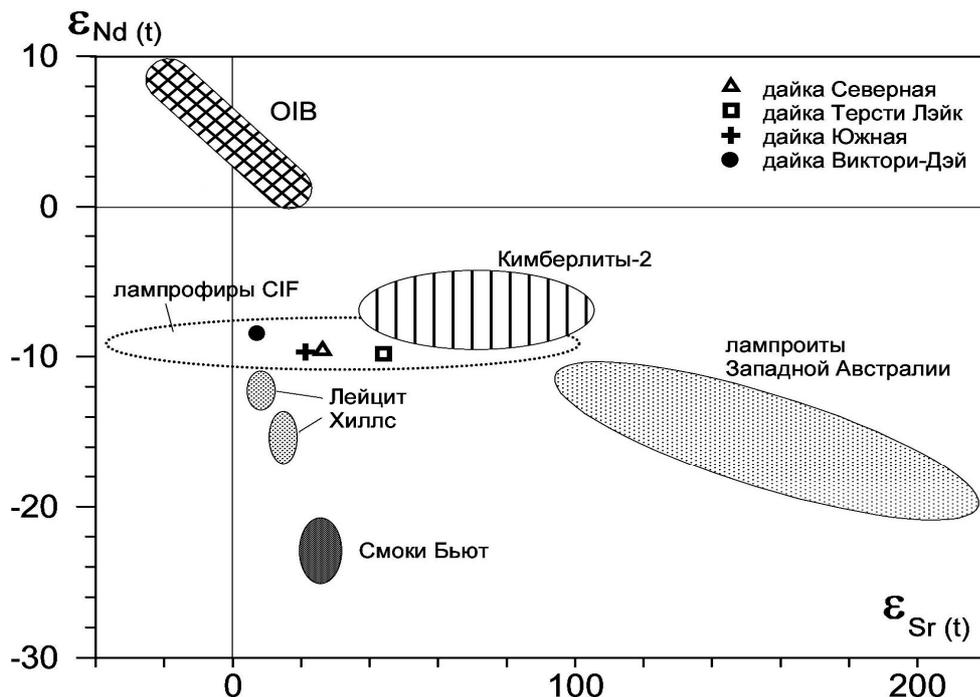


Рис 8. Sr-Nd изотопные характеристики даек алмазоносных минетт и лампрофиров CIF [21], скорректированные на возраст 1.84 млрд. лет.

Концентрация несовместимых элементов в породах даек очень высокая, распределение их резко неравномерно (рис. 6, 7). Породы даек характеризуются очень

Таблица 8.

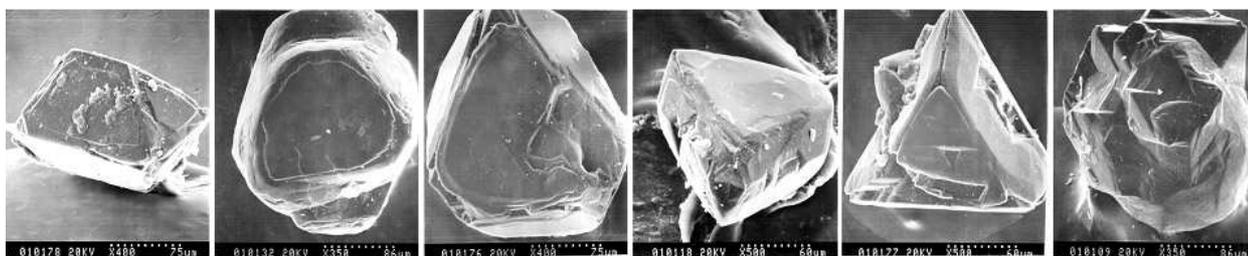
Химический состав минералов-спутников алмаза из даек минетты площади Паркер Лэйк (мас. %)

№	Образец	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма
1	06	55.50	0.10	0.36	2.81	2.17	0.08	16.41	20.82	1.75	0.01	100.01
2	03-8	-	51.70	0.58	0.77	33.68	0.27	12.97	3.51	-	-	103.48
3	06-1	-	54.22	0.79	1.14	29.03	0.70	14.66	5.87	-	-	106.41
4	03-7	39.38	0.07	21.91	0.08	23.87	0.40	9.55	5.70	-	-	100.96
5	03-8	39.89	0.09	21.72	0.09	20.46	0.56	11.28	5.66	-	-	99.75
6	03-1	41.17	1.04	18.10	4.89	8.55	0.35	19.80	5.27	-	-	99.17
7	03-2	41.35	0.27	18.71	6.12	7.74	0.40	19.32	5.48	-	-	99.39
8	03-3	41.92	0.09	20.23	3.97	6.43	0.38	20.42	5.32	-	-	98.76
9	03-4	41.96	0.39	21.98	1.48	7.69	0.25	20.50	4.57	-	-	98.82
10	03-5	42.29	0.01	20.13	4.55	6.84	0.99	19.57	5.26	-	-	99.64
11	03-6	42.03	0.66	19.61	2.41	9.48	0.31	19.51	5.16	-	-	99.17
12	06-1	41.83	0.13	20.94	3.41	7.62	0.32	20.00	-	-	-	94.25
13	06-2	42.12	0.09	20.81	3.78	7.21	0.34	20.41	-	-	-	94.76
14	03	41.23	-	-	0.08	6.23	0.17	51.61	0.03	-	-	99.80

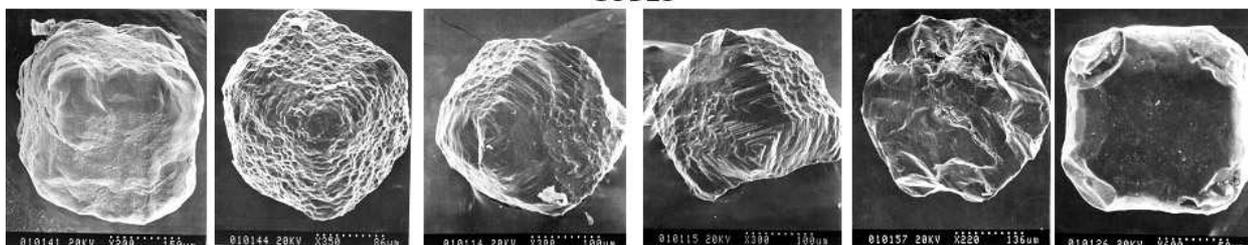
Примечание: 1 – изумрудно-зелёный хромдиопсид; 2,3 – пикроильменит; 4,5 – оранжевый пироп-альмандин; 6,9,11 – красно-оранжевый пироп; 7,8,10,12,13 – бледно-фиолетовый пироп; 14 – бесцветный оливин, NiO – 0.45 мас. %. Рентгеноспектральный микроанализ (Micro Beam Cameca), лаборатория ЦНИГРИ, аналитик М.В. Шавырина, 1996.

высоким содержанием фосфора (1,43-5,08% P_2O_5), а также калия (7,14-11,28% K_2O), рубидия (199-533 г/т), стронция (909-4570 г/т), бария (4320-15740 г/т), циркония (262-1450 г/т) и РЗЭ (371-1079 г/т) – то есть набором элементов, характерным для мантийного метасоматоза типа Ва-KREEP. Отмечается небольшая положительная европиевая аномалия. В то же время содержание элементов, характерных для титанового метасоматоза умеренное до резко пониженного (0,80-1,86% TiO_2 , 2,9-19 г/т Nb, <0,4-2,8 г/т Ta). Содержание радиоактивных элементов также умеренное (U – 4.4-14 г/т, Th – 6,6-28 г/т). По распределению несовместимых элементов породы даек весьма своеобразны, но по отдельным элементам проявляют сходство с некоторыми типами лампроитов. По геохимическим характеристикам составы всех изученных даек образуют единые тренды или компактные области на всех диаграммах, что подчеркивает единство их происхождения. Порода из дайки слюдястого лампрофира (CIF) близка по некоторым геохимическим характеристикам изученным породам алмазоносных даек и в то же время сильно отличается от них резко (в 3-5 раз) повышенным содержанием «ультраосновных» компонентов: Mg, Cr, Ni, Co, а также V и столь же резко пониженным - Sr и Ca.

ОСТАHEDRA



CUBES



COMBINATION-TYPE CRYSTALS

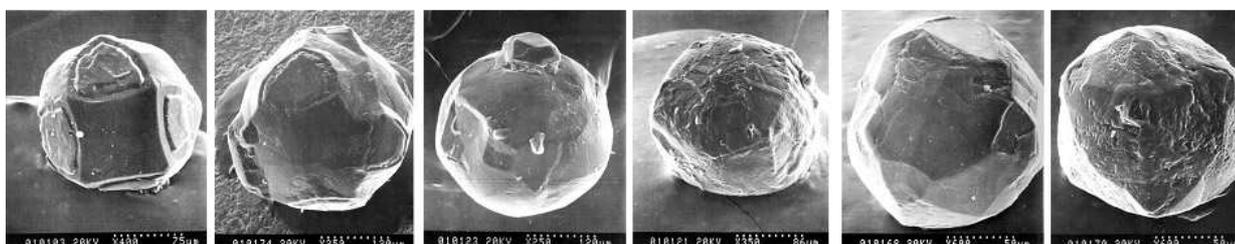


Рис 9. Алмазы из дайки минетты Терсти Лэйк.

В целом, по общему минеральному составу (ортоклаз+биотит) и составу биотита, а также по геохимическим характеристикам породы изученных даек условно отнесены к минеттам, хотя и заметно отличаются от них недосыщенностью кремнеземом, более низкой магниальностью и повышенным содержанием алюминия, калия и фосфора. По характеру распределения макро- и микрокомпонентов породы 4-х даек образуют единую самостоятельную совокупность, отличаясь и от лампроитов и от калиевых базальтоидов. Возможна некоторая связь с лампрофирами CIF.

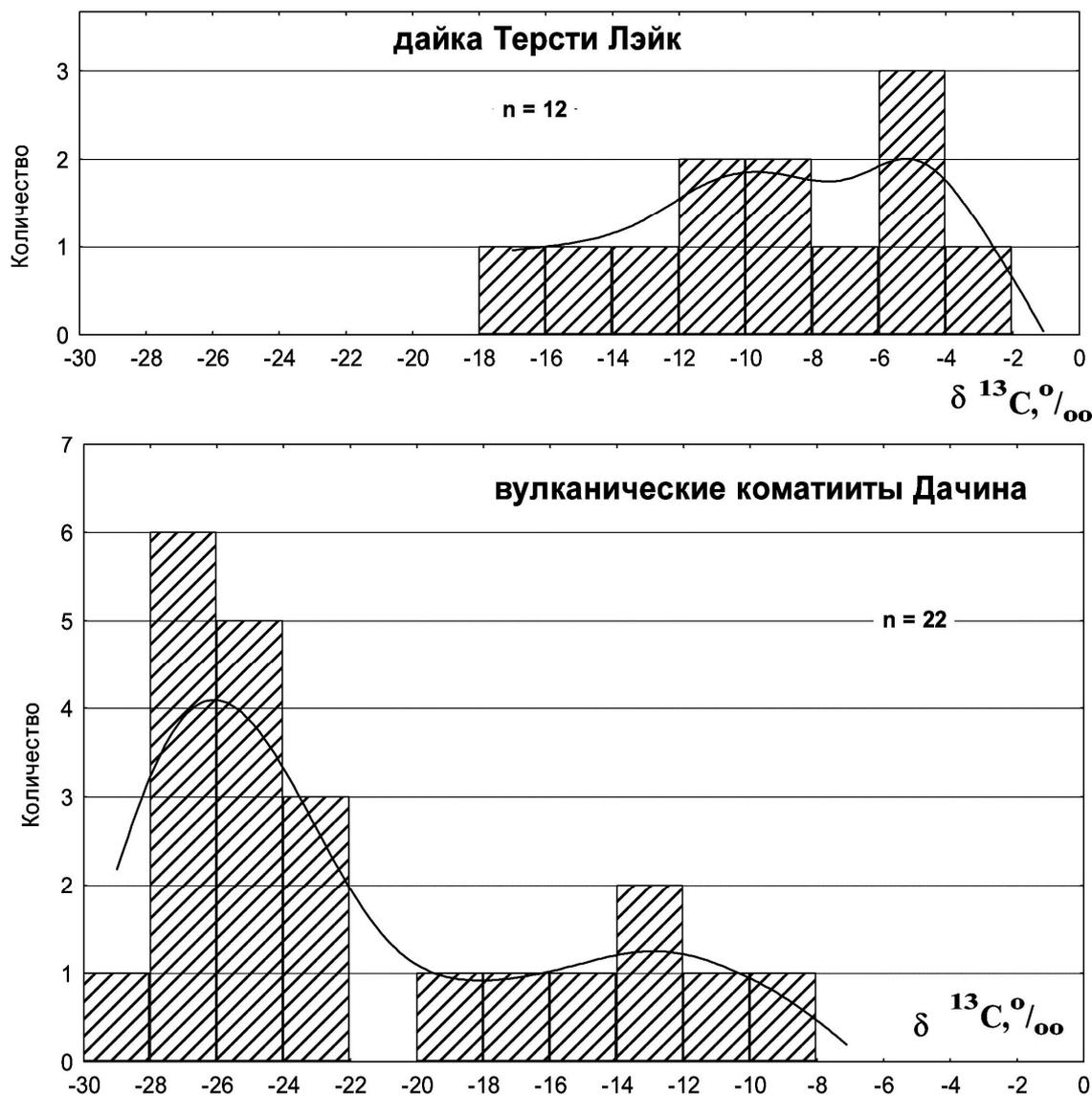


Рис 10. Изотопные характеристики углерода алмазов из дайки минетты Терсти Лэйк (вверху) и алмазов вулканических коматиитов месторождения Дачина [18] (внизу).

На близость изученных даек алмазоносных минетт с лампрофирами CIF указывает также сходство их Nd-Sr-изотопных характеристик и абсолютный возраст (табл. 6, рис. 8). Возраст дайки Терсти Лэйк, определённый U-Pb методом по включению монацита в апатите – 1832 +/- 50 млн. лет [17]. Sm-Nd 5-ти точечная изохрона, построенная по валовым пробам пород 4-х даек и монофракции апатита из Южной дайки показывает возраст 1867 +/- 44 млн. лет, что полностью соответствует раннепротерозойскому возрасту дайки Терсти Лэйк, определённому ранее [17]. Этот возраст соответствует и возрасту лампрофиров Christopher Island Formation (CIF) [21], хотя, возможно, является лишь возрастом метаморфизма более древней породы под воздействием «пропарки» в процессе магматической активизации, образовавшей CIF. На более древний возраст минетты Аклуилак указывает зафиксированное резкое (6 м) смещение её дайкой лампрофира CIF. Это подтверждают и результаты определения абсолютного возраста даек K-Ar методом (табл. 7), показывающие более древний (на 200 млн. лет) возраст даек системы Аклуилак (Терсти Лэйк и Северная) по сравнению с дайкой лампрофира CIF. Хотя K-Ar возраст

этих пород и явно омоложен наложенными процессами, определённая разница возрастов всё же проявилась. На возможный более древний (по отношению к СИФ) возраст даек алмазосных минетт могут указывать расчётные данные модельного возраста по неодиму, в соответствии с которыми источник магмы даек минетт был отделён от деплетированного мантийного резервуара 3,26 млрд. лет назад (табл. 6), а источник магмы лампрофиров СИФ – 2,80 млрд. лет [21].

Таблица 9.

Результаты $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ изотопного анализа кристаллов алмаза из дайки минетты Терсти Лэйк площади Паркер Лэйк (образец 103/10)

№	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
№ кристалла	1	6	7	19	35	36	37	40	42	44	51	60
$\delta^{13}\text{C}, \text{‰}$	-11.8	-5.7	-11.8	-5	-5.2	-6.7	-3.3	-12.5	-9	-9.3	-16.4	-15

Примечание: Лаборатория геохимии углерода ГЕОХИ РАН, аналитик К.А. Мальцев, 1997.

На мантийное происхождение даек минетт Аклуйлак наряду с Nd-Sr-изотопными характеристиками указывает и присутствие высокобарных минералов (минералов-спутников алмаза): оливина, граната, хромдиоксида, пикроильменита. Зёрна этих минералов имеют небольшие размеры (0,2-0,7 мм), отмечаются в виде единичных зёрен, но, несмотря на это весьма разнообразны по составу (табл. 8): присутствуют минералы эклогитового парагенезиса (пироп-альмандин), а также минералы хромовой ассоциации (фиолетовый пироп, хромдиоксид, оливин) и титановой ассоциации (оранжевый пироп, пикроильменит) перидотитового парагенезиса.

Преобладают гранаты, среди которых отмечаются оранжевые пироп-альмандины группы G5 по классификации Доусона-Стефенса [6], а также бледно-фиолетовые хромовые пиропы группы G9 и красно-оранжевые титанистые пиропы группы G1. По особенностям состава все пиропы относятся к лерцолитовому парагенезису с колебанием содержания Cr_2O_3 1.48 - 6.12%. Пиропов группы G10 (алмазной ассоциации) в пробах не встречено.

Клинопироксен по особенностям состава относится к типичным хромдиоксидам с высоким содержанием Cr_2O_3 и Na_2O , повышенной кальциевостью (47%), и очень низким содержанием глинозема (0.33% Al_2O_3).

Оливин - бесцветный осколок с очень слабым желтоватым оттенком, относится к высокомагнезиальной разновидности ($\text{Fo}_{93,7}$), типичной для кимберлитов и лампроитов.

Пикроильменит представлен угловатым осколком и обломком овального зерна в лейкоксеновой "рубашке". По особенностям состава относится к высокомагнезиальной разновидности пикроильменита (>12% MgO) с умеренным содержанием Al_2O_3 и устойчивой примесью Cr_2O_3 (0.77 - 1.14%), характерной для кимберлитов.

Содержание алмазов в породах весьма высокое – из обычной 3-х килограммовой протолочной пробы пород дайки Терсти Лэйк мы извлекли около 120 кристаллов размером 0,08-0,5 мм. Косвенным свидетельством очень высокого содержания алмазов является то, что при распиловке образцов пород неоднократно появлялись выемки на алмазном диске, а избавиться от многочисленных борозд на пришлифовке образца минетты так и не удалось. Кристаллы алмаза окрашены в грязно-зеленый и коричневый цвет, реже отмечается зеленые, черные, желтые и бесцветные зёрна. Преобладают целые кристаллы алмазов (обломки единичны): кубы, тетрагексаэдровиды, комбинационные кристаллы, реже плоскогранные октаэдровиды их сростки и шпинелевые двойники (рис. 9). В классе крупности $-0,5+0,25$ мм преобладают густоокрашенные кубы и комбинационные

кристаллы, в классе крупности $-0,25+0,10$ мм повышается доля более светлоокрашенных октаэдров.

По данным термохимического растворения проб (пробы весом до 50 кг) и мелкообъёмного опробования (проба весом 1,5 т), проведённого компанией Камберленд Рисорс ЛТД, содержания алмазов в целом очень высокие, 0,3-1 кат/т, по отдельным пробам до 7-10 кар/т [16,17]. Максимальный размер алмазов – 1,5 мм.

Изотопный состав углерода алмаза весьма разнообразен (табл. 9), $\delta^{13}\text{C}$ меняется от -3,3‰ до -16,4‰, с двумя максимумами распределения: -5‰ (типично мантийный углерод) и -10‰ (рис. 10А).

Алмазоносные породы района Вава, Северное Онтарио, Канада

Всего через год после открытия даек алмазоносных минетт в районе Паркер Лэйк, в 1995 году на юге Канадского щита, в провинции Онтарио была открыта алмазоносная дайка Шандор (Sandor), а вслед за ней ещё десятки алмазоносных тел некимберлитового типа. В настоящее время значительная часть площади района Вава лицензирована такими крупными компаниями как Де Бирс, Кеннекот и вовлечена в геологоразведочные работы, включающие крупнообъёмное опробование (сотни тонн).

Район Вава (Wawa) расположен в южной части Канадского щита в пределах древнего кратона Супериор (Superior) (рис. 1). Здесь обнаружено более 30 алмазоносных тел предположительно дайкообразной формы [12-14,24], 6 из них было изучено нами: Sandor, Crystal volcanic breccia, Crystal pyroclastic breccia, Moet volcanic breccia, #51263, #68880 [12,13].

Эти породы образуют, вероятно, тела дайкообразной формы, однако не всегда с чёткими границами и контактами с вмещающими породами, во всяком случае, это относится к телу Sandor, изученному нами в полевой сезон 1998 г.

Породы всех тел характеризуются брекчиевой структурой кластолав (вплоть до образования агломератовых брекчий), которая обусловлена присутствием переменного количества ксенолитов разнообразных пород (от редких включений до 40-60% породы) в зеленовато-тёмно-серой, метаморфизованной, в разной степени рассланцованной тонкокристаллической цементирующей основной массе лавового облика.

Ксеногенный материал имеет размеры от нескольких мм до 0.5 м и характеризуется как овальной («овализованной») формой (преобладает в дайке Sandor), так и расплющенной формой, вытянутыми, веретеновидными очертаниями и согласным рассланцеванию удлинением (более обычно для остальных изученных даек).

Ксеногенный материал обычно представлен разнообразными метаморфизованными эпидот-плагиоклаз-биотит-амфиболовыми породами породами, микрокварцитами, а также диабазами, микродолеритами, реже изменёнными вулканическими стёклами сферолитовой структуры с редкими вкрапленниками плагиоклаза – то есть ксенолитами, в которых структуры вулканических пород хорошо сохранились. Только в дайке Sandor, большая часть ксенолитов представлена амфиболизованными перидотитами, превращёнными в крупно-гигантокристаллический агрегат актинолита веерообразного или спутаннокристаллического строения, уничтоживший первичные структуры пород ксенолитов.

Цементирующая основная масса пород всех изученных даек имеет достаточно однотипный минеральный состав: она образована в разной степени изменённым биотитом табачного цвета с ясным плеохроизмом (35-45% объёма породы), светло-зеленоватым, слабо плеохроирующим амфиболом (актинолитом) (35-45%), иногда полевым шпатом (альбитом) и карбонатом. Строение основной массы также обычно однотипно – она имеет порфиробластовую структуру, обусловленную развитием относительно крупных (0.3-1 мм) выделений биотита и идиоморфных зёрен амфибола (в разных соотношениях) в

тонкокristаллической гранолепидбластовой массе того же минерального состава. Иногда в заметном количестве (до 5-10%) присутствует полевой шпат, структурное положение которого существенно различается в разных дайках: в дайке Sandor выделения полевого шпата (альбита) характеризуются наименьшей степенью идиоморфизма, они цементируют все другие минералы породы, а в дайках #68880 и Moet volcanic breccia полевой шпат образует редкие мелкие выделения типа порфиробластов или микроксенолитов лейкократовых пород. Карбонат (до 10%) отмечается только в дайке Sandor, в породе которой он образует выделения неправильной формы, цементирующие другие минералы, реже субогласные сланцеватости породы выделения неправильной формы. Из аксессуарных минералов в породах даек отмечается сфен, эпидот, редко апатит. Биотит характеризуется высоким содержанием Al_2O_3 , умеренным содержанием TiO_2 и FeO , и по составу почти идентичен биотиту минетты Аклуилак, отличаясь от последнего только повышенным содержанием Cr_2O_3 (табл. 10, рис. 2).

В целом, по общему минеральному составу (амфибол+биотит+/-полевой шпат) изученные породы в некоторой степени близки известково-щелочным лампрофирам типа спессартита или керсантита, однако отличаются от них и по структуре и по составу минералов. Нормативный состав пород даек характеризуется присутствием ортоклаза, плагиоклаза, диопсида и оливина, а также гиперстена (кроме дайки Sandor) – то есть примерно соответствует трахибазальту

Геохимические характеристики пород изученных даек, возможно, претерпели изменения в процессе метаморфизма, но едва ли они изменились кардинальным образом. По степени основности породы занимают устойчивое положение на границе базитов и ультрабазитов, соответствуя на классификационной диаграмме TAS (рис. 3) базанитам (Sandor) и пикро-базальтам и базальтам (остальные дайки). По распределению $Al-(Fe+Ti)-Mg$ породы всех даек соответствуют коматиитовым базальтам (рис. 5), на диаграмме AFM состав пород Sandor соответствует известково-щелочной серии, а состав остальных пород – толеитовой серии.

Интересно распределение в породах некогерентных элементов, содержание которых в целом очень низкое (рис. 7). По соотношению Th-Hf-Ta все породы соответствуют известково-щелочным базальтам вулканических дуг (volcanic arc). По распределению РЗЭ породы достаточно сильно различаются: для Sandor характерно в 2-3 раза повышенное содержание РЗЭ и отсутствие Eu-минимума, проявленного для остальных даек более или менее ярко (рис. 6,7).

По содержанию когерентных микроэлементов породы изученных тел в значительной степени соответствуют ультраосновным породам, в том числе кимберлитам, что подчеркивает глубинное происхождение пород изученных даек. Так, содержание Co достигает 60-100 ppm, Ni – 600-1500 ppm, Cr – 600, 1000 и даже 3400 ppm!

Существуют в изученных породах и другие признаки их возможного глубинного происхождения. Так, в дайке Sandor содержится очень много овализованных включений размером до 0.5 м, образованных гигантокristаллическим агрегатом актинолита. По своим геохимическим характеристикам (в том числе очень высокому содержанию Ni , Co , Cr) породы этих включений аналогичны нодулям мантийных перидотитов из кимберлитовых трубок, и вероятно играют в дайке Sandor такую же роль, но изменены (преобразованы) до неузнаваемости. В породах других даек аналогичные включения единичны и мелки (только в дайке Moet volcanic breccia встречено одно подобное включение размером 2 мм).

В то же время, в дайке Crystal pyroclastic breccia обнаружено 2-х миллиметровое выделение хромистого флогопита (1,56 мас.% Cr_2O_3) буровато-жёлтого цвета характерной радиально-волокнистой структуры – возможное включение пироба, полностью замещённое келифитовым материалом (табл. 10). А в дайке #51263 встречено 3-х

миллиметровое включение зонального строения, внутренняя часть которого образована сильно изменённым, почти лишённым примесей хромитом ($50,61$ мас.% Cr_2O_3), а внешняя - тонкокристаллическим агрегатом амфибола (тремолита) (табл. 10). По данным канадских геологов в крупнообъёмных пробах обнаружены десятки пикроильменитов, хромшпинелидов и пиропов, в том числе пиропов группы G10 [23,24].

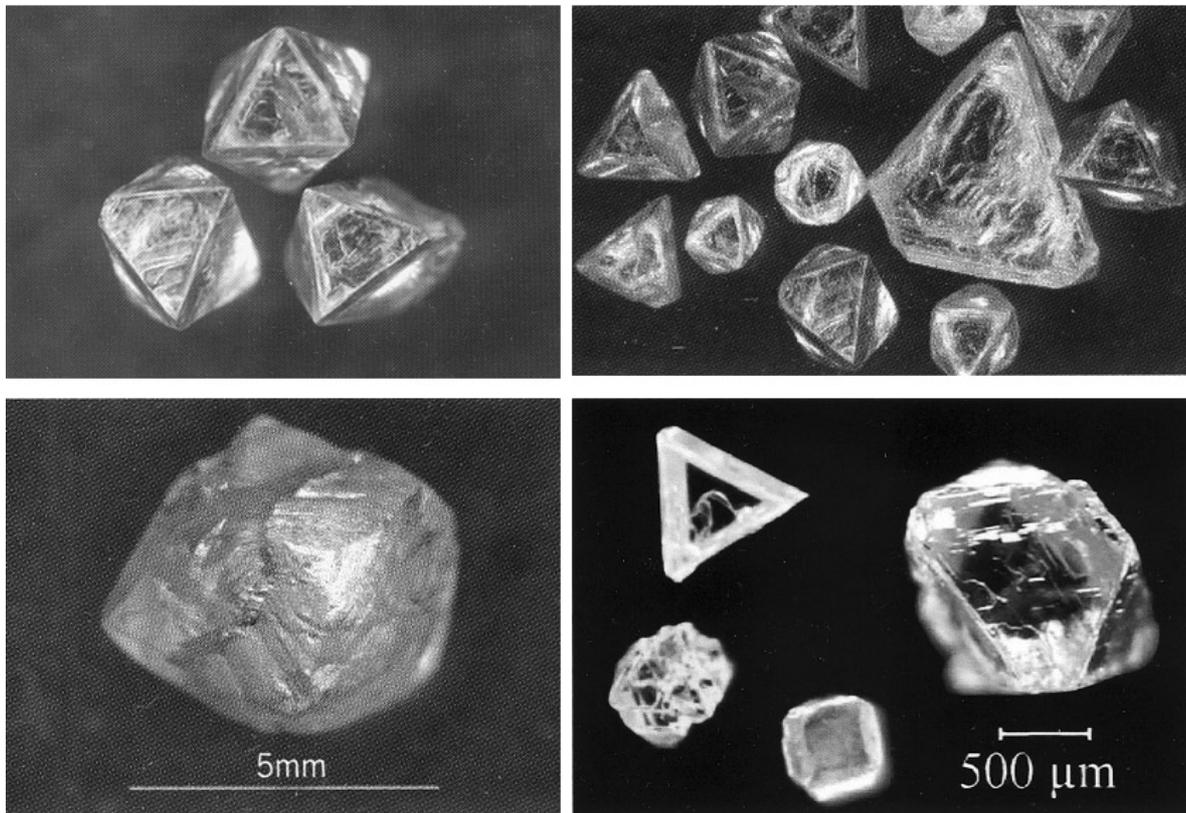


Рис 11. Алмазы из архейских лампрофиров площади Вава [23, 24].

Порода дайки Sandor достаточно заметно отличается от пород других даек по особенностям строения и вещественного состава. Отличается она и по результатам определения абсолютного возраста, проведённого нами Rb-Sr методом:

Дайка **Sandor** – 2802 ± 59 млн. лет (2 образца с разным содержанием биотита);

Дайка **Crystal pyroclastic breccia** – 2023 ± 11 млн. лет (порода + монофракция биотита);

Дайка **#51263** – 1548 ± 44 млн. лет (2 образца с разным содержанием биотита).

Вероятно, такая разница в возрасте образования разных даек обусловлена не одинаковой степенью наложенных, постметаморфических изменений подвергнутого изотопному исследованию материала (хлоритизация биотита и др.), однако не исключена возможность и относительно разновременного внедрения дайки Sandor и других даек. Этот вопрос, как впрочем, и другие вопросы особенностей строения и вещественного состава этих уникальных пород требует более детального исследования.

По данным опробования (в том числе и крупнообъёмного) [23,24] содержание алмазов в породах района Вава составляет от 0,2-1, до 2,6 кар/т, преобладают окрашенные микроалмазы - октаэдры, кубы, и комбинационные кристаллы, среди макроалмазов большинство бесцветные. Алмазы в основном технические, однако, отмечаются и ювелирные камни коммерческого размера (рис. 11). Самый крупный пока ювелирный

камень весом 0,72 карата (более 5 мм) получил название “The Big Goose” («Большой Гусь», поскольку «Wawa» в переводе с индейского и означает «Гусь»).

В 2003 году появилось сообщение об открытии новых тел алмазоносных лампрофиров (близких по составу и строению лампрофировым телам Вава) и в районе Йеллоунайф на Слэйв (Slave) кратоне на севере Канады [1] – так что теперь на всех архейских кратонах Канадского щита выявлены алмазоносные породы некимберлитового типа.

Алмазоносные породы месторождения Дачин, Французская Гайана

Другой район высокоалмазоносных изверженных пород некимберлитового типа расположен в Южной Америке, на Гвианском щите (французская Гайяна). Месторождение Дачин представляет собой большой горный массив длиной 5 км и шириной 0.35-1.1 км [4]. Оцененные запасы рудной массы очень большие, приблизительно 2-3 миллиарда тонн. Нами изучались только петрографические и геохимические характеристики отдельных образцов пород. По данным французских исследователей [4] породы месторождения представляют собой различные типы древних метаморфизованных вулканокластических коматиитов, превращённых в тальковые сланцы с реликтами порфировых и обломочных структур. Породы характеризуются высоким содержанием Mg, Cr и Ni при очень низких концентрациях некогерентных элементов, что типично для пород коматиитового семейства. Породы содержат глубинные минералы, представленными только эклогитовыми гранатами и пиропами (включая пиropy группы G10).

Большая часть алмазов - октаэдры, кубы и комбинационные кристаллы коричневого, желтого, серого цвета иногда бесцветные, размером менее 1 мм [4]. Самый большой алмаз - 4.6 мм в диаметре. Почти 100 % камней имеют техническое качество. Содержание алмазов достигает 4.2 кар/м³ в аллювии над коренными породами, в коренных породах – до 1 кар/т.

Большей частью алмазы изотопно лёгкие (от –8,1‰ до –28,9‰ $\delta^{13}\text{C}$), эклогитового парагенезиса [18]. Интересно отметить, что и у алмазов из коматиитов Дачина, и у алмазов из минетты Аклуилак по изотопному составу углерода ясно выделяются две группы алмазов (рис. 10), причём одна из групп с интервалом $\delta^{13}\text{C}$ от –8 до –20 ‰ для алмазов обоих типов месторождений общая, а вторые группы алмазов резко различаются: для коматиитов Дачина это наиболее облегчённые алмазы ($\delta^{13}\text{C}$ от –22 до –30 ‰), а для минетты Аклуилак, напротив, утяжелённые до типично мантийных значений ($\delta^{13}\text{C}$ от –3 до –8 ‰).

Выводы

Изученные породы характеризуются некоторыми общими особенностями, которые необходимо учитывать при проведении поисковых работ в новых регионах.

Алмазоносные породы нового типа обнаружены в пределах древних докембрийских платформ в существенно разной тектонической обстановке: на архейских кратонах (Паркер Лэйк, Йеллоунайф), архейских и раннепротерозойских зеленокаменных поясах (Вава и Гайяна). Возраст этих пород также древний: от архейского (Вава, дайка Sandor) до раннепротерозойского (Паркер Лэйк, Вава и Дачин).

Структура пород брекчиевая, что указывает на их явное магматическое происхождение, а также на то, что образование магматических тел сопровождалось активным дроблением, плавлением и возможно, взрывными процессами. Это является признаком быстрого подъёма магмы к поверхности, что способствовало сохранению алмазов от окисления и графитизации.

Породы сильно метаморфизованы, по особенностям состава они близки минеттам с признаками лампроитов (Паркер Лэйк), известково-щелочным лампрофиром с признаками коматиитов (Вава и Йеллоунайф) и просто коматиитам (Дачин). На диаграмме А-FT-M они образуют ряд пород от поля кимберлитов до поля базальтов. Породы характеризуются пониженным содержанием большинства некогерентных элементов (с особенно отчётливо проявленным минимумом Ta, Nb, Ti). Лишь для суперкалиевой минетты Аклуилак отмечаются очень высокие содержания К, Р, Zr, Ва, REE.

В магматических телах всех районов встречены глубинные минералы-индикаторы кимберлитов – прежде всего гранаты (пиропы, в т.ч. титанистые пиропы группы G1, пиропы группы G10 и эклогитовые пироп-альмандины), реже оливины, хромдиопсиды, пикроильмениты и хромиты. Кроме того, на мантийное происхождение этих пород указывает либо их суперкалиевая специализация (Паркер Лэйк), либо высокое содержание типичных ультраосновных элементов – Mg, Ni, Cr, Co, а также изотопный состав углерода $\delta^{13}\text{C}$.

Среди алмазов резко преобладают мелкие кристаллы размером 0,1-0,5 мм, в то же время отмечаются и более крупные кристаллы размером до 5 мм. Преобладают октаэдры, кубы, кубоктаэдры, тетрагексаэдры, окрашенные в разные оттенки коричневого, зелёного и желтого цвета, бесцветные кристаллы встречаются реже. Содержания алмазов в целом очень высокие: 0,3-1 кат/т, по отдельным пробам до 7-10 кар/т. По качеству резко преобладают технические алмазы, однако отмечаются и ювелирные камни весом до 0,72 карата.

Крупные размеры магматических тел и высокие содержания алмазов позволяют оценивать запасы (или ресурсы) алмазов в подобных месторождениях как весьма значительные. Находки ювелирных камней в известных телах позволяют рассчитывать на обнаружение новых месторождений с более благоприятным для рентабельной отработки соотношением алмазов по сортам.

Вероятно, подобного типа породы могут быть широко развиты на разных континентах, но до сих пор не привлекали к себе внимание своим экзотическим (необычным) обликом и составом. На территории России алмазоносные породы нового типа могут быть обнаружены на площади древних щитов: Балтийского, Украинского, Алданского и Анабарского, а также, возможно в пределах срединных массивов типа Кольмского или Ханкайского, что может существенно повысить алмазный потенциал России.

Литература

1. **Armstrong J., Barnett R.** (2003) The association of Zn-chromite with diamondiferous lamprophyres and diamonds: unique compositions as a guide to the diamond potential of non-traditional diamond host rocks. Long Abstract of 8th IGC, Victoria, Canada. FLA_0230
2. **Богатиков О.А., Рябчиков И.Д. и др.** (1991). Лампроиты. Москва, Наука. 301 с.
3. **Boynton W.V.** (1984) Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: Henderson P. (ed.) < Rare earth element geochemistry. Elsevier, pp. 63-114.
4. **Capdevila R., Arndt N., Letendre J., Sauvage J.F.** (1999) Diamonds in volcanoclastic komatiite from French Guiana. Nature. vol. 399. No 3, June. P. 456-458.
5. **Chinn, I. and Kyser, K** (2000) Microdiamonds from the Thirsty Lake (Akluilak) dyke, Northwest Territories Canada. Journal Conf. Abstr, Goldschmidt, Oxford, 3-8 September, v. 5 (2), p. 307.
6. **Dawson J.B. and Stephens W.E.** (1975) Statistical analysis of garnets from kimberlites and associated xenoliths. Journal of Geology, v. 83, p. 589-607.
7. **Jagoutz, E., Palme, H., Baddenhausen, H. et al.** (1979) The abundances of trace elements in the earth's mantle as derived from primitive ultramafic nodules. Proc. X Lunar Planet. Sci. Conf., p. 2031-2050.

8. **Jensen L.S. and Picke D.R.** (1982) Komatiites in the Ontario portion of the Abitibi belt. In: Komatiites. George Allen and Unwin, London, p 117-157.
9. **Каминский Ф.В.** (1984) Алмазоносность некимберлитовых изверженных пород. М., Недра, 173 с.
10. **Kaminsky, F.V., Sablukov, S.M., Sablukova, L.I., Shpanov, V.E. and Zhuravlev, D.Z.** (1998) Diamondiferous Minette Dykes from the Parker Lake Area, N.W.T., Canada. Seventh International Kimberlite Conference, Cape Town, April 1998, Extended Abstracts, p. 392-394.
11. **Kaminsky, F.V., Sablukov, S.M., Sablukova, L.I. and Shpanov, V.** (2000) Diamondiferous minette: a new type of diamondiferous rocks. Izvestiya Earth Sciences Section, Russian Academy of Natural Sciences, No. 4. Special Issue presented to the 31st Session of the International Geological Congress, Brazil, 2000, p. 85-94.
12. **Каминский Ф.В., Саблуков С.М.** Нетрадиционные месторождения алмазов (2002) // Наука в России, № 1, с. 4-12.
13. **Kaminsky, F.V., Sablukov, S.M., Sablukova, L.I.** (2003) Diamondiferous Archaean lamprophyres with komatiitic affinities from the Wawa area, Ontario, Canada. Abstract of 8th International Kimberlite Conference, Victoria, Canada, p. 123.
14. **Lefebvre, N., Kopylova, M., Kivi, K., Barnett, R.** (2003) Diamondiferous volcanoclastic debris flows of Wawa, Ontario, Canada. Long Abstract of 8th IKC, Victoria, Canada. FLA_0298
15. **Le Maitre R.W., Bateman P., Dudek A. et al.** (1989) A classification of igneous rocks and glossary of terms. Blackwell, Oxford.
16. **MacRae, N.D., Armitage, A.E. and Miller, A.R.** (1994) Diamond-bearing potential of alkaline dykes in the Gibson Lake area, District of Keewatin, N.W.T. GAC-MAC Annual Meeting, Abstracts, p. A69.
17. **MacRae, N.D., Armitage, A.E., Miller, A.R., Roddick, J.C., Jones, A.L. and Mudry, M.P.** (1996) The diamondiferous Akluilak lamprophyre dyke, Gibson Lake area, N.W.T. In: A.N. LeChaminant, D.G. Richardson, R.N.W. DiLabio and K.A. Richardson (Editors), Searching for diamonds in Canada. Geological Survey of Canada Open File 3228, p. 101-108.
18. **McCandless T.E., Letendre J., Eastoe C.J.** (1999) Morphology and carbon isotope composition of microdiamonds from Dachine, French Guiana. Proceeding of 7th IKC, Cape Town, South Africa. P. 550-556.
19. **McDonough W.F., Sun S.** (1995) The composition of the Earth, Chemical Geology, v.120, pp. 223-253.
20. **Mitchell, R.H.** (1995). **Compositional variation of micas in kimberlites, orangeites, lamproites and lamprophyres. Extended Abstracts 6 IKC, Novosibirsk, Russia, pp.390-392.**
21. **Peterson T.D., Esperanca. S., LeCleminant A.N.** (1994) Gejchemistry and origin of the Proterozoic ultrapotassic rocks of the Churchill Province, Canada. Mineralogy and Petrology, 51: 251-276.
22. **Rickwood P.C.** (1989) Boundari lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements. Lithos, 22. 247-263.
23. **Shiller E.** (2003) Wawa diamonds. Resource world magazine. Issue 6. P .21-24.
24. **Stott, G.M., Ayer, J.A., Wilson, A.C. and Grabowski, G.P.B.** (2002) Are the Neoproterozoic diamond-bearing breccias in the Wawa area related to late-orogenic alkalic and 'sanukitoid' intrusions? Summary of field work and other activities 2002, Ontario Geological Survey Open-File Report 6100, p. 9-1 to 9-10.

Неоднородности состава минералов в ксенолитах из кимберлитовых трубок Якутии

Специус З.В.¹, Специус В.З.²

¹*Институт Якутннпроалмаз АК “АЛРОСА”, г. Мирный, Республика Саха (Якутия), Россия, E-mail: Spetsius@yna.alrosa-mir.ru*

²*Московский государственный университет им. М.В.Ломоносова, г. Москва, Россия*

С каждым годом появляется все больше свидетельств об эволюции мантии после формирования и стабилизации субконтинентальной литосферы под древними кратонами платформ. Недавние находки пироксенов распада в гранатах, а также наличие мейджоритовых гранатов среди включений в алмазах и ксенолитах из кимберлитов подтверждают ультравысокие давление и глубокие уровни их возможного образования. Структуры распада в различных минералах мантийных ксенолитов из кимберлитов представляют собой другой ряд свидетельств о сложной истории мантийных основных и ультраосновных пород.

В данной статье мы попытались объединить различные индикационные структурные и минералогические признаки преобразования и эволюции пород и минералов, которые присутствуют среди мантийных ксенолитов в кимберлитах Якутии. Зональность и другие возможные неоднородности минералов обсуждены на примере ксенолитов из основных хорошо изученных трубок. Эти неоднородности в большинстве случаев обусловлены присутствием ориентированных ламеллей и фаз распада в гранатах, ильменита в рутилах и кианитах, а также различных типов экссолюционных структур. Представлены данные составов отдельных минералов и обсуждены вариации основных и примесных элементов в них, которые обусловлены этими процессами. Сделана попытка оценить возможные РТ-условия протекания такого рода процессов, а также вероятный путь эволюции минералов и пород после их образования. Специальное внимание было обращено на различие в распространенности неоднородностей в минералах и эволюции ксенолитов в отдельных трубках и кимберлитовых полях Якутии.

Введение.

Во многих работах, посвящённых мантийной петрологии и, в частности, составу мантии под Сибирской платформой показано, что литосферная мантия под Якутской алмазоносной провинцией образовалась около 3 млрд. лет назад [12, 28, 37]. Эти данные получены по результатам изучения мантийных пород и датировок возраста минералов с использованием Sm-Nd, Re-Os и других современных методов изотопного анализа. Все эти методы основаны на положении о том, что минералы мантийных ксенолитов находятся в равновесии. Что, судя по данным изучения ксенолитов в кимберлитах, в действительности верно в подавляющем большинстве случаев [1, 13, 17].

Как правило, в большинстве мантийных ксенолитов основного и ультраосновных состава главные породообразующие минералы не проявляют зональности состава и находятся в равновесных взаимоотношениях друг с другом. Это предполагает, что они были образованы при стабильных термодинамических условиях или были полностью преобразованы и переуравновешены в результате продолжительных метаморфических или метасоматических процессов на мантийных глубинах [13, 17, 18, 23, 26, 51]. В то же время, в ряде образцов мантийных ксенолитов эклогитового и пироксенитового состава установлены структуры распада (как в породообразующих, так и в аксессуарных

минералах) и зональные минералы. Такие неоднородности в минералах мантийных ксенолитов логично разделить на несколько типов в соответствии со стадиями эволюции пород:

1. За последние 20 лет были получены различные доказательства образования ряда мантийных пород в условиях ультравысоких давлений. Присутствие фаз распада в пороодообразующих минералах предполагает, что состав первичного минерала соответствовал ультравысоким давлениям [22, 29, 33, 35, 36, 46, 55]. Так, содержания нескольких мол.% мейджоритового компонента ($Mg_3 Mg^{VI}Si^{IV}Si_3O_{12}$) в гранате приводит к образованию экссолюций ортопироксена [22, 32, 39, 54]. Различные структуры распада в минералах ультравысоких давлений представлены иголками ильменита в оливинах из гранатовых перидотитов Альпа Арами [26], ламеллями калиевого полевого шпата во включениях клинопироксена в гранате из эклогитов кимберлитов [35] и иголками пироксена в гранате из ксенолитов кимберлитов [19, 33]. Присутствие неоднородностей такого типа в минералах мантийных ксенолитов указывает на то, что кристаллизация алмазоносных магм начиналась гораздо глубже, чем это традиционно считалось, возможно, даже в нижней мантии.

2. Находки тонких игл – продуктов распада в пороодообразующих минералах мантийных ксенолитов из кимберлитовых трубок описаны в ряде работ [2, 4, 19, 22, 48]. В основном они представлены вростками клино- и ортопироксена друг в друге и рутила в гранате. Эволюция температуры образования ламеллей такого типа в мантийных породах указывает на присутствие стадии быстрого остывания в сложной истории их формирования, возможно ещё до полной консолидации.

3. Для ряда образцов пироксенитов и эклогитов из трубок Удачная и Обнажённая характерны ламелли граната с клинопироксеном, реже граната с ортопироксеном [2, 63]. Схожие структуры распада в клинопироксенах из метаморфических пород комплекса Самерберг недавно были описаны в работе Л.Л. Перчука с соавторами [9]. Скорее всего, образование такого типа структур связано с тем, что после окончательного застывания мантийные породы испытали пластическое перемещение в мантийно-коровых условиях перед захватом кимберлитовой магмой.

В настоящей работе особое внимание уделено изучению структур распада и выявлению неоднородности составов в минералах ксенолитов (в основном граната) из двух типов мантийных пород, выносимых на поверхность кимберлитами, – эклогитов и гранатовых пироксенитов (вебстеритов). В этих ксенолитах установлены наиболее интересные и разнообразные структуры распада, экссолюции и неоднородности составов различных минералов по сравнению с другими типами мантийных ксенолитов как из различных кимберлитовых провинций мира, так и из кимберлитов Якутской алмазоносной провинции. Якутская алмазоносная провинция расположена в северо-восточной части Сибирской платформы. Характеризируемая провинция с юга на север протянулась примерно на 1500 км от Малоботуобинского района почти до моря Лаптевых и с запада на восток на 1000 км от Харамайского поля в Красноярском крае до р. Лены. На севере и на востоке границами провинции, как и платформы, служат Лена-Анабарский и Ангаро-Виллюйский прогибы, на юго-востоке – Виллюйская синеклиза и Ангаро-Виллюйский прогиб. На западе верхнюю границу проводят по восточному склону Тунгусской синеклизы. Ограниченная таким образом Якутская кимберлитовая провинция точно совпадает с областью Анабарского гравитационного максимума [12].

В пределах Якутской алмазоносной провинции на площади свыше 800 000 км² выявлены многие сотни кимберлитовых трубок и дайкоподобных тел. Распределяясь крайне неравномерно, они группируются в 20 или 22 кимберлитовых полях, которые обычно объединяют в восемь более или менее обособленных районов. В кимберлитовых

районах выделяются кимберлитовые поля, образованные скоплениями кимберлитовых трубок и даек [1, 12].

Образцы и методы исследования

Более 1000 образцов мантийных ксенолитов из различных кимберлитовых трубок Якутской Алмазонасной провинции были изучены в ходе работы. Определены модальные и валовые составы большей части образцов ксенолитов, определены составы породообразующих и второстепенных минералов. Для некоторых минералов были определены содержания примесных элементов. Все образцы ксенолитов были расклассифицированы на различные типы эклогитов и пироксенитов в соответствии с их минеральными и химическими составами. Особое внимание было уделено изучению структур распада и зональности составов минералов мантийных ксенолитов.

Микронзондовые анализы минералов ксенолитов (силикатов и оксидов) были выполнены с использованием: электронного микроанализатора Superprobe JXA-8800R в ЦАЛ АК «АЛРОСА» (г. Мирный); электронного микроанализатора CAMECA SX-50 в Институте Геологии (г. Якутск); растрового сканирующего электронного микроскопа CamScan с энергодисперсионной приставкой (кафедра Петрологии Геологического факультета МГУ им. Ломоносова, г. Москва) и рентгеноспектрального микроанализатора Camebax (кафедра Минералогии Геологического факультета МГУ им. Ломоносова, г. Москва).

При этом разрешающая способность составляла 133 eV, ускоряющее напряжение – 20 kV, ток зонда – 10 nA, диаметр пучка 1-2 мкм и 20 секунд время набора импульсов для всех элементов. Для всех анализов была выполнена полная ZAF коррективировка. В качестве стандартов использовались сертифицированные природные минералы.

Содержание примесных элементов в породообразующем гранате и фазах распада было определено с помощью ICP-MS (LAM) (университет Маквори, Сидней, Австралия) с использованием стекла NIST 610 в качестве внешнего и Ca в качестве внутреннего стандартов, диаметр пучка 40-50 мкм. Содержания примесных элементов в зональных гранатах были исследованы методом вторично-ионной масс-спектрометрии с использованием ионного зонда CAMECA IMS-4F в институте Микроэлектроники и Информатики РАН (г. Ярославль) при энергии первичного пучка ионов 14.5 кэВ, диаметром 20 мкм и интенсивности тока бомбардирующих ионов 4÷5 нА, а также с использованием протонного зонда (CSIRO, Сидней, Австралия).

Петрография и описание образцов.

Образцы изученных ксенолитов имеют округлую эллипсоидальную форму, сглаженные края, четкие и ровные границы с вмещающим кимберлитом. Средние линейные размеры нодулей 150 x 80 x 60 мм. Реже (в основном для трубок Накынского кимберлитового поля) ксенолиты характеризуются более мелкими размерами и угловатыми формами. Все изученные породы можно разделить на три типа: эклогиты, гранатовые пироксениты и пироповые перидотиты.

Ксенолиты *эклогитов* широко распространены среди мантийных ксенолитов из кимберлитовых трубок и представлены по меньшей мере тремя разновидностями – группы А, В и С согласно [51], близкими по своей минералогии, но различными по химическому составу и условиям образования [17]. Все образцы эклогитов представляют собой минеральные ассоциации оранжевого граната и ярко-зелёного клинопироксена (омфацита) с разными процентными соотношениями - 40-80 об.% граната, 20-60 об.% клинопироксена. Текстуры пород массивные, реже такситовые (пятнистые), что связано, например, с неодинаковым содержанием граната в разных частях ксенолита. Структуры пород равномерно-зернистые, от средне- до крупно-зернистых, иногда отмечаются порфириовидные. Гранобластовые и порфириобластовые структуры, типичные для пород испытавших метаморфические преобразования, редки.

В большинстве случаев гранат более идиоморфен, чем клинопироксен, что указывает на более раннее образование граната по сравнению с клинопироксеном. В ряде образцов наблюдаются более чем одна генерация как граната (неправильной формы крупные выделения, мелкие изометричные зерна, а также линейно вытянутые вроски - ламелли в клинопироксене), так и пироксена (выделения ксеноморфного порообразующего клинопироксена, структуры распада клинопироксена, продукты перекристаллизации – разложения омфацита с образованием клинопироксена второй генерации практически без жадеита).

Наряду с двумя главными фазами – гранатом и клинопироксеном, в количестве менее 5% присутствуют такие минералы как ортопироксен, рутил, шпинель, ильменит, сульфиды. Широко развиты вторичные изменения, перекристаллизация клинопироксена и граната, а также процессы частичного плавления [50]. Следует отметить, что наибольшие степени вторичных изменений среди изученных пород характерны для ксенолитов из трубок Накынского кимберлитового поля (трубки Ботуобинская и Нюрбинская). Так в ряде изученных ксенолитов из этих трубок единственным сохранившимся первичным минералом является гранат.

Магнезиальные эклогиты (группа А) являются грубозернистыми породами мозаичной или катакластической и в редких случаях пойкилитовой структуры состоящих из оранжевого граната (до 70%), бледно-зеленого омфацита (до 50%), редких зерен рутила и сульфидов. Они характеризуются высокой магнезиальностью ($Mg\#=53,2-73,8\%$), содержат 13-21 мас.% MgO, отличаются пониженной щелочностью и низким общим содержанием железа ($<11,8$ мас. % $FeO+Fe_2O_3$) Рутил, сульфиды и редкий ильменит являются основными акцессорными минералами.

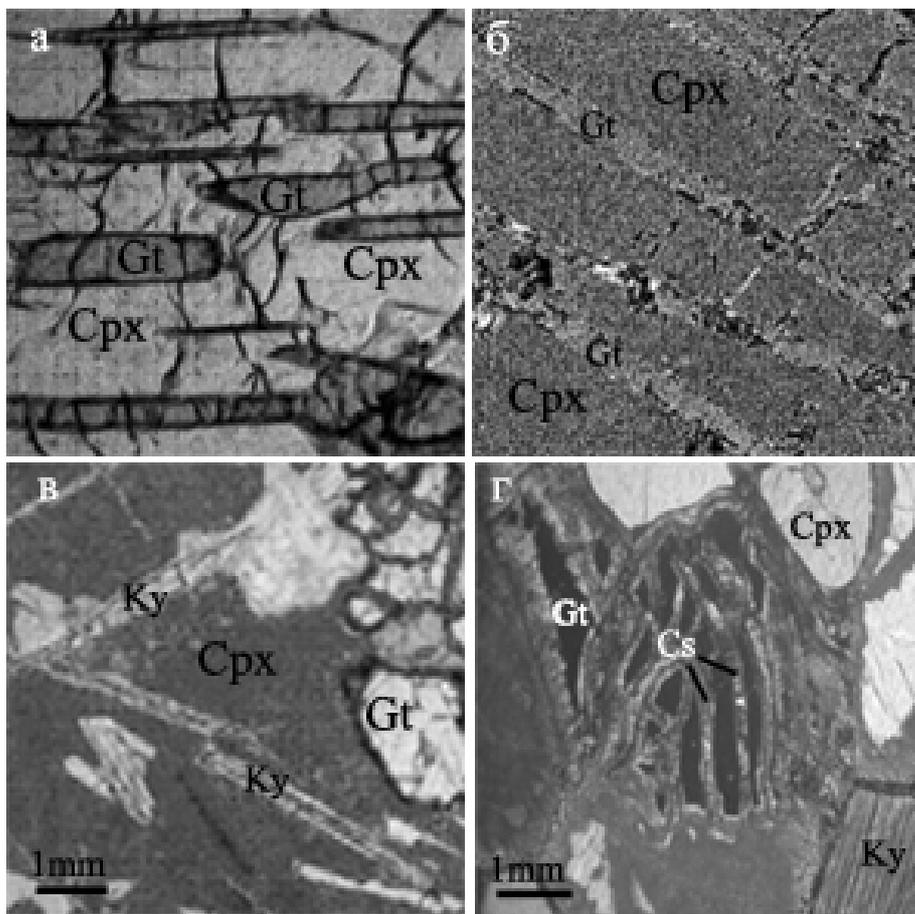
Железистые эклогиты (группа В) это грубозернистые породы мозаичной текстуры, состоящие из оранжево-красного граната (около 40%) размером 1-10 мм и темно-зеленого клинопироксена, с акцессориями рутила, сульфидов и редкого ильменита. Они имеют низкую магнезиальность ($Mg\#=59-66\%$), высокое содержание общего железа (от 10,07 до 14,50 мас.%) и умеренное содержание TiO_2 .

Высокоглиноземистые кианитовые эклогиты (группа С) представляют собой бледно-серые породы, отличающиеся присутствием кианита (до 30%), иногда коэсита (до 12%) и спорадически корунда; образцы с санидином очень редки [17]. Наблюдаются широкие вариации в содержаниях граната (20-80%) и клинопироксена (20-60%), представленного омфацитом. Акцессорными минералами являются рутил, выделения сульфидов, ильменит и графит.

Гранатовые пироксениты близки по своему химическому составу к магнезиальным эклогитам и являются переходными парагенезисами от эклогитовых (основных) к перидотитовым (ультраосновным). Представляют собой среднезернистые породы, однородной текстуры, сложенные оранжево-красным гранатом (30-40 об.%), травяно-зелёным клинопироксеном и зеленовато-серым ортопироксеном. Количество ортопироксена, представленного высокомагнезиальным энстатитом, варьирует от нескольких до пятидесяти процентов. Для клинопироксена характерны умеренная магнезиальность ($Mg\#$) и незначительные содержания жадеитового компонента. Как и для эклогитов, для пироксенитов характерны несколько генераций граната и структуры распада в порообразующих минералах. Вебстериты и другие типы гранатовых пироксенитов наиболее характерны для трубки Обнажённая, но также присутствуют и в трубках Накынского поля и, в меньшей степени, в трубках Удачная и Мир.

С точки зрения присутствия структур распада особое внимание следует обратить на образец ильменит-рутилового эклогита из трубки Удачная (обр. U-2279). Это овальный ксенолит размером 12 см в наибольшем измерении. Модальный состав: клинопироксен – 61 об.%, гранат – 37 об.%, рутил – 1,5 об.%, сульфиды – 0,5 об.%. Это

неравномернозернистая порода с большими (до 20 мм) зёрнами клинопироксена и округлыми зёрнами (до 10 мм) оранжево-красного граната. Следует отметить неоднородное распределение граната и клинопироксена в различных частях ксенолита. Наряду с большими округлыми зёрнами граната присутствуют мелкие (около 0,5 мм), а также округлые выделения граната, которые, возможно являются продуктами распада из бывшего высокомагнезиальным клинопироксена. В этом образце также присутствуют ламеллы граната в клинопироксене (продукты распада клинопироксена, рис. 1а). Кроме того, большинство зёрен рутила размером до 600 мкм в этом образце содержат



ориентированные вросстки размером от 1-2 до 60-70 мкм и каймы ильменита.

Рис. 1.

Экссольюционные структуры в ксенолитах эклогитов из трубки Удачная.

Условные обозначения: (а, б) Ламеллы граната в клинопироксене (толщина ламелей около 50 микрон), Образец У-2279 и У-2338; в)

Новообразованный игольчатый кианит по омфациту, образец У-795; г) Срастания граната с коэситом, который частично замещен вторичным кварцем, образец У-168. Сокращения для этого и последующих рисунков следующие: Gt-гранат, Срх-первичный

омфацит, Срх₂-вторичный клинопироксен, Орх-ортопироксен, Ку-кианит, Сd-корунд, Cs-коэсит, Птм-ильменит, TiMt-титаномагнетит.

Схожим с образцом У-2279, является образец эклогита из трубки Удачная (У-2338) как по своим петрографическим особенностям, так и присутствию ориентированных ламелл граната в клинопироксене (рис. 1б). Породы сложены довольно крупными зёрнами граната (2-5 мм) и мелкими округлыми выделениями граната (около 0,5 мм) – вероятно, продуктами распада в крупных зёрнах клинопироксена.

Ку-эклогит (образец У-795) из Удачной был выбран для детального изучения благодаря присутствию симплектитовых образований и игольчатых пластинок распада кианита в омфаците (рис.1в), которые отчасти схожи с удлинёнными срастаниями этого минерала в эклогитоподобных породах этой трубки (58). Модальный состав образца следующий: Срх-44.5, Gt-50.4, Ку-2.6, Fsp-1.5, Ru-0.5, Sf-0.5 об.%.

Специального внимания заслуживают редкие срастания граната с коэситом, которые были встречены только в 2-х образцах кианитовых эклогитов с коэситом из трубки Удачная (рис. 1г). Образец У-168 состоит из: Срх-47.6, Gt-34.0, Ку-16.2, Cs-1.5, Ru-0.7 об.%. Это крупнозернистая частично деформированная порода с интенсивно

измененным омфацитом, свежие реликты которого составляют около 3%. Коэсит присутствует в виде единичных зерен, которые большей частью замещены вторичным кварцем с образованием характерных псевдоморфоз, а также в виде сростаний с гранатом, где он также интенсивно замещен кварцем с ярко выраженной пластинчатой структурой.

Оригинальные экссолюционные структуры были обнаружены в образце клинопироксена из трубки Обнажённая (обр. О-88, рис. 2а). Это округлый ксенолит размером около 6 см (максимальное измерение), сложенный крупнозернистым светло зелёным омфацитом, в котором содержатся округлые зёрна (размером до 4 мм) и секущие ламеллы граната, видимые макроскопически, со средним размером 3 x 40 мм. Неординарная экссолюционная структура была встречена в корундовом эклогите из этой трубки, которая представлена тонкими удлиненными вростками граната (рис. 2 б), иглами кианита и симплектитам корунда в клинопироксене.

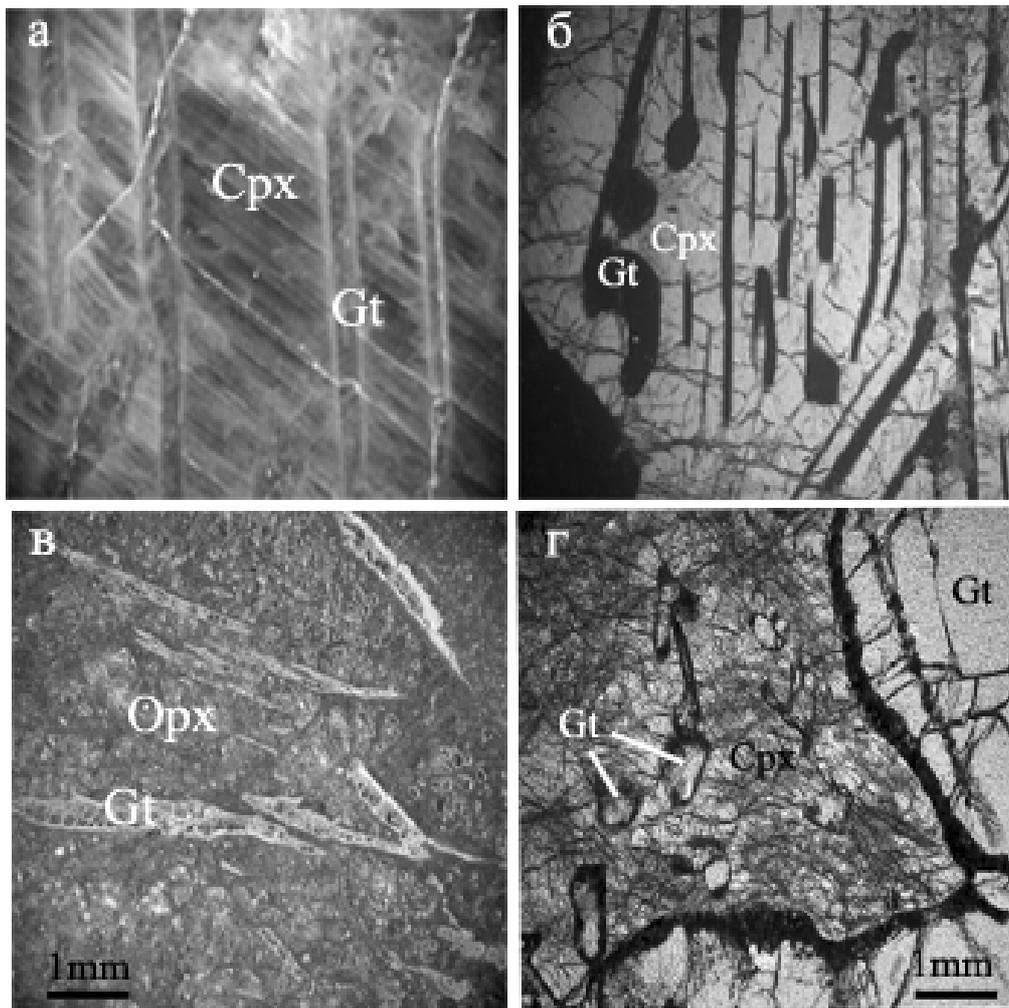


Рис. 2.
Типичные
примеры
экслю-ционных
структур в
ксенолитах.

**Условные
обозначения:**
(а) Иглы граната
в
клинопироксене,
обр. О-88; (б)
Экссолюционны
й гранат в
эклогите, обр. О-
3465; (в) Иглы
граната в
ортопироксене,
обр. У-20-80, (г)
Породообразую
щий и экс-
солюционный
гранат в
клинопироксено
вом матрице
магнезиального
эклогита, обр. У-
68.

Следует также отметить экссолюции граната в ортопироксенитах и распространение структур распада в вебстеритах, особенно характерных для трубки Обнажённая. Грубозернистые и удлиненные ламеллы граната довольно широко распространены в порфирокластических ортопироксенах. Один из подобных образцов из трубки Удачная с игольчатым гранатом в ортопироксене показан на рис. 2в, который подобен экссолюционным ламеллям гранатов в лерцолитах из трубки Монастери. Такого типа ксенолиты рассматриваются Дж. Даусоном как породы метасоматического генезиса [23]. Такие образцы встречены в трубке Удачная и требуют специального исследования. В магнезиальных эклогитах (группа А) и гранатовых вебстеритах из этой трубки широко

распространены экссолюции мелких зерен граната в клинопироксенах, присутствующие в породах наряду крупнозернистыми выделениями этого минерала (рис. 2г).

Химия минералов.

Гранат

В изученных породах гранат является основным породообразующим минералом. Его содержание колеблется от 5 до 80-90 об.%. По морфологии зерен можно выделить три типа выделений граната, характерных для эклогитов и в большей степени для пироксенитов трубок Удачная, Мир и Обнажённая: крупные выделения размером до 20 мм, которые образовались раньше или одновременно с клинопироксеном; более мелкие (около 0,5 мм) изометричные зёрна, в большинстве случаев включения в крупных ксеноморфных выделениях клинопироксена; ламелли в клинопироксене. Следует отметить, что различия в составе разных генераций граната относительно петрогенных оксидов в большинстве случаев не характерны.

Гранаты из большинства эклогитов и вебстеритов однородны по составу, как в пределах единичных зерен, так и отдельных ксенолитов [11, 13, 16, 61, 63]. Его химический состав в значительной степени отражает природу ксенолитов. Гранаты из эклогитов обнаруживают широкие вариации в отношении содержаний оксидов Mg, Fe, и Ca. Эклогитовые гранаты, как правило, бедны хромом, но в вебстеритах и пироксенитах они могут содержать до 1.0 мас.% Cr₂O₃, а для перидотитовых гранатов характерны высокие содержания окиси хрома.

Таблица 1

Состав неоднородных гранатов в ксенолитах эклогитов

Образец	Описание	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	Сумма
U-2279	центр	39.08	0.4	22.16	0.04	17.28	0.36	8.54	12.33	0.29	100.5
U-2279	кайма	39.04	0.44	22.03	0.03	16.36	0.32	8.06	12.7	0.28	99.29
U-2279	кр/зерн.	39.41	0.44	22.11	0.06	16.49	0.36	8.27	12.54	0.27	99.95
U-2279	ламелль	41.08	0.46	22.86	0.07	10.38	0.49	18.13	6.24	0.17	99.88
B-20	центр	40.18	0.17	23.60	0.09	16.32	0.32	16.49	1.14	0.15	98.45
B-20	кайма	40.26	0.22	23.73	0.08	14.27	0.35	18.26	0.9	0.16	98.23
N-24	центр	41.72	0.29	22.85	0.10	17.07	н.о.	14.87	4.01	0.12	101.03
N-24	кайма	41.87	0.31	23.00	0.07	16.88	н.о.	14.54	4.00	0.11	100.77
N-66	центр	41.17	0.20	22.41	0.19	9.46	н.о.	12.31	13.71	0.08	99.52
N-66	кайма	41.44	0.49	22.31	0.21	9.50	н.о.	16.21	9.25	0.11	99.52
N-150	центр	40.81	0.46	21.90	0.08	12.58	0.21	13.87	9.23	0.15	99.29
N-150	кайма	41.91	0.44	22.39	0.04	12.50	0.29	14.49	8.84	0.15	101.05
N-155	центр	41.33	0.48	22.06	0.00	13.69	0.53	17.81	3.64	0.16	99.70
N-155	кайма	40.53	0.45	21.87	0.01	14.20	0.56	17.14	3.39	0.15	98.30

Сокращения (здесь и далее): В-трубка Ботубинская, N- трубка Nyurbinskaya, U- трубка Удачная; п.а: не анализировался; н.о.: не обнаружено.

Были выполнены анализы из различных типов эклогитов, при этом особое внимание было уделено изучению гомогенности их состава и наличию зональности (табл. 1). Мы привели здесь данные, которые демонстрируют относительно широкий разброс в магнезиальности (Mg/Mg+Fe) от образца к образцу и заметные вариации содержания основных элементов от центра к краю зерен. Зональность гранатов может быть результатом, по меньшей мере, 2-х различных процессов: (1) магматической кристаллизации или субсолидусных преобразований, что параллелизуется со временем формирования структур распада и экссолюции как в образце U-2279 (рис. 3а) и (2) зональность может быть

результатом метасоматических событий. Последний случай достаточно очевидно продемонстрирован на рис. 3б, где видна приуроченность изменения состава элементов к межзерновому пространству и трещинам, которые служили путями прохождения метасоматизирующих флюидов.

Таблица 2

Составы клинопироксенов в эклогитах с экссолюционными структурами

Образец	U-2279	U-2279*	U-2279 ⁺	U-534	U-795	U-593	U-2245	U-420	U-2278
SiO ₂	56.11	55.14	53.15	55.77	55.1	55.81	56.37	55.47	54.69
TiO ₂	0.42	0.34	0.51	0.21	0.28	0.3	0.27	0.23	0.24
Al ₂ O ₃	13.42	2.9	7.82	14.81	15.17	13.85	12.87	10.01	8.53
Cr ₂ O ₃	0.07	0.02	0.11	n.d.	0.04	0.06	0.09	0.06	0.06
FeO	4.02	3.44	5.19	3.56	1.88	1.38	2.12	4.71	5.18
MnO	0.03	0.11	0.05	0.04	0.03	0.02	0.09	0.05	0.07
MgO	6.94	15.94	11.24	6.39	7.6	7.68	8.27	8.83	9.91
CaO	10.49	19.98	17.41	11.56	13.09	11.39	11.89	14.74	16.42
Na ₂ O	8.06	2.21	3.55	7.6	7.21	7.61	6.18	5.45	4.8
K ₂ O	0.09	0.07	0.04	0.05	0.07	0.07	0.01	0.02	0.05
Сумма	99.65	100.15	99.07	99.99	100.47	98.17	98.48	99.57	99.94

Примечания: *: клинопироксен из каймы вокруг граната (см.рис. 3, Crx₂); ⁺: клинопироксен между ламеллями граната; U-534, 593, 795: из Ку-эклогитов; другие сокращения как в табл. 1.

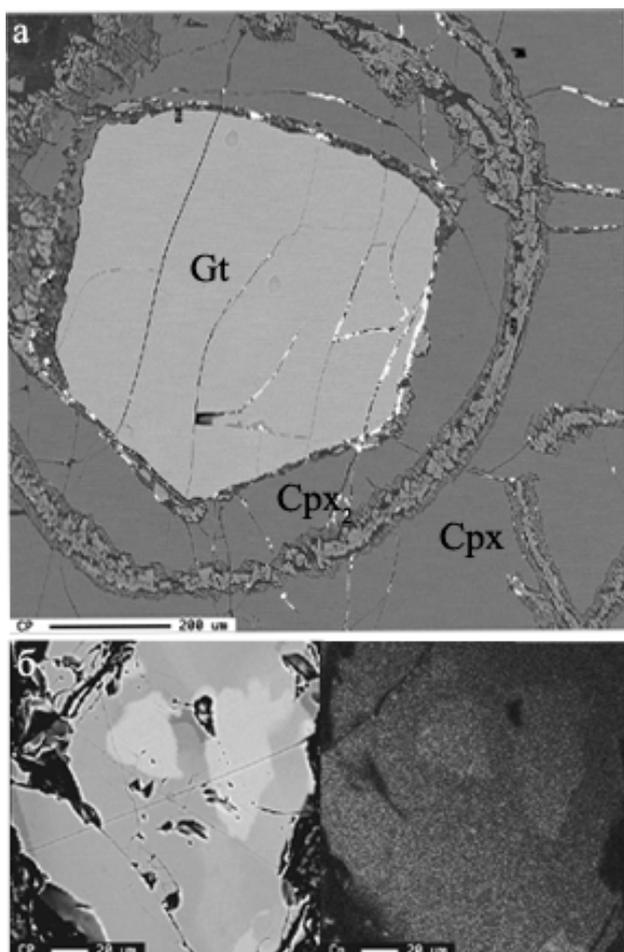


Рис. 3. Зональные гранаты в эклогитовых ксенолитах.

Условные обозначения: (а) Идиоморфный гранат (размер 4 мм) в эклогите, обр. U-2279. Вокруг граната развит вновь образованный вторичный клинопироксен (Crx₂); (б) Зональный гранат в алмазосном эклогите из трубки Ботуобинская, обр. Б-20. Очевидно неоднородное распределение элементов как результат метасоматоза.

Следует подчеркнуть, что изменения в распределении основных элементов от центра к кайме зерен различны в этих 2-х случаях (см. табл. 1). Составы гранатов показывают широкие вариации отношений Mg/(MgO+FeO) от образца к образцу. Гранат из всех разновидностей является твердым раствором на основе пироба и альмандина, содержание спессартинового компонента не превышает 1 мол.%, в некоторых гранатах из эклогитов присутствует примесь гроссулярового и андрадитового миналов. В гранате из образца пиропового перидотита (обр. U-2344) заметно снижение содержания трёхвалентного железа от центра к краям зёрен и, как следствие, преобладание гроссулярового минала над андрадитовым.

Следует отметить высокие для перидотитовых гранатов содержания хрома – до 9,4 мас.% Cr₂O₃.

Клинопироксен

Клинопироксен в эклогитах и исследованных образцах характеризуется высокой магнизиальностью, повышенным содержанием Al и является типичным омфацитом. В омфацитах из эклогитовых ксенолитов как биминеральных, так и с кианитом наблюдается четкая корреляция содержания жадеита (Jd) с содержаниями Al_2O_3 и CaO (табл. 2) и эта закономерность прослежена в эклогитовых клинопироксенах всех трубок [17]. Омфациты в отличие от граната гомогенны и практически никогда не обнаруживают зональности. Явное однообразие их состава в пределах индивидуальных образцов является их отличительной чертой. Анализы клинопироксенов в различных ксенолитах не выявили различий в составе отдельных зерен или изменений от центра к краю зерен. Однако, в результате проведения детальных анализов зерен пироксенов с экссолюционными выделениями граната на различном удалении от его ламелл установлены, хотя и не очень существенные изменения в составе омфацитов (табл. 3, рис. 4).

Ортопироксен

Ортопироксен является главным породообразующим минералом пироксенитов, составляя до 50%, редко более, объема породы и присутствует также в гранатовых вебстеритах, где его содержание обычно не превышает 10%. Данные анализов ортопироксенов использованы в большинстве случаев из литературных источников, но отдельные результаты были получены специально для ортопироксенов содержащих ламелли граната (табл. 4). Однообразие составов является их характерной чертой.

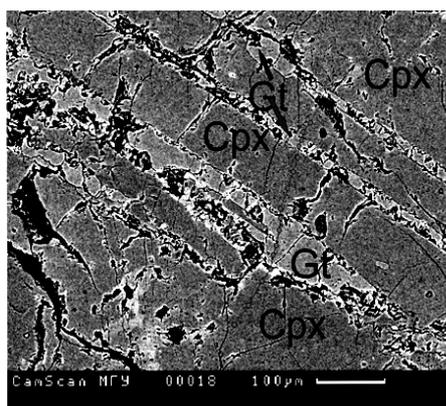
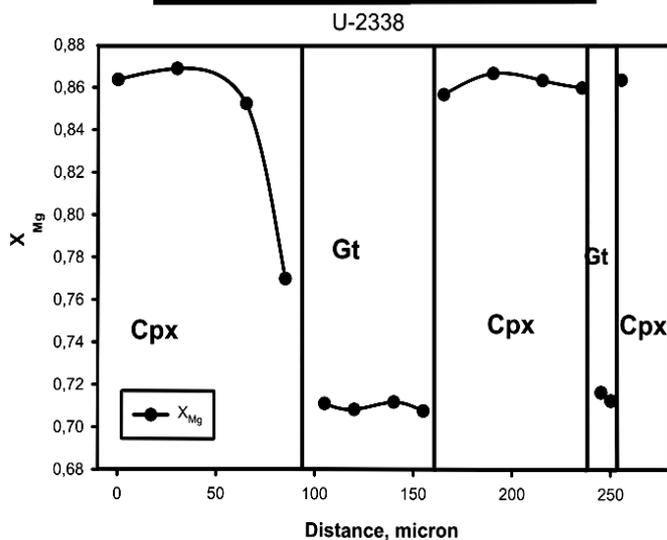


Рис. 4. Композиционный профиль по магнизиальности в ламелле граната и окружающем клинопироксене эклогита из трубки Удачная. Обр. У-2338.

Ортопироксены встречаются как часть первичной ассоциации в гранатовых вебстеритах трубки Обнаженная и как экссолюционные ламелли [2, 52]. В этом случае минерал обогащен Al_2O_3 и FeO по сравнению с породообразующим тех же образцов (см. табл. 4).



Рутил

Рутилы обычны для всех разновидностей эклогитов и присутствуют также в гранатовых вебстеритах. Они почти не изменяются по составу в различных типах эклогитов. Рутилы эклогитов часто содержат тонкие иглы ильменита и титаномагнетита, а также каймы последнего минерала, что свидетельствует об изменении (повышении потенциала кислорода) окислительно-восстановительных условий и температуры, вероятно в результате воздействия

метасоматизирующих флюидов. Такие структуры распространены среди эклогитов трубки Удачная (рис. 5а). За исключением развития продуктов распада, рутилы, как правило, однородны в пределах отдельных образцов (табл. 5). Наиболее существенные вариации содержаний отмечаются для Al_2O_3 и FeO [17].

Составы ортопироксенов в вебстеритах с экссолюционными структурами

Образец	U3080p*	O3207w	O-3199p	O-926e	O-1103e	O-1108e	O901w		O1109w	
	exsol	exsol	exsol	exsol	exsol	exsol	coarse	exsol	coarse	exsol
SiO ₂	56.92	56.69	57.33	56.6	56.2	54.9	56.1	55	57.8	55.3
TiO ₂	0.09	0.08	0.11	0.03	0.08	0.09	0.06	0.07	0.09	0.07
Al ₂ O ₃	0.37	1.28	0.94	0.76	1.97	3.67	1.18	3.47	1.17	3.46
Cr ₂ O ₃	0.25	0.35	0.25	0.05	0.04	0.18	0.14	0.14	0.14	0.08
FeO	4.45	2.48	5.05	9.15	8.00	6.94	6.77	7.53	4.44	5.25
MnO	0.16	0.07	0.10	0.07	0.11	0.13	0.09	0.11	0.07	0.1
MgO	36.68	38.85	36.77	32.6	32.5	33.2	34.6	32.9	36.7	35.4
CaO	0.31	0.19	0.20	0.23	1.29	0.2	0.24	0.20	0.20	0.2
Na ₂ O	0.14	0.01	0.12	0.06	0.25	0.05	0.05	0.07	0.04	0.06
K ₂ O	<0.03	0.02	0.01	<0.03	<0.03	<0.03	<0.03	<0.03	0.03	<0.03
Сумма	99.35	100.01	100.87	99.55	100.44	99.34	99.23	99.49	100.65	99.92

Примечание:* Обозначения: эклогиты (e), вебстериты (w) и пироксениты (p). Анализы 4-10 из [52].

Включения в рутиле

Типичной чертой рутилов в отдельных образцах является присутствие регулярных включений других минеральных фаз, которые в большинстве случаев представлены

Таблица 5

Составы рутилов в эклогитах и вебстеритах с экссолюционными структурами

Образец	U-2279	U-534	U-795	U-795	U-593	U-420	U-420	U-34	U-2278	U-2278
	Ru-gr	Ru-gr	Ru-gr	Ru-n*	Ru-gr	Ru-gr	rim Ru	Ru-gr	Ru-gr	TiMt**
SiO ₂	0.11	n.d.	n.d.	0.18	n.d.	n.d.	38.27	n.d.	n.d.	n.d.
TiO ₂	89.01	94.78	99.74	99.16	99.14	99.58	4.52	99.33	97.01	81.87
Al ₂ O ₃	3.73	0.22	<0.03	<0.03	0.1	0.09	18.02	0.14	<0.03	<0.03
Cr ₂ O ₃	0.2	0.02	0.08	0.11	0.08	0.06	0.03	0.02	n.d.	n.d.
FeO	2.23	4.95	0.7	0.53	0.3	0.66	13.08	0.08	0.24	15.41
MnO	0.03	0.04	0.05	0.05	0.08	<0.03	0.27	0.01	<0.03	<0.03
MgO	1.63	0.36	n.d.	0.04	<0.03	0.04	9.53	0.09	0.03	0.52
CaO	0.04	0.04	0.11	0.45	0.01	0.03	10.42	<0.03	<0.03	0.01
Na ₂ O	0.13	0.04	n.d.	<0.03	<0.03	<0.03	2.56	n.d.	n.d.	n.d.
K ₂ O	0.04	0.01	0.07	0.14	0.01	0.04	1.4	0.02	0.02	0.01
Сумма	97.15	100.46	100.75	100.66	99.72	100.49	98.6	99.69	97.3	97.9

Примечания: *-иглы рутила в Срх, **- кайма вокруг рутила, Ru-gr –рутил в гранате.

иглами ильменита, а также титаномагнетитом (табл. 6). Эти минералы также формируют внешние каймы на рутилах. В большинстве случаев ильменит ламеллей и кайм имеет аналогичный или близкий состав. Зафиксированные неоднородности в пределах одного образца, сопровождающиеся увеличением или уменьшением концентраций Mg и Fe, свидетельствуют о том, что эти ламеллы, вероятно, выполнены пикроильменитом [45]. Не исключено, что в отдельных случаях в рутилах развиты многогенерационные структуры распада, подобные описанным Н.Хисиной в метеоритах [18]. Тонкие игольчатые выделения ильменита зафиксированы также в кианите алмазоносного эклогита из трубки Нюрбинская (рис. 5б), которые вероятно результат трансформации исходного высокотитанистого высокобарного кианита.

Другие минералы

Другим минералом, который участвует в процессах трансформации и преобразования пород является корунд, который часто ассоциирует с процессом

Таблица 6

Экссолуционные фазы в рутилах из эклогитов и вебстеритов

Образец	U-593	U-534	U-2278	U-593	U2245	U420	U-948	U2278	U-2278	U-534
	nd* in Ru	incl in Ru	nd in Cpx	nd in Ru	nd in Ru	Ru rim	incl.in Ru	TiMt rim	nd in Cpx	incl in Ru
SiO ₂	0.12	n.d.	2.38	0.12	0.05	38.27	n.d.	n.d.	2.38	n.d.
TiO ₂	25.37	63.87	94.09	25.37	23.61	4.52	63.76	81.87	94.09	65.93
Al ₂ O ₃	70.46	0.61	0.84	70.46	49.33	18.02	<0.03	n.d.	0.84	n.d.
Cr ₂ O ₃	0.54	0.02	0.09	0.54	0.68	0.03	0.01	<0.03	0.09	0.07
FeO	1.32	34.58	0.79	1.32	11.89	13.08	29.12	15.41	0.79	30.54
MnO	<0.03	0.01	0.02	<0.03	0.05	0.27	0.18	n.d.	0.02	0.14
MgO	0.39	2.15	0.24	0.39	13.23	9.53	5.88	0.52	0.24	2.77
CaO	0.02	0.02	1.26	0.02	0.03	10.42	<0.03	0.01	1.26	0.01
Na ₂ O	0.09	0.02	0.23	0.09	0.04	2.56	n.d.	n.d.	0.23	n.d.
K ₂ O	<0.03	0.02	0.01	<0.03	<0.03	1.4	0.03	0.01	0.01	0.03
Сумма	98.31	101.31	99.94	98.31	98.92	98.6	98.99	97.9	99.94	99.49

Примечания: nd* - иглы в рутилах и клинопироксенах.

частичного плавления [50]. Корунд встречается в форме небольших иголочек или призматических выделений размером 0,01-0,2 мм по длинной оси. В этом случае, он обычно развит по кианиту, имеет темно-голубой цвет и является сапфиром. В редких образцах эклогитов из трубки Обнаженная корунд рубинового цвета присутствует в виде небольших зерен или образует редкие экссолуционные структуры распада (см. рис. 2).

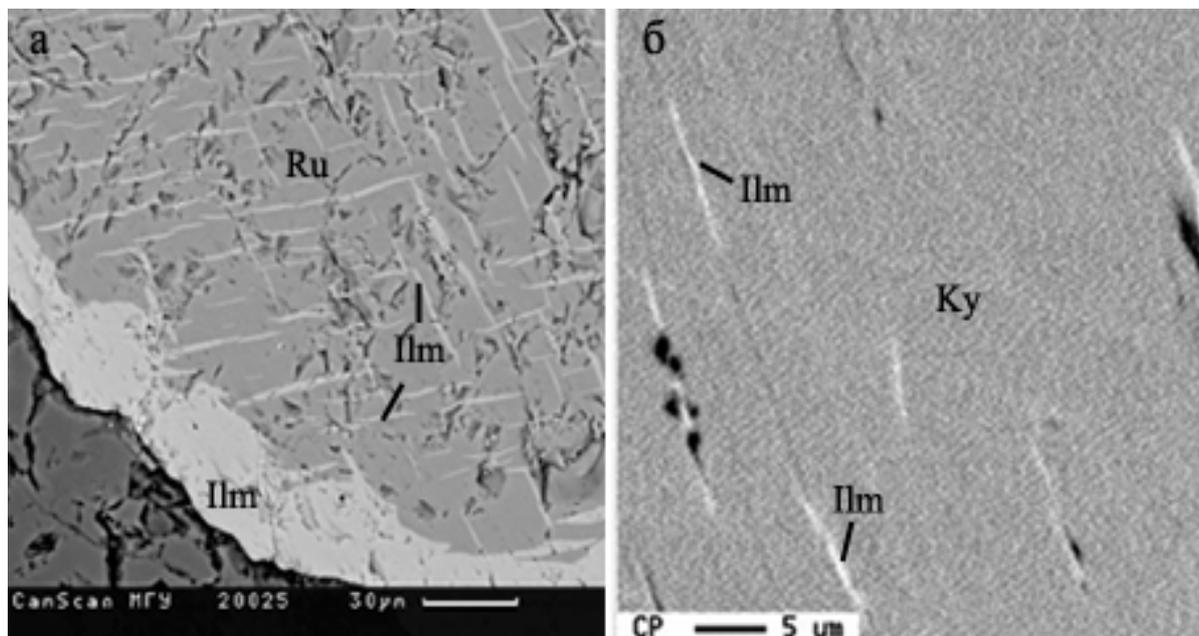


Рис.5. Экссолуционный ильменит.

(а) Ламелли и кайма ильменита в рутиле, обр. У-2279; (б) Иглы ильменита в кианите алмазоносного эклогита из трубки Нюрбинская, обр. Н-1.

Отдельно следует отметить сульфидные образования, которые представлены многофазной ассоциацией различных минералов с постоянным развитием структур распада, в первую очередь пирротина и пентландита, и распространены в большинстве эклогитов и гранатовых вебстеритов, однако они не являются предметом рассмотрения данной работы.

Таблица 7

Содержание примесных элементов в зональном гранате и омфациите (обр. U-2279, данные протонного зонда, в ppm)

Зерна	Mn	Fe	Ni	Cu	Zn	Ga	Rb	Sr	Y	Zr	Ba
Gt - 1	0.255	12.6	47	n.d.	89.9	19.4	n.d.	3.79	41.5	92.3	n.d.
Gt - 2	0.264	12.7	45.5	n.d.	89.5	17.4	n.d.	2.2	39.9	94.6	23.1
Gt - 3	0.26	12.8	45	0.594	88.9	18	n.d.	2.04	41	100	57.4
Gt - 4	0.257	12.4	40.2	1.1	89.5	19.4	n.d.	3.98	41.7	93.6	46.7
Gt - 5	0.257	12.1	76.2	n.d.	89.1	16.9	1.15	67.2	39.5	95.6	71.7
Gt - 6	0.222	10.8	120	8.02	93.5	22.5	3.5	20	27.7	74.6	43
Gt - 7	0.392	11.2	10.2	n.d.	28.4	13.9	1.04	4.33	28.7	62.1	95.2
Gt - 8	0.345	9.02	18	n.d.	22.5	16.5	3.71	7.77	22	69.6	n.d.
Gt - 9	0.297	7.78	31.5	1.85	19.1	16.5	10.5	47.4	16.3	80.8	36.6
Gt - 10	0.365	7.79	51.1	n.d.	22.3	17.5	5.91	18.1	25.2	109	60.6
Gt - 11	0.387	8.2	28.5	n.d.	22.3	15.7	4.52	12.9	25.8	95.8	45.9
Gt-01	0.227	13.7	51	n.a.	97.7	21	n.a.	4.12	45.1	100	n.a.
Gt-02	0.287	13.8	49.5	n.a.	97.3	18.9	n.a.	2.39	43.4	103	n.a.
Gt.- 03	0.283	13.9	48.9	n.a.	96.6	19.6	n.a.	2.22	44.6	109	n.a.
Gt - 04	0.279	13.4	43.7	n.a.	97.3	21.1	n.a.	4.32	45.3	102	n.a.
Gt - 05	0.299	13.2	82.9	n.a.	96.8	18.4	n.a.	73.1	42.9	104	n.a.
G t- 06	0.241	11.7	130	n.a.	102	24.4	n.a.	21.8	30.2	81.1	n.a.
Gt	0.426	12.2	11.1	n.a.	30.9	15.1	n.a.	4.71	31.2	67.5	n.a.
Срх-1	277	3.08	399	n.d.	70	38.9	n.d	147	1.72	42.4	39.2
Срх-2	249	3.25	394	2.57	70.2	40.4	1.5	141	n.d.	40.6	83.8
Срх-3	269	3.16	401	1.83	67.9	41.2	0.432	138	0.595	34.4	n.d.
Срх1, реликт	199	1.63	444	20.1	37.3	16.4	0.062	131	n.d.	3.13	74
Срх2, реликт	277	1.67	429	24.8	40.1	17	1.29	172	n.d.	2.76	101
Срх3, реликт	214	1.57	422	17.7	34.3	13.4	0.562	127	n.d.	2.04	73.2
Срх4, реликт.	273	2.77	331	n.d.	31.7	37.4	0.453	88.9	n.d.	32.8	36.7
Срх5	253	2.82	364	n.d.	32.4	37.4	n.d	88.2	0.893	31.8	70
Срх6	703	2.69	271	n.d.	18.7	13.4	2.21	176	2.45	56.7	72.4
Срх7	579	2.57	277	n.d.	18.9	13.6	1.67	188	3.64	55.5	37.4

Примечание: n.a. – не анализировалась, n.d. – не установлено.

Химия примесных элементов

Редкая встречаемость и, как правило, небольшие размеры ламелл и минеральных фаз - продуктов распада не позволили получить большое количество данных по содержанию примесных элементов и их поведению в процессе эволюции пород. Результаты вариации содержаний в отдельных зернах зональных гранатах и эксклюзионных ламеллях по результатам протонного зондирования приведены в табл. 7. Как видно из этих данных, в гранатах фиксируется достаточно заметные изменения в содержании Ni, Rb, Sr, Y и Ba в отдельных зернах гранатов в пределах образца. Заметные изменения в концентрации от центра зонального зерна граната к его кайме отмечаются

только для Ni и Sr, при существенном возрастании последнего. Четкие различия зафиксированы между клинопироксенами 2-х генераций. Новообразованный пироксен (см. рис.4 - Cpx_2) отличается повышенными концентрациями Zn, Sr, Zr и Ba. Клинопироксен в сростаниях с гранатом подобен новообразованному из каймы вокруг граната отличаясь еще более высокими содержаниями Sr и Zr. Другие закономерности будут рассмотрены ниже при обсуждении поведения примесных элементов.

Обсуждение результатов

Структуры распада в минералах мантийных пород как отражение их эволюции

Структуры распада в минералах мантийных ксенолитов Якутской алмазоносной провинции, в основном, характерны для гранатовых пироксенитов и реже для эклогитов из кимберлитовых трубок Обнажённая, Удачная и Мир. Распространённость структур распада носит неодинаковый характер между ксенолитами из различных трубок Якутской алмазоносной провинции [2, 17, 52].

В ряде случаев в гранатах высокомагнезиальных гранатовых пироксенитов из трубки Мир установлены характерные треугольно ориентированные минеральные включения, по генезису отвечающих фазам распада [17, 39]. Эти мелкие (около 100 мкм) включения контролируются структурой граната и концентрируются, как правило, в центральных частях зёрен. М. Роден с соавторами [39] обнаружили 6 высокомагнезиальных клинопироксенитов и вебстеритов, для гранатов которых характерны включения такого типа. Включения представляют собой следующие минеральные ассоциации: диопсид+ рутил, диопсид, рутил+высокомагнезиальный (13-17 мас.% MgO) ильменит, ильменит.

Схожие парагенезисы минералов были обнаружены во включениях в гранатах из кимберлитов Ягерсфонтейн и орогенных перидотитов Норвегии [29, 54]. Как уже отмечалось выше, экссолюции диопсида в гранате свидетельствуют о том, что исходный гранат по составу был высококремнистым и образовался при ультравысоких давлениях. Другие минеральные фазы во включениях не предполагают первично высококремнистого состава граната, а недостаток экспериментальных данных не позволяют реконструировать давления и температуры их образования.

Экссолюции диопсида и рутила могли быть результатом двухпозиционных замещений Na и Ti в гранате, а образование ильменита – следствием Al- и Si-обеднённого состава граната. Такие замещения, скорее всего, соответствуют высоким температурам, нежели высоким давлениям, если пироксениты были сформированы как кумулаты щелочной магнезиальной магмы, внедрившейся в литосферу. Термобарометрические расчеты для этих пироксенитов основанные на экспериментальных данных [21] показывают, что они были уравновешены в условиях литосферы при относительно низких температурах (750-800°C) и умеренных давлениях (20-30 кбар), согласно [39].

В ходе детального профилирования зёрен клинопироксена, содержащих ламелли граната (которые представляют собой другой тип структур распада, характерный для гранатовых пироксенитов и эклогитов из трубок Обнажённая и Удачная), нами были установлены следующие закономерности в отношении вариаций составов этих минералов:

1. Для образцов гранатовых клинопироксенитов из трубок Удачная и Обнажённая (обр. У-2279 и О-88, соответственно) характерно снижение содержания Al_2O_3 в клинопироксене вблизи его контакта с ламеллями граната. Такие особенности состава клинопироксена характерны также для корундовых эклогитов трубки Обнажённая [38] и эклогитов из трубки Робертс Виктор [40]. Так, например, в образце клинопироксенита из трубки Обнажённая (обр. О-88) содержание глинозёма в клинопироксене на контакте с ламеллем граната почти на 4 мас.% Al_2O_3 ниже, чем в другой зоне этого же зерна

клинопироксена, не содержащей ламеллей. Содержания MgO и SiO₂ возрастают к контакту с гранатом. Такую особенность состава клинопироксена можно интерпретировать, как результат экссолюции граната по реакции:



которая объясняет образование ламеллей граната из диопсидового компонента клинопироксена при избытке Al, с выделением Si и Mg [38]. Возможно, что Si и Mg из правой части реакции расходуются на формирование ортопироксена в полиминеральных вростках.

2. Для ксенолитов пироксенитов и эклогитов трубок Удачная и Обнажённая выявлено различное поведение X_{Mg} в клинопироксене и ламеллях граната. Причём, намечаются зависимости, характерные как для ксенолитов трубки Удачная, так и для ксенолитов трубки Обнажённая. Мольная доля магния (X_{Mg}) в частях зёрен клинопироксена при приближении к контакту с гранатом, отчётливо проявляет тенденцию: а) повышению в ксенолитах трубки Обнажённая; б) снижению в ксенолитах трубки Удачная. При этом X_{Mg} в ламеллях граната имеет характер снижения к контакту с клинопироксеном в ксенолитах трубки Обнажённая, и повышения в ксенолитах трубки Удачная (см. рис. 4).

Различное поведение X_{Mg} как в гранате, так и в клинопироксене на контакте Сrx-Gt может быть результатом субсолидусного перераспределения компонентов после консолидации пород. Снижение содержания Al₂O₃ в клинопироксене к контакту с ламеллями граната указывает на понижение PT-параметров [9].

PT-условия формирования неоднородностей в минералах ксенолитов

Несомненно, что неоднородности в ксенолитах мантийных пород являются результатом смены PT-условий. Например, вростки и каймы ильменита и титаномagnetита в рутилах из эклогитов, отражают смену температуры и окислительно-восстановительных условий, что может быть результатом воздействия метасоматизирующих флюидов. Призматические выделения рутила в клинопироксене, которые присутствуют в отдельных ксенолитах кианитовых и коэситовых эклогитов трубки Удачная можно интерпретировать как результат экссолюции из высокотитанистого омфацита в ходе снижения внешних PT-параметров.

Температуры и давления равновесий эклогитов и вебстеритов были рассчитаны с использованием дупироксенового термобарометра и термобарометра основанного на растворимости Al₂O₃ в ортопироксене в соответствии с калибровками Брея и Кехлера [21]. Как было показано В.Н. Соболевым с соавторами [47] верно пересчитать трёхвалентное железо на основе микрозондовых анализов невозможно, таким образом, всё железо в клинопироксене и гранате принимается как двухвалентное. С такими дополнениями, оценки температур приняты как максимально равновесные [52]. Таким образом, если один и тот же геобарометр и геотермометр применяется ко всем породам, то точность сравниваемых параметров будет зависеть от качества микрозондовых анализов. Оценки температур и давлений полученные в работе [52] соответствуют 21,0-37,6 кбар и 711-923°C для нескольких образцов из трубки Удачная и, в основном, для ксенолитов из трубки Обнажённая.

В целом явных систематических различий между условиями образования мафитовых и ультрамафитовых мантийных ксенолитов не установлено [13, 17, 52]. Это можно интерпретировать, как результат захвата перидотитов, вебстеритов и эклогитов кимберлитовой магмой на одном уровне верхней мантии. Результаты этих оценок показывают, что ксенолиты трубки Обнажённая были сформированы в поле стабильности графита. Это соответствует отсутствию алмазов, как в ксенолитах, так и в кимберлите этой трубки. В отличие от трубки Обнажённая, трубки Удачная и Мир являются алмазоносными и значения давлений для этих двух трубок в большинстве случаев

превышают 40 кбар, что на 10-20 кбар выше давлений полученных для трубки Обнажённая [17, 20].

Как показано в работе Л.Тэйлора с соавторами [52] оценки термодинамических условий формирования ксенолитов отвечают геотерме 40-45 mW/m² для трубки Обнажённая, что явно выше, чем для трубки Удачная. Вероятно, это связано с расположением трубки Удачная в центре Сибирской платформы, в то время как трубка Обнажённая приурочена к краю платформы.

Для определения P-T-условий формирования структур распада в минералах мантийных ксенолитов трубок Обнажённая и Удачная помимо термобарометров Брея и Кехлера [21] нами была использована система термобарометров для ультраосновных и основных пород [8]. Их совокупность позволяет получить три независимых оценки температуры для гранатсодержащих гипербазитов. Геотермометры основаны на соответствующих Fe²⁺-Mg обменных реакциях. Оценки P-T-условий формирования ламелей граната в клинопироксене из ксенолитов трубки Обнажённая, полученные по результатам изучения 8 минеральных пар соответствуют: 23-28 кбар и 760-820⁰C. Результаты, полученные нами достаточно хорошо коррелируются с данными, которые были получены в работе [52], соответственно: 21,0-37,6 кбар и 711-923⁰C.

Оценки P-T-условий формирования ламелл граната в клинопироксене из ксенолитов трубки Удачная, полученные по результатам изучения 12 минеральных пар соответствуют: 44-47 кбар и 1160-1210⁰C. В отличие от трубки Обнажённая, трубка Удачная является алмазоносной. Оценки давлений образования ксенолитов в этой трубке, полученные рядом авторов [17, 20] соответствуют 40 кбар и выше, т.е. на 10-20 кбар выше оценок давлений образования ксенолитов трубки Обнажённая. Схожие оценки P-T-параметров мантийной геотермы в районе трубки Удачная были получены Л.Гриффином с соавторами [27] по результатам изучения ксенокристов граната из кимберлитов. Это подтверждается и присутствием высокобарных минералов таких как, коэсит, алмаз и продуктов распада в различных минералах мантийных ксенолитов.

Кроме того, следует отметить существенные различия в содержании Al₂O₃ в порообразующем энстатите и ламелях этого минерала в пределах одного образца, в среднем, составляющие 2 мас.%. Установлено, что растворимость Al в ортопироксене, в соответствии с экспериментальными данными [21], зависит от давления и такие различия в составах позволяют предполагать, что разница в давлениях формирования порообразующего ортопироксена и его ламелей составляет не менее 10 кбар. В этом случае, возможный P-T-тренд формирования структур распада может быть объяснён подъемом (интрузивным внедрением) частично раскристаллизованных магм на расстояние 30-40 км.

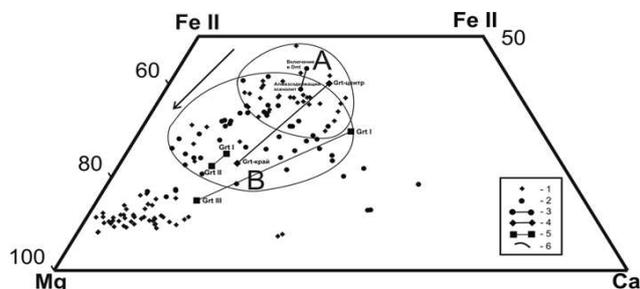


Рис. 6. Составы гранатов из включений в алмазах и ксенолитах.

1-гранаты из включений в алмазах по данным [3, 5, 13-16]; 2-гранаты из ксенолитов по данным [10, 13-17]; 3-составы граната включенного в алмаз и порообразующего из алмазосодержащего ксенолита [15]; 4-зональный гранат из эклогита трубки Удачная (обр. У-2385); 5-составы гранатов различных генераций из пироксенитов Удачной (У-2283, У- 2279); 6-поля составов гранатов из включений в алмазах эклогитового парагенезиса (А) и ксенолитов (В).

Обобщая наши и литературные данные по условиям формирования и последующей эволюции ксенолитов в кимберлитах можно отметить два основных момента.

1. Наличие редких высокобарных фаз среди продуктов распада в минералах ксенолитов, таких как мейджорит и диопсид в гранатах, ильменит в кианите, а также срastания граната с коэситом, присутствие мейджоритового минала в гранатах включенных в алмазы и другие, упомянутые ранее примеры, свидетельствуют о формировании отдельных типов ксенолитов в условиях субвысоких давлений (более 50 кбар).

2. Оценка РТ-параметров экссолюционных структур, представленных срastаниями граната с клинопироксеном и ортопироксеном указывает на то, что образование их происходит в условиях понижения температур и давлений по отношению к пороодообразующим минералам. По крайней мере, это достаточно уверенно зафиксировано для субсолидусных превращений в ксенолитах трубки Обнаженная, где снижение давлений составляет около 10 кбар по сравнению с РТ-параметрами образования исходных пород. Это в свою очередь не исключает возможности увязывания подобной эволюции с развитием плюма и его продвижением на верхние уровни литосферы, что было предложено в качестве объяснения закономерностей формирования подобных структур на основании поведения изотопов Sr и Nd в ксенолитах из Африканских кимберлитов [33]

Зональность граната мантийных пород и механизм её образования

Зональность зёрен граната не очень частое явление. Тем не менее, она установлена в минералах из ксенолитов ряда трубок Якутской алмазоносной провинции: Удачная, Мир, Обнажённая, Ботуобинская, Нюрбинская и многих трубок других кимберлитовых провинций мира: Кимберли, Вессельтон, Матсоку (Лесото), месторождение Фрэнк Смит в ЮАР, перидотиты плато Колорадо) [4, 13, 42, 43].

Таблица 8.

Представительные анализы зональных гранатов из различных кимберлитовых трубок Якутской алмазоносной провинции.

Тип зональности	№ обр.	Место анализа	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	Сумма
Слабо выраженная прямая	U2340	центр	38,74	0,62	21,14	0,07	21,83	0,43	8,15	8,65		99,62
	U2340	край	38,23	0,56	20,21		23,44	0,42	7,60	9,28		99,74
	Б-18	центр	39,81		22,04		19,49	0,55	12,52	5,52		99,93
	Б-18	край	39,02		21,44		22,22	0,50	10,24	6,27		99,68
	Н-28	центр	38,83	0,08	21,48	0,04	24,14	0,50	7,72	7,67	0,05	100,51
	Н-28	край	37,93	0,12	21,02		25,39	0,47	7,4	6,93	0,05	99,31
	Н-51	центр	39,28	0,06	21,45	0,06	22,45	0,46	8,98	7,39		100,12
	Н-51	край	38,48	0,05	21,37	0,06	23,89	0,48	8,42	6,94	0,01	99,7
	А-143	центр	41,80	0,07	19,8	4,98	8,50	0,53	21,70	2,49	0,08	99,83
	А-143	край	41,20	0,10	17,5	8,04	8,58	0,55	20,90	3,14	0,07	99,78
Ярко выраженная обратная	U2385	центр	38,91	0,60	21,79		20,94	0,45	8,41	10,22	0,18	101,5
	U2385	край	40,27	0,48	22,13	0,07	12,98	0,51	15,23	7,74	0,07	99,47
	ТМ-53	центр	39,85		20,97	1,95	11,84		19,32	5,62		100,00
	ТМ-53	край	41,89		22,96	1,51	7,51	0,27	20,86	4,84		100,00
	М-31	центр	40,95	0,34	22,54	0,04	16,59	0,35	13,00	5,87	0,24	99,96
	М-31	край	42,09	0,59	22,75	0,41	9,15	0,35	19,59	4,90	0,09	99,95

Примечания: Обр. U-2340, U-2385 – трубка Удачная; Б-18, Н-28, Н-51 – трубки Накынского кимберлитового поля; А-143, М-31, ТМ-53 – трубка Мир, по [7, 13, 48].

Как отмечалось выше, зональность граната может образовываться, как в ходе магматических, так и метасоматических процессов. Образование последней может осуществляться на любом этапе эволюции мантийных пород под воздействием метасоматирующих флюидов, что возможно как при развитии глобальных метасоматических процессов в литосферной мантии, так и незадолго до развития кимберлитового магматизма за счет прохождения потоков флюидов предвещающих внедрение кимберлитовых магм [17, 50].

Детальное изучение составов гранатов из различных типов пород было проделано с целью выявления зональности зёрен этого минерала (см. табл.2). Случаи прямой зональности зёрен граната были установлены в образце эклогита из трубки Удачная (обр. U-2340) и образце гранатового пироксенита (обр. Б-18) из трубки Ботубинская (табл. 8). Яркая выраженная обратная зональность зёрен граната характерна для образца эклогита из трубки Удачная (обр. U-2385).

В общем случае можно выделить три типа процессов, протекающих в магматической системе кристаллизации мантийных магм, в ходе которых формируются зональные гранаты, каждому из которых соответствует свой тип зональности этого минерала:

1. Медленное остывание системы: зональность не характерна либо очень слабо выраженная прямая зональность (первые доли весовых процентов петрогенных оксидов).

2. Быстрое остывание системы: самый редкий случай, вследствие которого образуется слабо выраженная прямая зональность.

3. Продвижение частично раскристаллизованных магм на более высокие уровни мантии: средне, иногда очень ярко выраженная обратная зональность до нескольких, иногда почти до десятка процентов петрогенных оксидов.

Остановимся на рассмотрении каждого типа процессов и образующихся вследствие них зональностей. Под «системой», в данном случае, мы будем понимать частично раскристаллизованную магму, в которой минералом на ликвидусе является гранат. Итак, зональные гранаты образуются вследствие трёх типов процессов, протекающих в магматической системе кристаллизации мантийных магм.

Медленное остывание системы приводит к тому, что расплав уравнивается с уже образовавшимся гранатом, который вследствие этого вступает в реакцию с расплавом, с образованием граната уже другого, более железистого состава. Вследствие процессов такого типа образуются гранаты однородного состава (без зональности), гораздо реже может возникать прямая зональность граната, проявляющаяся в понижении магнезиальности, а так же в незначительном повышении кальциевости, от центра к краям зёрен в пределах десятых долей процентов соответствующих петрогенных оксидов.

Быстрое остывание системы приводит к смещению точки состава расплава в железистую область диаграммы плавкости граната (твёрдого раствора пирропа и альмандина), то есть, расплав не успевает уравниваться с уже образовавшимся гранатом и смещение точки состава расплава описывается диапазоном фракционирования железа. Образуется прямая зональность (см. табл. 8). Данный тип процесса, приводящий к образованию зональных гранатов в мантийных породах, является наиболее редким из рассматриваемых.

Такой процесс как внедрение на более высокие уровни мантии частично раскристаллизованных магм, в которых *гранат является минералом на ликвидусе*, находит своё отражение в резкой смене внешних РТ-параметров, причём с одной важной особенностью: в этом случае эффект снижения давления преобладает над эффектом понижения температуры, так как система реагирует (отдаст тепло) на понижение температуры (внешнего параметра) не так быстро, как на понижение давления. Эффект «декомпрессии» преобладает над температурным эффектом.

В чём же заключается механизм образования зональных гранатов, при таком пути эволюции пород? Составы гранатов из включений в алмазах и гранатов из ксенолитов как, в общем, так и частном случае (в пределах одного образца) проявляют закономерные изменения состава. Такие вариации составов выражаются в снижении содержания двухвалентного железа в ряду: включение граната в алмазе – гранат породообразующий. Закономерное изменение составов гранатов прослеживается на диаграмме в координатах Ca-Mg-Fe²⁺, на которую нанесены составы гранатов из включений в алмазах и из ксенолитов по нашим и литературным данным (рис. 6). Такого рода частные случаи изменения составов гранатов (в пределах одного образца) описаны в ряде работ [15, 31]. При нанесении составов таких пар гранатов на рассмотренную выше диаграмму чётко видны закономерности изменения составов: гранаты включений в алмазах более железисты чем гранаты из пород, содержащих эти алмазы (см. рис. 6). Рассмотрим диаграмму плавкости граната (твёрдого раствора пироп и альмандина), как проекцию тройной диаграммы в координатах Ca-Mg-Fe²⁺ на плоскость Mg-Fe²⁺ (рис. 7), из которой следует, что на снижение давления система отреагирует смещением солидуса и ликвидуса граната в магниальную область и это фактически проявится в образовании гранатов более магниального состава. Именно этим – снижением давления, как результатом продвижения на более высокие уровни мантии – и объясняется природа обратной зональности гранатов из ксенолитов кимберлитовых трубок, иногда достигающая почти десятка процентов в изменении содержания петрогенных оксидов (см. табл. 8).

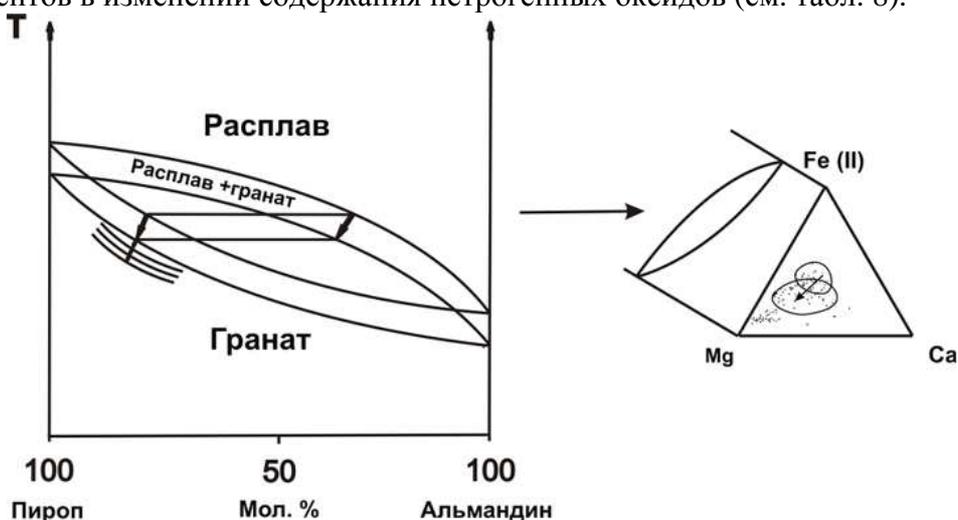


Рис. 7. Диаграмма плавкости граната (по [7] с добавлениями), как развертка тройной диаграммы в координатах Ca-Mg-Fe (II).

Стрелками показано смещение ликвидуса и солидуса поверхностей в магниальную область в ходе образования зонального граната в процессе интрузивного внедрения частично раскристаллизованных магм.

Принимая во внимание, приведённое выше объяснение механизма образования зональных гранатов при продвижении (внедрении) частично раскристаллизованных магм на более высокие уровни мантии становится ясно, почему включения гранатов в алмазе более железистые, чем гранаты из пород, содержащих этих алмазы, как в частном (в пределах одного образца), так и в общем случае (расположение полей составов гранатов из включений в алмазе и ксенолитов на диаграмме Ca-Mg-Fe²⁺). Здесь чётко прослеживается «след» эффекта понижения давления, подтверждающийся, с одной стороны, образованием зональных гранатов по третьему из рассмотренных выше механизмов и составами граната включений в алмазах и алмазосодержащих ксенолитах по сравнению с ксенолитами без алмазов, с другой стороны. Такой эффект резкой «декомпрессии» можно объяснить лишь продвижением частично раскристаллизованных

магм на более высокие уровни мантии (например, из поля стабильности алмаза в поле, где алмаз как фаза уже не стабилен), возможно до границы верхняя мантия – земная кора. Это в очередной раз подтверждает сложную эволюцию и природу алмазоносных горных пород, прямым подтверждением которой является присутствие в породах гранатов разного состава, контрастно отличающихся по железистости.

В экспериментальных работах (например, [6]), показано, что хромистые (кноррингитовые) гранаты ультраосновных пород стабильны только при высоких давлениях. Прямая зональность граната по хрому - есть результат снижения давления, что является очередным индикатором эволюции мантийных ксенолитов в результате их эксгумации и продвижения на более высокие уровни. Обратная зональность (увеличение содержания Cr_2O_3 от центра к краю зерна) объясняется метасоматозом, вероятно, связанным с протокимберлитовым расплавом, имевшим место до начала внедрения [42].

Как отмечалось ранее, зональность в гранатах из ксенолитов достаточно редкое явление. В то же время она установлена более чем в 10% алмазосодержащих ксенолитов (по данным изучения коллекции около 200 образцов) из трубок Ботуобинская и Нюрбинская. Это предварительные данные, но в большинстве случаев имеются свидетельства формирования зональности гранатов под воздействием метасоматирующих агентов (см. рис. 3б). В любом случае мы можем утверждать, что зональность гранатов в мантийных породах не столь редкое явление как принято считать, что указывает на достаточно сложную эволюцию литосферной мантии под Якутской кимберлитовой провинцией.

Характер распределения элементов-примесей в минералах мантийных нодулей

Небольшие размеры и редкие находки структур распада в минералах мантийных ксенолитов не позволяют обнаружить большое количество данных по распределению

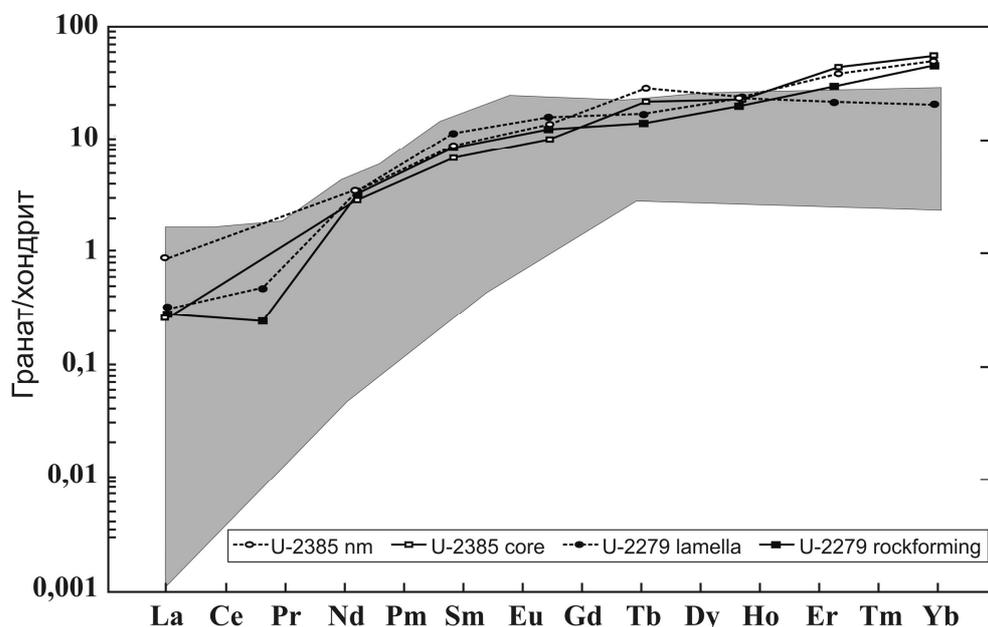


Рис. 8. Хондрит-нормализованная диаграмма распределения примесных элементов в неоднородных гранатах из эклогитов трубки Удачная.

Примечания: У-2385-зональный гранат в эклогите, У-2279-экссольюционный гранат в магниальном эклогите. Поле концентраций примесных элементов в гранатах Удачной по [31, 44, 52]; содержания в изученных минералах нормализованы на хондритовые значения по [34].

редких земель в них. Тем не менее, нами был изучен характер распределения редкоземельных элементов в ламеллях граната в клинопироксене, по сравнению с крупными породообразующими выделениями граната в образце эклогита из трубки Удачная (обр. У-2279). При нормировании содержаний РЗЭ на хондриты характерно обогащение лёгкими и обеднение тяжёлыми редкими землями ламелли граната по сравнению с крупным породообразующим зерном (рис. 8). Значимость изучения содержаний и поведения редкоземельных элементов в породообразующих минералах алмазоносных пород сложно переоценить. Элементы-примеси, вообще, и редкоземельные элементы, в частности, в минералах мантийных ксенолитов очень чувствительны к условиям образования этих пород. Это справедливо и для минеральных включений в алмазах. Изучение характера распределения редкоземельных элементов, как в пределах зерна одного минерала, так и в рамках системы «алмаз – алмазосодержащий ксенолит» являются важным инструментом в познании сложной эволюции алмазоносных горных пород.

Вариации составов зональных гранатов также касаются не только основных петрогенных оксидов (MgO , FeO , CaO , Cr_2O_3), но и элементов-примесей [33, 41]. В процессе изучения образца ксенолита эклогита из трубки Удачная (обр. У-2385) нами были выполнены анализы зерна зонального граната с целью выявления характера распределения редкоземельных элементов. При нормировании на хондриты содержаний редкоземельных элементов в гранате из этого образца, они попадают в поле, выделенное в работах [44, 52], как поле гранатов из мантийных ксенолитов Якутской алмазоносной провинции (см. рис. 8). Зональность зерна граната в отношении содержания редкоземельных элементов проявляется в обогащении лёгкими и обеднении тяжёлыми редкими землями по направлению от центра к краю зерна (см. рис. 8). Схожие оценки характера распределений редких земель в зональных гранатах были получены рядом авторов. Например, в работах [42, 43, 44] такой характер распределения редкоземельных элементов в гранатах из перидотитов объясняется, как следствие метасоматической проработки флюидами из вмещающего кимберлита. Н. Шимизу и др. [41] объясняют обогащение краевых частей зёрен граната из образца гарцбургита лёгкими редкими землями в 5-6 раз по сравнению с центром и обеднение тяжёлыми в 30-40 раз сменой условий, при которых росло зерно граната.

Резюме

Обобщая изложенные выше наши, а также литературные данные можно выделить следующие основные группы неоднородных структур среди эклогитовых и пироксенитовых минералов:

а) продукты распада в гранатах, которые представлены следующими минеральными фазами: диопсид ± рутил, рутил и ильменит; б) редкие случаи зональности гранатов и других минералов; в) экссолюционные структуры представленные срастаниями граната и омфацита в эклогитах, удлинёнными ламеллями граната и диопсида в ортопироксенах гранатовых вебстеритов; г) мелкие округлые зерна граната в матриксе клинопироксена в магнезиальных эклогитах (группа А), которые по составу схожи с крупными выделениями породообразующих гранатов; д) лучистые срастания граната, кианита и клинопироксена в эклогитоподобных породах; е) развитие тонких игл кианита в омфаците эклогитов; ж) графические срастания граната и коэсита; з) редкие случаи присутствия игольчатых выделений ильменита в кианите.

Наиболее яркие примеры типов экссолюционных структур показаны на рис. 1-2. Судя по данным РТ-определений, наиболее вероятный путь эволюции эклогитов и пироксенитов в результате образования экссолюционных структур является следствием снижения давления, при небольшом снижении температуры или сходных температурных условиях. По крайней мере, это справедливо для ксенолитов из трубки Обнаженная, где,

судя по составам породообразующего и экссолюционного ортопироксенов [2, 52], различие в давлении составляет 10 и более кбар. Не исключено, что подобный процесс может реализовываться как результат развития глубинного плюма. Рутилы как в эклогитах, так и в гранатовых вебстеритах часто содержат тонкие игольчатые ламеллы ильменита и титаномагнетита, а также каймы последнего, что свидетельствует об изменении окислительно-восстановительных условий и повышении потенциала кислорода, возможно, в результате воздействия метасоматических флюидов.

Следует подчеркнуть, что присутствие фаз распада в минералах и развитие экссолюционных структур даже в идентичных типах пород проявлено неодинаково в различных трубках. Распределение и присутствие фаз распада в минералах ксенолитов очень неоднородно и варьирует от трубки к трубке. Такие структуры относительно распространены в биминеральных и кианитовых эклогитах трубки Удачная и почти не отмечены в эклогитах трубки Мир. Призматические иглы рутила в омфацитах также установлены только в кианитовых и коэситовых эклогитах из трубки Удачная, которые могут быть интерпретированы как результат экссолюции из высокотитанистых омфацитов при снижении РТ-параметров окружающей среды. Эффектные экссолюционные структуры распространены в пироксенитах Обнаженной, которые представлены многогенерационными удлинёнными ламеллами клинопироксена в ортопироксене и граната в клино- и ортопироксенах (см. рис.2). Сравнение особенностей экссолюционных структур в минералах ксенолитов из трубки Мир, Удачная и Обнаженная показывает, что пироксениты последней имеют наиболее сложную эволюцию минералов. Как было продемонстрировано выше, зональность в гранатах как результат глубокой метасоматической переработки зафиксирована только в ксенолитах из трубок Накынского поля. Эти сведения подчеркивают неадекватность процессов преобразования и эволюции мантийных пород в различных районах кимберлитовой провинции и, следовательно, несхожесть тектоно-метасоматических событий в литосферной мантии Сибирской платформы после ее формирования.

Заключение.

Установленные факты присутствия структур распада и неоднородностей состава в минералах эклогитов и пироксенитов указывает на возможные РТ-возмущения в литосферной мантии после формирования и стабилизации Сибирской платформы.

Отличия фаз распада по составу и РТ-условиям преобразования минералов между одинаковыми типами ксенолитов из разных трубок Якутской алмазоносной провинции свидетельствует о различиях в характере и интенсивности процессов преобразования литосферной мантии в различных районах Сибирской платформы.

Наличие структур распада, а также зональных минералов в различных типах мантийных эклогитов и пироксенитов указывает на возможность формирования отдельных представителей этих пород в результате процессов магматической дифференциации и плавления.

Заключительные этапы эволюции мантийных пород в некоторых случаях, вероятно, могут быть связаны с образованием плюмов и их продвижением на более высокие уровни или с заложением очагов кимберлитового магматизма, в результате чего эти породы частично преобразуются, а затем выносятся на поверхность в виде ксенолитов (нодулей) пироповых перидотитов, гранатовых пироксенитов и эклогитов.

Благодарности

Авторы благодарны Биллу Гриффину и Сюзанне О'Рейли (университет Маквори, Сидней, Австралия) за помощь в исследовании содержания примесных элементов с

использованием ICP-MS (LAM) и протонного зонда. Мы благодарим также Александра Иванова (БГРЭ, ЦАЛ, г. Мирный) за помощь в выполнении микрозондовых анализов.

Исследования, проведенные на кафедре Петрологии (Геологический факультет МГУ) Специусом Витольдом, выполнены при поддержке РФФИ грант № 04-05-64979 (2204-2006) за что авторы искренне признательны.

Литература

1. **Бобриевич А.П., Бондаренко М.Н., Гневушев М.А. и др.** Алмазные месторождения Якутии. М. Госгеолтехиздат. 1959. 525 с.
2. **Бобров А. В., Гаранин В. К., Никифорова А. Ю.** Мантийные породы кимберлитовой трубки Обнаженной (Якутия). Статья 2. Условия образования и эволюция минеральных парагенезисов // Бюл. Моск. О-ва испытателей природы. Отд. Геол. 2003. Т. 78. Вып. 4. С. 78-85.
3. **Буланова Г.П., Лескова И.В., Павлова Л. А.** Зональное распределение и эволюция состава сингенетических включений в алмазе // Физические свойства и минералогия природного алмаза. Якутск. 1986. С. 45-73.
4. **Гаранин В. К., Кудрявцева Г. П., Марфунин А. С., Михайличенко О. А.** Включения в алмазе и алмазоносные породы. 1991. М. Изд-во МГУ. 256с.
5. **Ковальский В.В., Буланова Г.П., Никишов К.И., и др.** Состав гранатов, хромитов и рутилов, ассоциирующих с алмазами из кимберлитовых трубок Якутии // ДАН СССР. 1979. Т. 247. № 4. С. 946-951.
6. **Малиновский И.Ю., Дорошев А.М., Годовиков А.А.** Устойчивость гранатов пироп-гроссуляр-кноррингит-уваровит при $T=1200^{\circ}\text{C}$ и $P=30$ кбар // Тез. IX Всес. Совец. по экспериментальной минералогии. Иркутск. 1973.
7. **Маракушев А.А., Бобров А.В.** Проблемы первичных магм и глубины зарождения алмазоносного магматизма. // Докл. РАН. 2005. Т. 403, № 4. С. 1-5.
8. **Никитина Л. П., Иванов М. В.** Геологическая термобарометрия на основе реакций минералообразования с участием фаз переменного состава. СПб.: Недра. 1992. 212с.
9. **Перчук Л.Л., Токарев Д.А., Парфенова О.В., Подгорнова С.Т.** Метаморфические породы комплекса Самерберг, Восточные Альпы: 1. Петрография. //Петрология. 2004. Т. 12. №2. С.115-158
10. **Пономаренко А.И., Соболев Н.В., Похиленко Н. П.** Алмазоносный гроспидит и алмазоносные дистеновые эклогиты из кимберлитовой трубки «Удачная», Якутия. // ДАН СССР. 1976. Т. 226. № 4. С. 927-93.
11. **Пономаренко А.И., Специус З.В., Любушкин В.А.** Кианитовый эклогит с коэситом. // ДАН СССР. 1977. Т.236. № 1. С. 215-219
12. **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.
13. **Соболев Н.В.** Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. Новосибирск. Наука. 1974. 264 с.
14. **Соболев В. С., Най Б. С., Соболев Н. В.** Ксенолиты алмазоносных пироповых серпентинитов из трубки Айхал, Якутия // ДАН СССР. 1969. Т. 188. № 5. С. 1140–1143.
15. **Соболев В.С., Соболев Н.В., Лаврентьев Ю.Г.** Включение в алмазе из алмазоносного эклогита // ДАН СССР. 1972. Т. 207. № 1. С. 164-166.
16. **Соболев Н.В., Ефимова Э.С., Реймерс Л.Ф., Захарченко О.Д., Махин А.И., Усова Л.В.** Минеральные включения в алмазах Архангельской кимберлитовой провинции. // Геология и геофизика. 1997. Т. 38. № 2. С. 358-370.
17. **Специус З.В., Серенко В.П.** Состав континентальной верхней мантии и низов коры под сибирской платформой. М. Наука. 1990. 272с.
18. **Хисина Н.Р.** Субсолидусные превращения твердых растворов породообразующих минералов. М. Наука. 1987. 207 с.
19. **Bishop F.C., Smith J.V., Dawson J.B.** 1978. Na, K, P and Ti in garnet, pyroxene and olivine from peridotite and eclogite xenoliths from African kimberlites. // Lithos. V. 11. P.155-173.

20. **Boyd F.R., Pokhilenko N. P. Pearson D. G., Mertzman S.A., Sobolev N.V., Finger, L.W.** Composition of the Siberian cratonic mantle: evidence from Udachnaya peridotite xenoliths. // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1997. V. 128. P. 228-246.
21. **Brey G., Kohler T.** Geothermobarometry in fourphase lherzolites II. New thermobarometers and practical assessment of existing thermobarometers. // *J.Petrol.* 1990. V.31. P.1353-1378.
22. **Chopin C.** Ultrahigh-pressure metamorphism: tracing continental crust into the mantle. // *Earth and Planetary Science Letters*. 2003. V.212. P.1-14.
23. **Dawson J.B.** A fertile harzburgite–garnet lherzolite transition: possible inferences for the roles of strain and metasomatism in upper mantle peridotites. // *Lithos*. 2004. V.77. P.553– 569
24. **Dawson J. B., Carswell D.A.** High temperature and ultrahigh pressure eclogites. // In: Carswell D.A. (Ed.). *Eclogite-facies rock*. Chapman Hall. New York. 1990. P.316-319.
25. **Dobrzhinetskaya L., Green H.W., Wang S.** Alpe Arami: A peridotite massif from depths of more than 300 kilometers. // *Science*. 1996. V.271. P.1841-1845.
26. **Griffin, W. L., F. V. Kaminsky, C. G. Ryan, S. Y. O'Reilly, T. T. Win, and I. P. Ilupin.** Thermal state and composition of the lithospheric mantle beneath the Daldyn kimberlite field, Yakutia. // *Tectonophysics*. 1996. V. 262. P. 19–33.
27. **Griffin W.L, Spetsius Z.V., Pearson N.J., 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. V.3. №11 (1069).
28. **Haggert, S.E., Sautter V.** Ultradeep (greater than 300 kilometers), ultramafic upper mantle xenoliths. // *Science*. 1990. V.248. P. 993-996.
29. **Haggerty S.E., Fung A.T., Burt D.M.** Apatite, phosphorus and titanium in eclogitic garnet from the upper mantle. // *Geophys. Res. Letters*. 1994. V.21. P. 1699-1702.
30. **Ireland T.R., Rudnick R. L., Spetsius Z.V.** Trace elements in diamond inclusions from eclogites reveal link to Archean granites. // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1994. V.128. P.199-213.
31. **Leost I., Stachel T., Brey G.P., Harris J.W.** An unusual suite of inclusions in diamonds from Namibia. // *Extended Abstracts, 8th Int. Kimberlite Conf.* Victoria. Canada. 2003.
32. **Mac Dougal J.D., Haggerty S.F.** 1999. Ultradeep xenoliths from African kimberlites: Sr and Nd isotope suggest complex history. // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1994. V.170. P. 73-82.
33. **McDonough, W. F., Sun, S. S.** The composition of the Earth. *Chemical Geology*. 1995. V.120. P. 223-253.
34. **Moore R.O., Gurney J.J.** Pyroxene solid solution in garnets included in diamond. // *Nature* 1985. V.318. P. 553-555.
35. **Ogasawa Y., Fukasawa K., Maruyama S.** Coesite exsolution from supersilicic titanite in UHP marble from the Kokchetav Massif, northern Kazakhstan. // *Am. Min.* 2002. V.87. P. 454-461.
36. **Pearson D.G., Shirey S.B., Carlson R.W., Boyd F.R., Pokhilenko N.P., Shimizu N.** Re– Os, Sm–Nd, and Rb–Sr isotope evidence for thick Archean lithospheric mantle beneath the Siberian craton modified by multistage metasomatism. // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1995. V.59. P. 959–977.
37. **Qi Q., Taylor L.A., Snyder G.A., Clayton R.N., Mayeda T.K., Sobolev N.V.** Detailed petrology and geochemistry of a rare corundum eclogite xenolith from Obnazhennaya, Yakutia. // In: Sobolev NV, Mitchell RH (eds) *Proc 6th Int Kimberlite Conf*, August 1995, Novosibirsk. Allerton Press, New York. P. 247–260 kimberlite pipes (Yakutia). *Russian Geol Geophys* 1997. 39, 1653–1663.
38. **Roden M.F., Patino-Doucea A., Laz'ko E.E., Jagoutz E.** Exsolution textures in high pressure garnets, Mir kimberlite, Siberia. // *Extended Abstracts, 8th Int. Kimberlite Conf.* Victoria, Canada. 2003.
39. **Sautter V., Hart, B.** Diffusion gradients in an eclogite xenolith from the Roberts Victor kimberlite pipe; (1) mechanism and evolution of garnet exsolution in Al₂O₃-rich clinopyroxene. // *J. Petrol.* 1988. V.29. P. 1325–1358.
40. **Shimizu N., Sobolev N.V. and Yefimova E.S.** Chemical heterogeneities of inclusion garnets and juvenile character of peridotitic diamonds from Siberia. // *Russ. Geol. Geophys.* 1997. V.38. N. 2. P. 356-372.
41. **Smith D. Boyd F. R.** Compositional zonation in garnets of peridotite xenoliths. // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1992 V. 112. P. 134-147.

42. **Smith D., Ehrenberg S. N.** Zoned minerals in garnet peridotite nodules from the Colorado Plateau: implications for mantle metasomatism and kinetics. // *Contr. Miner. Petrol.* 1984. V. 86. P. 274-285.
43. **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. // *Journ. Petrol.* 1997. V.38. P.85-113.
44. **Sobolev N.V., Yefimova E.S.** Composition and petrogenesis of Ti-oxides associated with diamonds. *Intern. // Geol. Rev.* 2000. V.42. P. 758-767.
45. **Sobolev N.V., Lavrent'ev J.G.** Isomorphous sodium admixture in garnets formed at high pressure. // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1971. V.31. P. 1-12.
46. **Sobolev V. N., McCammon C. A., Taylor L. A., Snyder G. A., Sobolev N.V.** Precise Mössbauer milliprobe determination of ferric iron in rock-forming minerals and limitations of electron microprobe. // *Am Mineral.* 1999. V.84. P. 78-85.
47. **Sobolev N.V., Sobolev V.N., Snyder G.A., Yefimova E.S., Taylor L.A.** Significance of eclogitic and related parageneses of natural diamonds. // *Int. Geol. Rev.* 1999. V.41. P. 129-140.
48. **Spetsius Z.V.** Petrology of highly aluminous xenoliths from kimberlites of Yakutia. // *Lithos.* 2004. V.77. P. 525-538.
49. **Spetsius Z.V., Taylor L.A.** Partial melting in mantle eclogite xenoliths: connection with diamond paragenesis. // *Intern. Geol. Rev.* 2002. V.44. P. 973-987.
50. **Taylor L. A., Neal C. R.** Eclogites with oceanic crustal and mantle signatures from the Bellsbank kimberlite, South Africa, part 1: Mineralogy, Petrography, and whole rock chemistry. // *J. Geol.* 1989. V.97. P. 551-567.
51. **Taylor L. A., Snyder G. A., Keller R., Remley D. A., Anand M., Wiesli R., Valley J., Sobolev N.V.** Petrogenesis of group A eclogites and websterites: evidence from the Obnazhennaya kimberlite, Yakutia. // *Contrib Mineral Petrol.* 2003. V.145. P. 424-443.
52. **Van Roermund H.L.M., Drury M.R.** Ultra-high pressure ($P > 6$ Gpa) garnet peridotites in western Norway: exhumation of mantle rocks from > 185 km depth. // *Terra Nova.* 1998. V.10. P. 295-301.
53. **Van Roermund H.L.M., Drury M.R., Barnhoorn A., De Ronde A.** Relict majoritic garnet microstructures from ultra-deep orogenic peridotites in Western Norway. // *J. Petrol.* 2001. V.42. P. 117-130.
54. **Zhang R.Y., Liou J.G.** Exsolution lamellae in minerals from ultrahigh-pressure rocks. // *International Geology Review.* 1999. V.41. P. 981-993.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ МОНОМИНЕРАЛЬНОЙ ТЕРМОБАРОМЕТРИИ ДЛЯ РЕКОНСТРУКЦИЙ МАНТИЙНЫХ РАЗРЕЗОВ

Ащепков И.В.¹, Владыкин Н.В.², Похиленко Н.П.¹, Ротман А.Я.³,
Афанасьев Н.П.^{1,3}, Логвинова А.М.¹, Карпенко М.А.⁴, Вишнякова Е.В.⁵

¹ ОИГГиМ СО РАН, Новосибирск, Россия

² Институт геохимии СО РАН, Иркутск, Россия

³ ЦНИГРИ, АЛРОСА, Мирный, Россия

⁴ Айхальский ГОК, АЛРОСА, Айха

⁵ Новокузнецкий металлургический комбинат

Сравнение результатов применения четыре новых мономинеральных термобарометрических методов используемых для минералов из мантийных перидотитовых ассоциаций с данными, полученными с применением традиционной мантийной термобарометрии, показало хорошую сходимость. Клинопироксеновый Jd-Di барометр практически воспроизводит данные, полученные с применением Opx (McGregor, 1974) барометрии и позволяет получить гладкие геотермы, которые согласуются со всеми петрологическими реперами (Wyllie, 1995). Занижение температур (Nimis, Taylor, 2000) полученных по клинопироксену корректируется полиномиальным уравнением. Четыре варианта гранатовых термометров калиброваны по результатам расчетов других методов: по Opx (Brey, Kohler, 1990), по Crx (Nimis, Taylor, 2000) и по Gar-Crx (Krogh, 1988) термометрам, а последний вариант по Ni-гранатовому термометру, где концентрация Ni выражена полиномом через другие компоненты. Два варианта гранатовых барометров предусмотрены отдельно для (1) пироксенитов и перидотитов импрегнационного типа и (2) для обычных реакционных перидотитов.

Для Cr-Sp термобарометра используются температуры из работы (Taylor et al., 1998) и оригинальное уравнение, калибрующее зависимость #Cr от давления для Cr-Sp равновесия с гранатом, основанное на результатах Opx барометрии. Для ильменитового термобарометра использованы Ol-Ilm термометр в мономинеральной версии (Taylor et al., 1998) и уравнение использующее зависимость гейкилитового минала от давления с коррекцией на хромистость. Комбинация пяти мономинеральных методов для конкретных мантийных колонн позволяет получить реалистические мантийные разрезы, в которых определения по разным термобарометрам взаимно коррелируются и дают близкую слоистость. Совмещение разрезов позволяет также реконструировать модально – петрографический состав и положение жильно - магматических протокимберлитовых систем в мантии, реконструируемые по мегакристаллическим ассоциациям и околожильным метасоматитам с ильменитом.

Введение

Мономинеральная термобарометрия [1, 2, 5-7, 16, 17, 23, 30, 32] предоставляет возможность для расшифровки структуры и степени разогрева мантийных колонн под

кимберлитовыми трубками используя составы мега- и ксенокристаллов. Она позволяет строить ТР диаграммы и определять слоистость мантийных перидотитовых разрезов для трубок, где полиминеральные ксенолиты редки или сильно изменены. Даже концентраты алмазных россыпей и шлиховые концентраты, в которых обычно присутствуют лишь гранаты, ильмениты и хромиты позволяют установить положение геотерм и вертикальную последовательность мантийных пород. Новая версия гранатовой термобарометрии [1,2] дает неплохую корреляцию с традиционными методами полиминеральной термобарометрии [16, 25, 28, 31, 35, 48 и т.д.]. Они практически воспроизводят диаграммы полученные с помощью Al-Orx Gar-Orx барометров [16, 28, 31].

При разработке новых методов главной целью была взаимная корреляция ТР оценок. Для этих целей мы использовали базу данных из > 2500 ассоциаций полиминеральных ксенолитов кимберлитов и щелочных базальтов [14,15,26,27,33,34] и оригинальные данные (> 20000) ксенокристаллов из концентратов кимберлитов Сибирской платформы и других районов [3, 8, 9-12, 18, 24]. Компьютерная программа написанная на ФОРТРАНе насчитывающая более 50 термометров и 40 барометров включая оригинальные методы [1, 2, 5-7] позволяет одновременно записывать несколько комбинаций оценок по разным методам совместно с основными компонентами для минералов и позволяет находить корреляции между ТР определениями и составами минералов, и калибровать новые равновесии. Полученные матрицы данных с несколькими комбинациям ТР – FO2 параметров позволяет в считанные минуты построить ТР диаграммы для большого числа кимберлитовых трубок.

Новые методы

В дополнение к ортопироксеновому методу [16]-[30], который дает очень хорошие ТР диаграммы, которые близки с полученными по полиминеральным методам [16, 25, 30, 31, 48], мы разработали новые Jd –Di Срх [6, 7], Cr-Gar [1, 2], Cr-Sp [5, 13] Picro-Ilm [13] методы, которые очень хорошо коррелируются с определениями по ортопироксену. Предшествующая версия гранатовой термобарометрии [39] часто давала определения, которые не очень хорошо согласовывались с полученными по другим методам [7, 16, 30, 31, 32].

Клинопироксен. Метод [6,7] использует вхождение Jd в клинопироксен и корреляцию со значениями давлений, определенными по Al – Орх барометру [30].

$$P_o = 0.04 * Kd * T^o C / (1 - 2.4 * Fe) - 5.5 \text{ где } KD = Na / Ca * Mg / (Al + Cr)$$

В предыдущих версиях [6,7] использование второго приближения с помощью полинома второй степени ограничивали предел определения давления 65 кбар, где парабола имеет максимум. Полином третьей степени дает постоянный рост давления с увеличением Jd составляющий в реалистическом для верхней мантии интервале давлений $P = 0.00006 * P_o^3 - 0.0156 * P_o^2 + 1.6757 * P_o$ ($R2 = 0.8245$). Рассчитанные по термометру (Nimis, Taylor, 2000) определения давления в среднем на 100-150°C ниже, чем определения по дву-пироксеновому термометру [16] и поэтому введена коррекция:

$$T^o C = -0.000001 * T_o^o C ** 2 + 0.9575 * T_o^o C + 107.01.$$

Гранат. Создано четыре новых гранатовых термометра, три из них используют корреляцию с KD температурными определениями по:

1) Орх методу [16]:

$$T^o C = 5272.5 * (Ln(KD)/P)^3 + 10265 * (Ln(KD)/P)^2 + 6472 * Ln(KD)/P + 2113 \text{ где } KD = MgO * TiO_2 / ((CaO + MgO)^2 * FeO * Al_2O_3)$$

2) Срх методу [32]: $T_o^o C = 362.05 * (Ln(KD)/P)^3 + 1880.4 * (Ln(KD))/P^2 + 2659.6 * Ln(KD)/P + 1695.5$ где $KD = Na_2O * MnO * TiO_2 / (CaO + MgO) * FeO * Al_2O_3$,

3) Gar-Срх термометру $T = 1700 + 3607 * Ln(KD)/P + 3138 * Ln(KD)/P^2$ {5.2.3} с вращением $T^o C = (T - 800) * 1.55 + 923$. [28]: $KD = Na_2O * MnO * TiO_2 / (CaO + MgO) * FeO * Al_2O_3$,

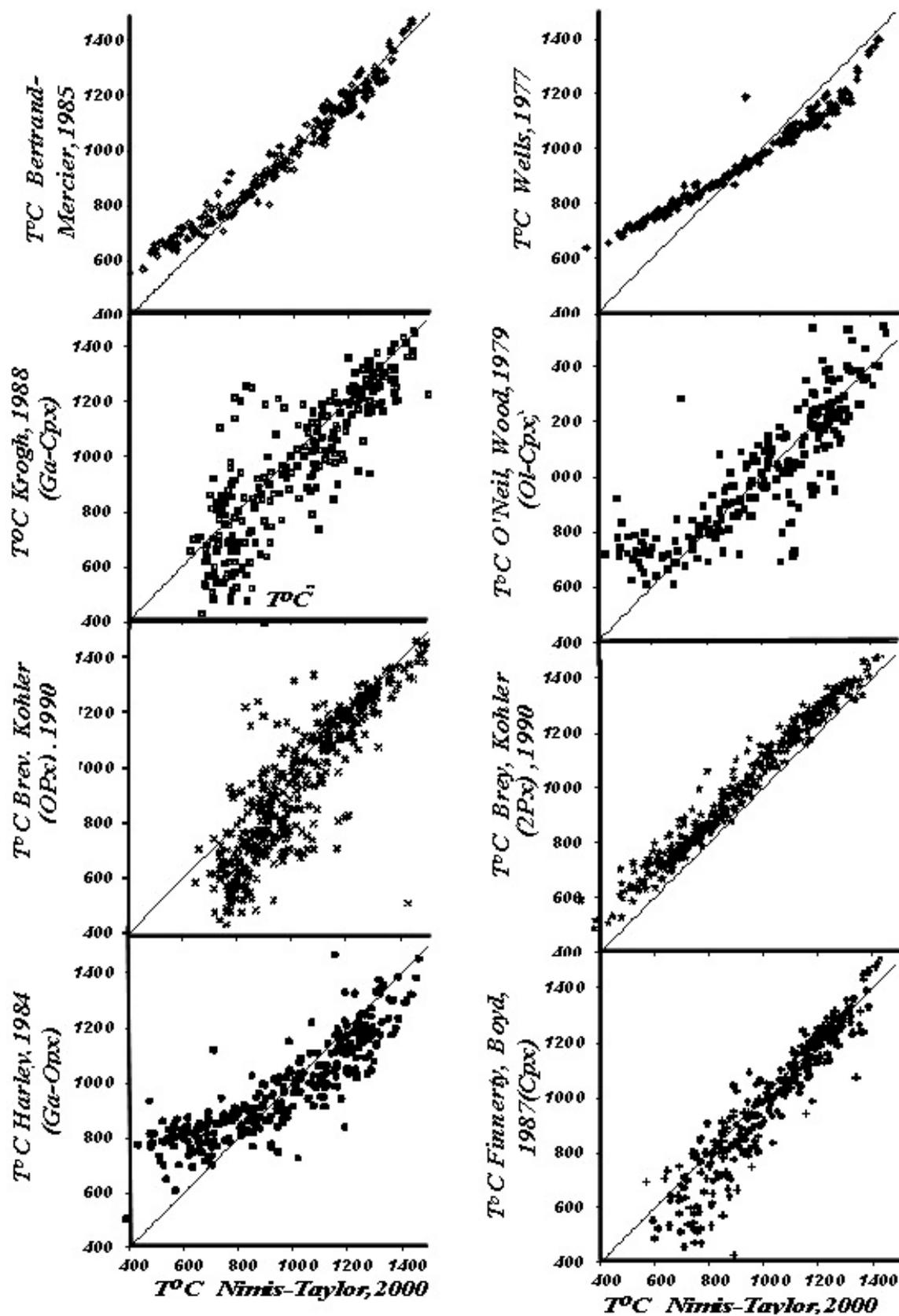


Рис.1. Корреляционные диаграммы между определениями температуры для перidotитовых ассоциаций.

По термометру Нимиса – Тейлора [31] и другими методами определения температуры

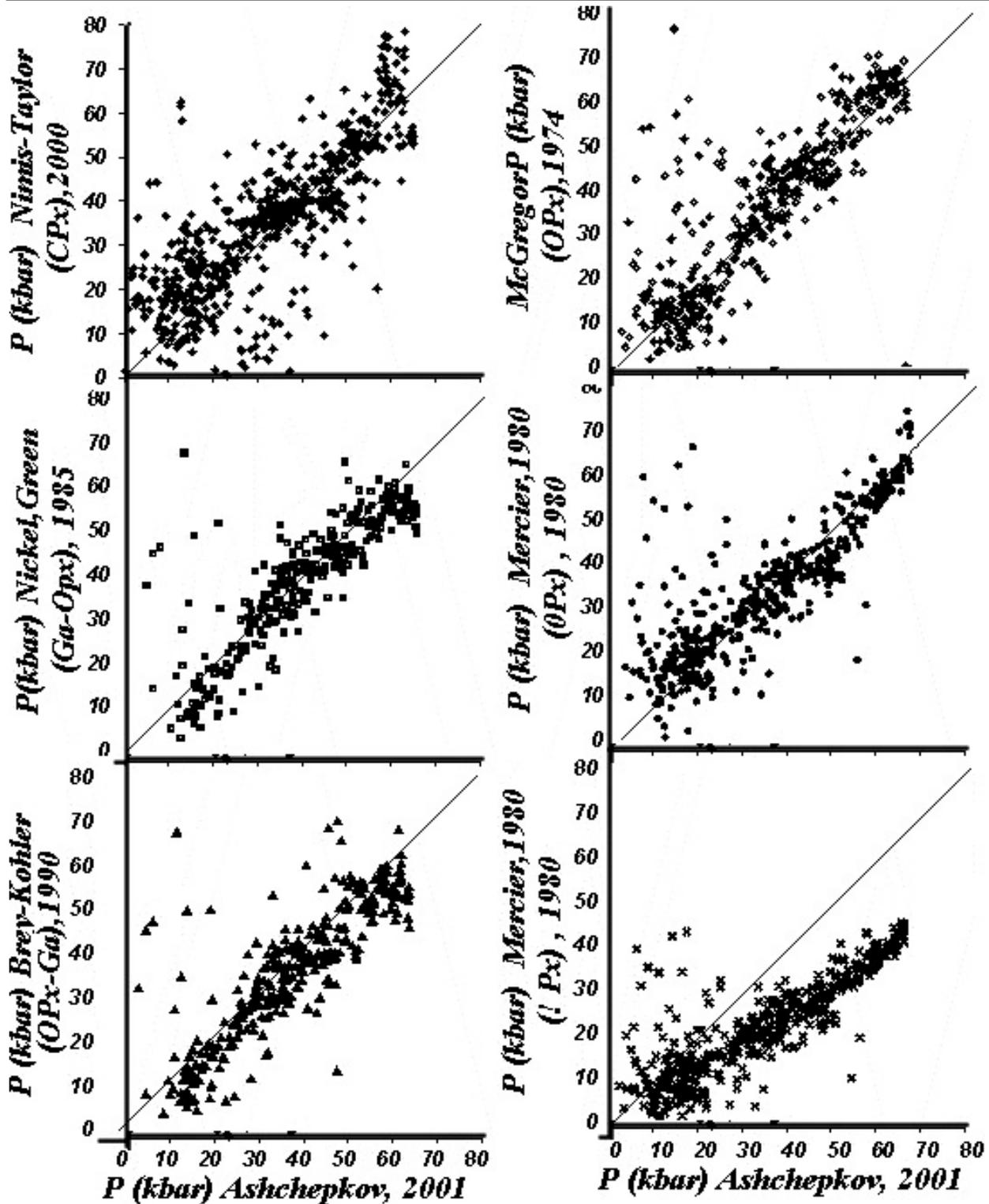


Рис.2. Корреляционные диаграммы между значениями давлений для мантийных перidotитов.

Параметры определены по Jd-Di барометру (Ashchepkov, 2002) и по другим барометрометров

4) и последний термометр воспроизводит значения Ni- гранатовой термометрии [23] с выражением значений Ni через другие компоненты $Ni(ppm) = 88,877 * E^{(-5.021 * Ni)}$ ($R^2 = 0.69$), где $Ni'' = MnO * \ln(FeO) / \ln(MgO) * 1.1 - 0.193 * TiO_2 + 0.003 * \ln(Na_2O) - 0.003 * Cr_2O_3 + 0.0035 * CaO + 0.004 * Al_2O_3 + 0.00009 * SiO_2$ {4} и далее $T^{\circ}C = 0.0004 * Ni^3 - 0.0304 * Ni^2 + 7.6318 * Ni + 597.2$ ($R^2 = 0.69$)

Хромит. Зависимость давления от Cr/(Cr+Al) в шпинели [36], определенного с помощью Al-En барометрии [30], было калибровано с использованием >300 ассоциаций гранатовых лерцолитов (R=0.8). $P=0.86347*(Cr/(Cr+Al))* T^{\circ}C/14+Ti*0.1$ второе приближение с помощью полинома $P=0.0004*P_o^3-0.0342*P_o^2+1.5323*P_o$ приводит к почти линейной корреляции давлений определенных по гранату и хромиту. Температуры определены с помощью мономинеральной версии Ol-Sp термометра [35], где форстеритовый минал определен по эмпирическим зависимостям $Fo=0.06+0.0005*P$ для $P > 30$ кбар и $Fo=0.095+0.0001*P_o$ для более низких значений давления, где железистость мантийных пород выше за счет верхней астеносферной линзы [49]. Определения значений летучести кислорода ΔfO_2 (QMF) с помощью Sp-Ol оксибарометра [48] дает линейную корреляцию с определениями по мономинеральной версии по тому же принципу (R=0,96).

Ильменит. Зависимость вхождения гейкилитового минала в пикроильменит было проведено по корреляции слоистости (интервалов давления) определенной по перидотитовым минералам гранату и пироксенам для 30 кимберлитовых трубок Сибирской платформы, Африки и Америки $P=(TiO_2-23.)*2.15-(T^{\circ}C-700)/20*MgO*Cr_2O_3-1.5*MnO)*T^{\circ}C/1273$ и далее $P=10*(60-P_o)/60+P_o$. Температуры по ильменитам определены с помощью мономинеральной версии Ol-II термометра [48] по той же схеме, что и для хромита с определением форстеритового минала $Fo=0.11+0.00025*P$ для давлений < 30 и $Fo=0.10+0.00025*P$ для более высоких давлений. Мономинеральная версия оксибарометра, также как и для Cr- шпинелидов, дает почти линейную корреляцию ΔfO_2 (QMF) со значениями, определенными по Ol- II версии.

Корреляция с ортопироксеновой термобарометрией и полиминеральными методами.

Температуры, определенные по термометру [32] в большинстве случаев на 100-150°C ниже определенных по Орх и двупироксеновым методам [16]. Поэтому в компьютерной версии использовано полиномиальное приближение $T^{\circ}C = 0.0006* T_o^2 - 0.4602*T_o + 815.37$.

Клинопироксеновый метод для определения давления в большинстве случаев практически воспроизводит значения определенные по Орх барометру [30], к примеру для мантийной колонны под трубкой Удачная [15], под трубками Северной Африки [33], Джерико (Канада) [26, 27] и другими кимберлитовыми трубками, и только для клинопироксенов, из метасоматических перидотитов с высоко щелочными пироксенами, метод завышает давления. Это приводит к более низкотемпературным определениям, чем значения наиболее холодной кондуктивной геотермы 35мвт/м². [38]. Чтобы этого избежать для щелочных ассоциаций должны использоваться несколько иные схемы расчета. Для пироксенов богатых Jd компонентом обычно температуры несколько занижены, поэтому для этих составов предпочтительны Gar-Cpx термометры [28], которые дают более реальные температуры, чем основанные на Ca-Mg обмене [16].

Гранат. Главной проблемой гранатовой термобарометрии являются взаимные высокие зависимости уравнений термометров от давления и еще более высокие давления от температуры. Это приводит к дисперсии на корреляционных диаграммах, особенно для железистых составов при высоких значениях итерационных шагов.

Для различных мантийных колонн использование различных вариантов гранатовых термометров показало, что в одних случаях лучшие, основанные на аппроксимации ортопироксеновых температур, а в других клинопироксеновых или Ni – гранатовых. К примеру, для истощенных перидотитов свойственной трубке Удачная наилучшими являются температуры, основанные на Орх определениях [16] - уравнение (1). В перидотитах метасоматического типа, характерные для мантийных колонн под кимберлитовыми трубками Алакитского кимберлитового поля Якутии температуры,

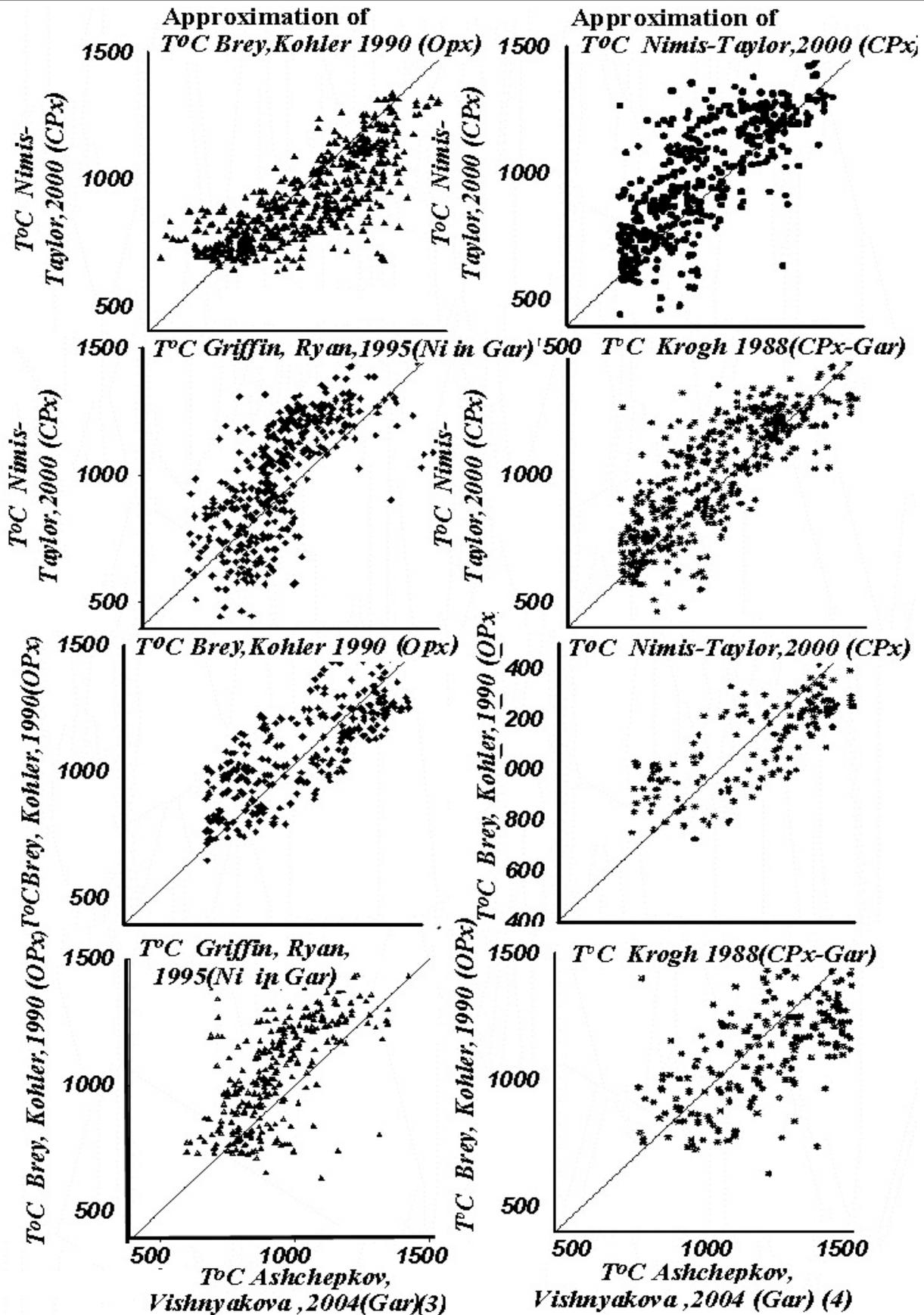


Рис.3. Корреляционная диаграмма между температурами для мантийных ассоциаций.

Параметры определены по четырем вариантам мономинеральных гранатовых термометров (Ashchepkov Vishnyakova, 2005) [5] и определениями по другим термометрам.

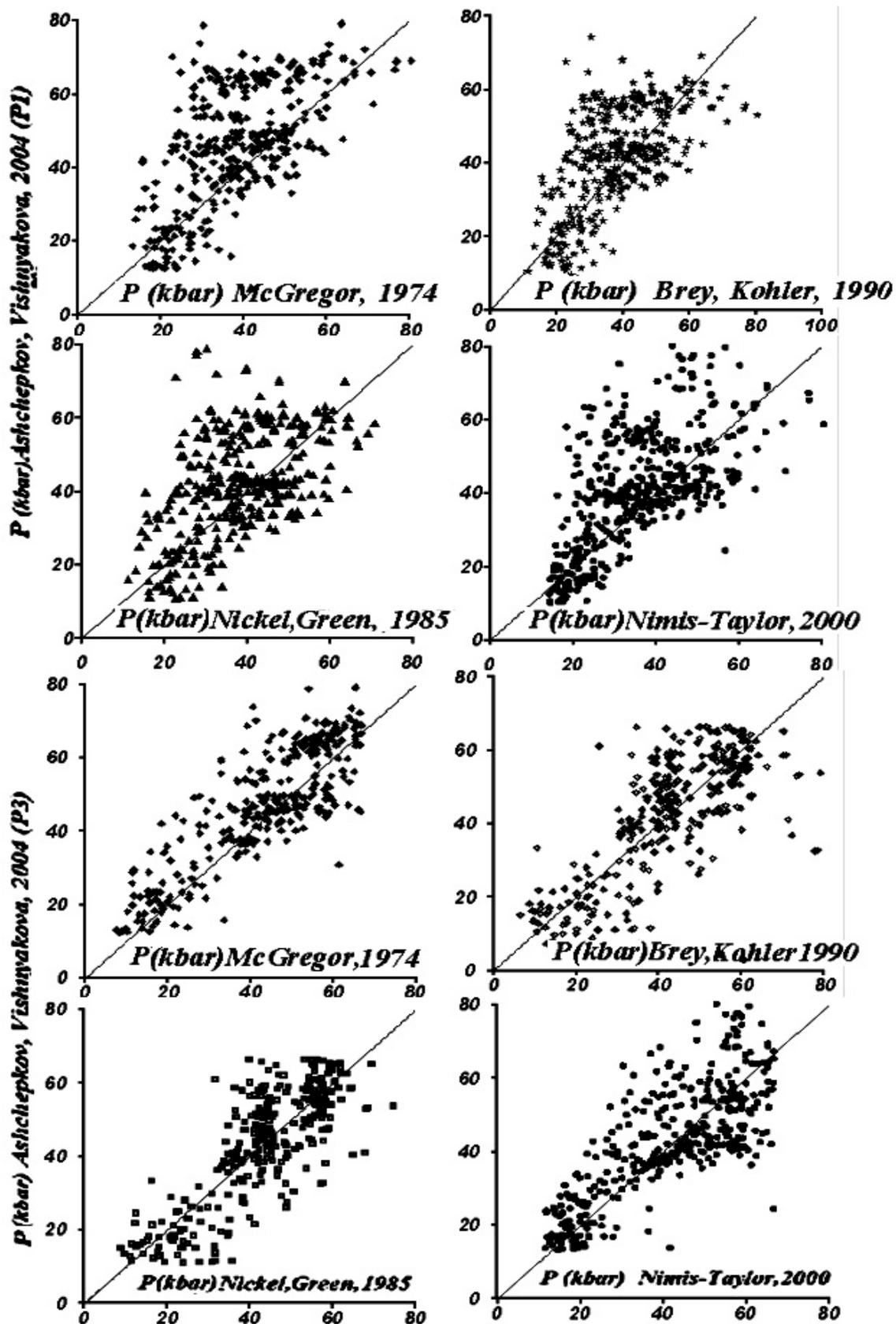


Рис.4. Корреляционная диаграмма между значениями давления для мантийных перидотитов.

Параметры определены по двум вариантам мономинеральных гранатовых барометров (Ashchepkov Vishnyakova, 2005) [1,2] и по определениям по другим версиям барометров

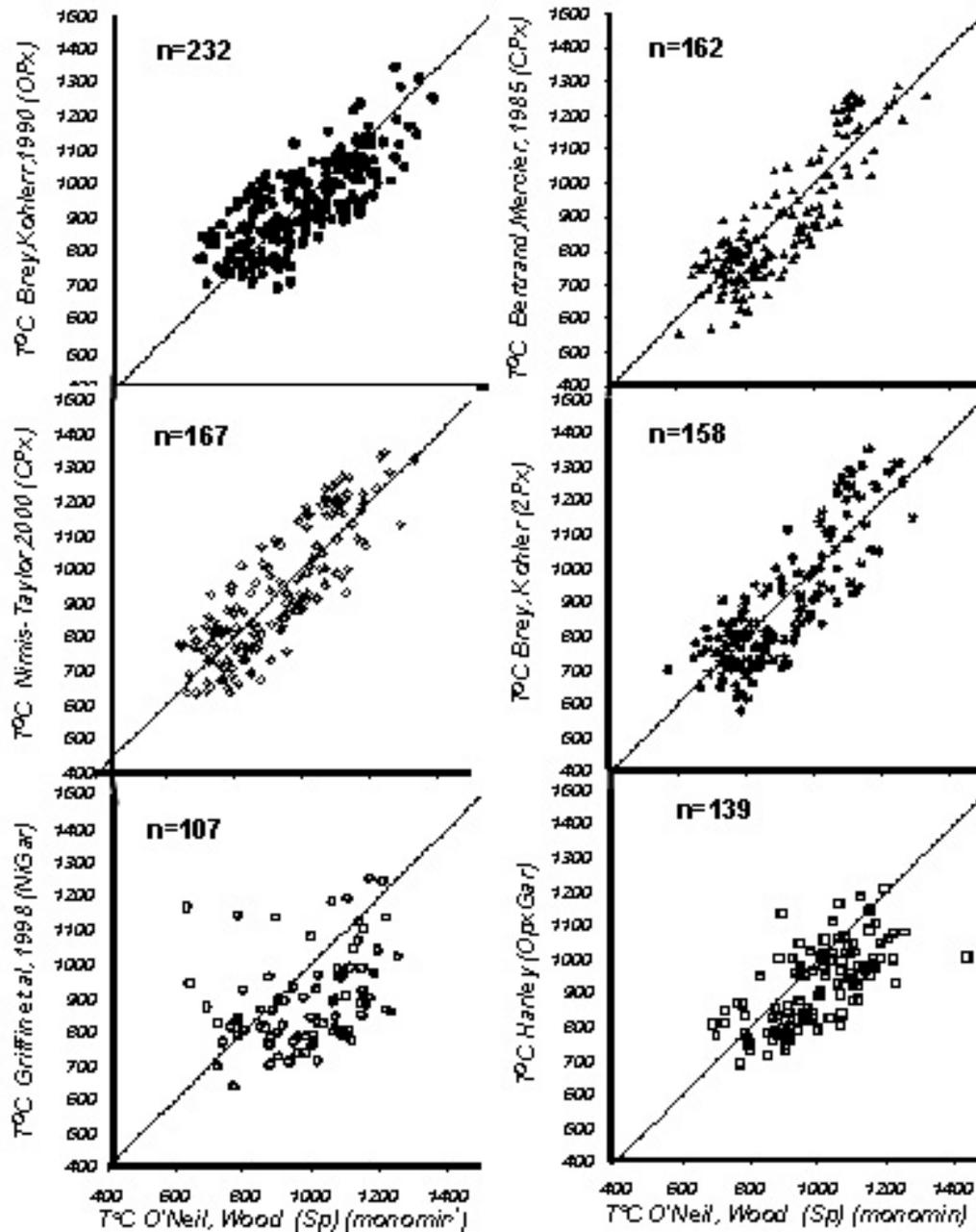


Рис.5. Корреляционная диаграмма между температурами для мантийных ассоциаций.

Параметры определены по мономинеральной версии хромитового термометра (Taylor et al ,1998) [48] и по другим термометрам

основанные на аппроксимации клинопироксенового термометра или Ga- Crx более предпочтительны. Использование уравнения, основанного на Ni-гранатовых [23], обычно дает хорошие оценки, как например для трубки Осенняя, где такие оценки практически совпадают с двупироксеновыми и ортопироксеновыми, при высоком потенциале серы Ni связывается в сульфидных фазах, что часто существенно влияет на распределение этого компонента. По-видимому в отдельных случаях гранатовых перидотитах равновесия между минералами не полностью устанавливаются, что может быть связано с влиянием флюидов и расплавов низких степеней, связанных с субдукционными и плюмовыми событиями, которые при просачивании лишь частично изменяют перидотитовый субстрат, приводя к избирательному росту отдельных минералов, гранат при этом может быть равновесен с Crx и Орх или обоими вместе.

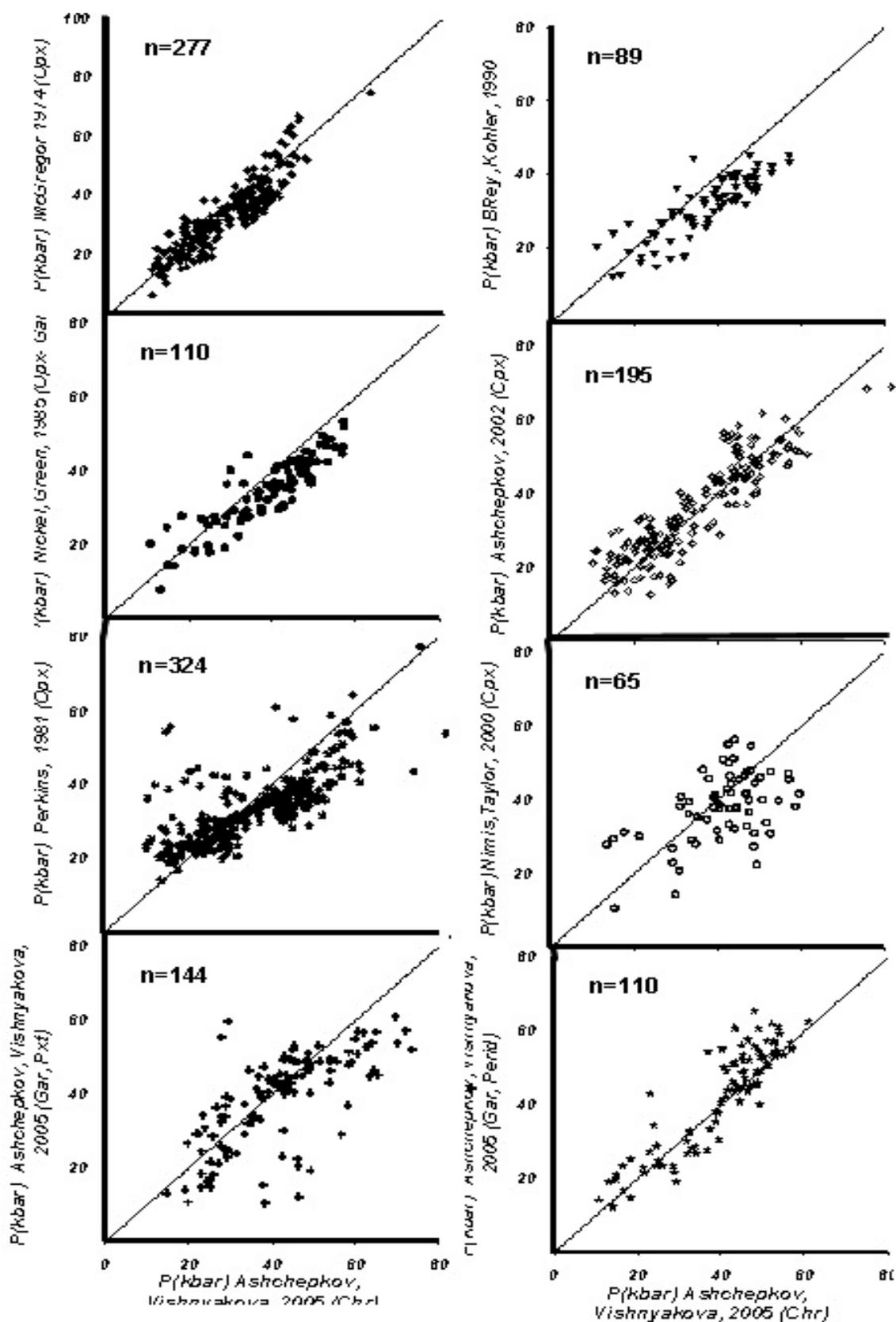


Рис.6. Корреляционная диаграмма между значениями давления для мантийных перidotитов.

Параметры определены по Cr-Sp (Ashchepkov Vishnyakova, 2005) барометру [5] и по определениям других версий барометров

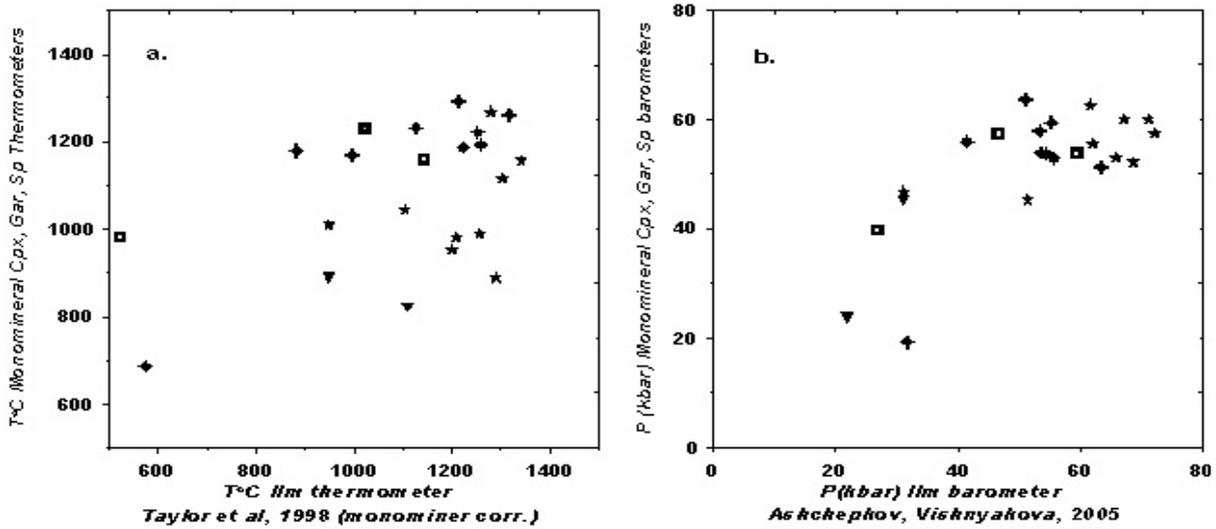


Рис.7. Корреляционная диаграмма между температурами для мантийных ассоциаций.

Параметры определены по мономинеральной версии хромитового (Ol-Sp) термометра (Ashchepkov Vishnyakova, 2005) и по другими термометрам

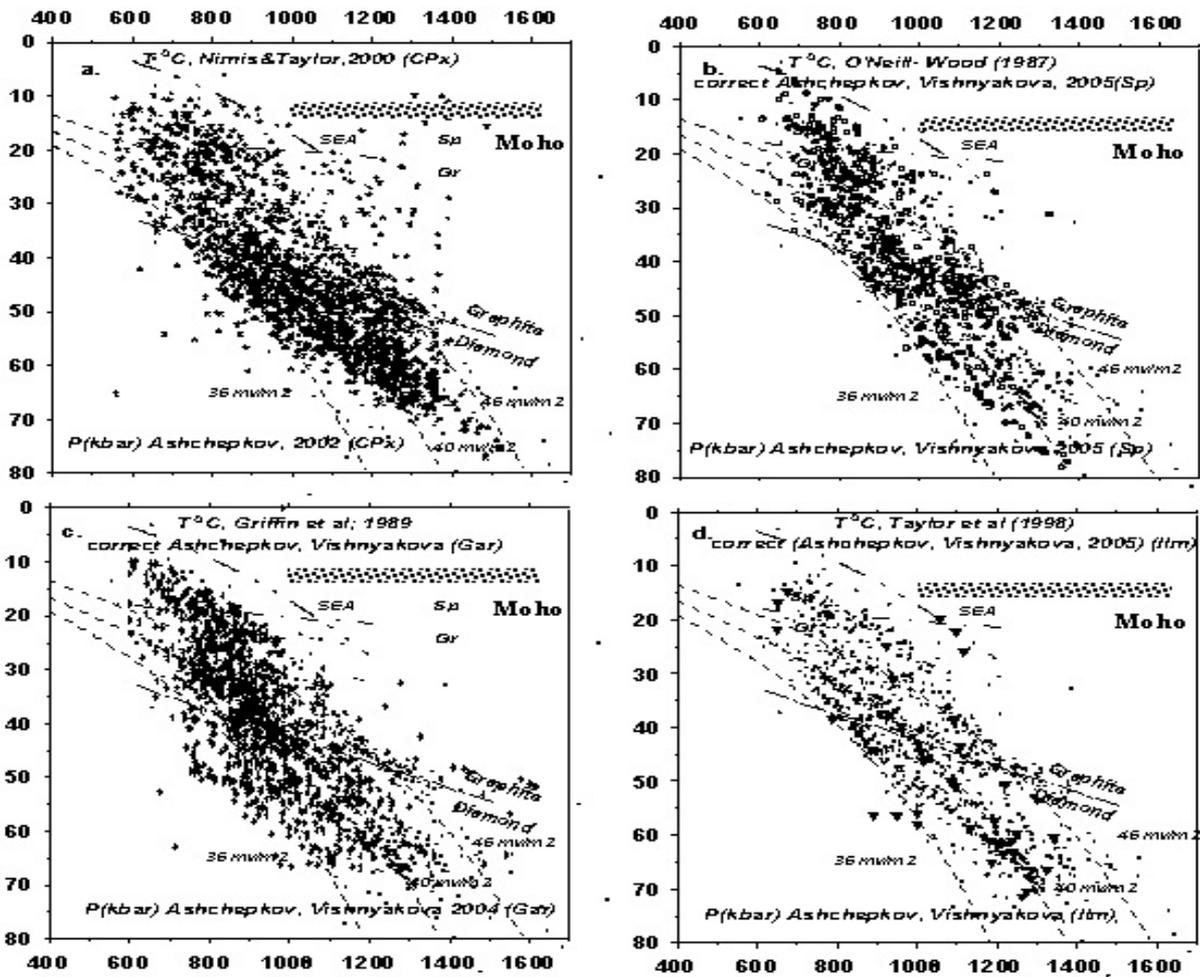


Рис.8. TP диаграмма для ксенолитов.

Параметры определены по а) клинопироксену Cpx [7], хромиту Cr-Spinel [5], гранату Garnet [2], и пикроильмениту РуссIlm [13] мономинеральным термобарометрам совмещенных с определениями по ортопироксеновому термобарометру OPx [16] -[30]

Cr-шпинелиды. Главная проблема Cr- spinel термометрии – не очень хорошее совпадение температур, рассчитанных по Ol-Sp (+Orx) термометрии с определениями по пироксеновым термометрам. Это может быть объяснено несколькими причинами: 1) различиями в составе систем при калибровке данных термометров; 2) неравновесностью обменных реакций Fe-Mg и Cr-Al между Cr- шпинелидами и гранатами, и Ca-Mg обмена, который осуществляется между пироксенами, что может быть наиболее правдоподобно, поскольку эти реакции идут с разными скоростями и часто на разных этапах преобразования мантийных перидотитов.

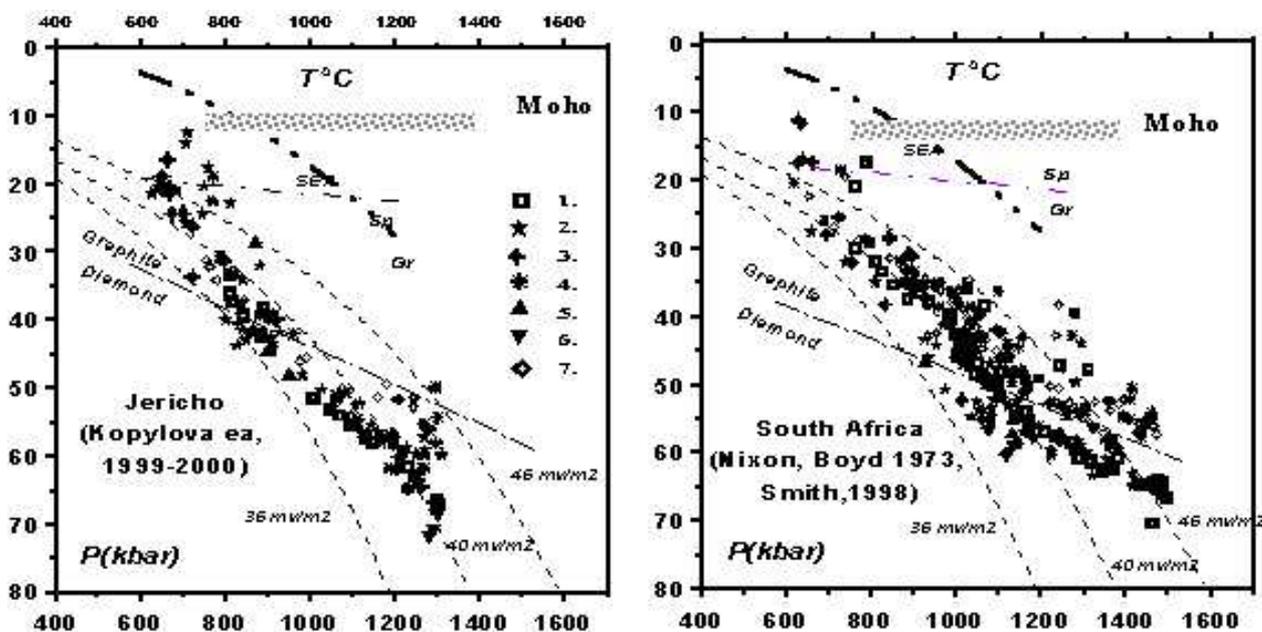


Рис.9. TP определения для трубки Джерико (Канада).

Параметры определены по Orx, Crx, Gar, Cr-Sp термобарометрам и по пикроильменитовому термобарометру. 1. Orx [16,30] 2. Crx [7,31], 3. Gar [2]; 4. 2Px-Gar [16]- [31]; 5 Cr-Sp [5]. 6. пикроильменит [13] и 7. 2Px-Gar [16] пикроильмениту

Пикроильменит. Довольно небольшой объем данных по ильменит-содержащим перидотитам не позволяет сделать представительные корреляционные графики по ильменитовому термобарометру из данной работы. Использование всей совокупности определений температур по разным мономинеральным методам на одной диаграмме показывает, что использование ильменитового термометра и барометра [13] пока проблематично для полиминеральных перидотитовых ассоциаций, особенно при сравнении с данными, полученными по гранатовой термобарометрии, несколько лучше совпадение с определениями по клинопироксеновой. Отметим, что для всех мономинеральных методов вероятность ошибки гораздо выше, чем для полиминеральных, так как гранатовые, хромитовые и ильменитовые термометры и барометры имеют большой наклон dP/dT . Кроме того, ильменитовые ассоциации, как правило, относятся к железистым и метасоматизированным перидотитам, для которых все мономинеральные методы работают значительно хуже. Отметим, что в литературных данных зачастую приведены не очень хорошие анализы составов ильменитов. Но прекрасное совпадение TP определений по ильменитам и другим методам, для отдельных трубок, является главным аргументом в пользу применимости данного метода. Основная проблема данной термобарометрии в определении температур. По-видимому следует сначала определить железистость сосуществующих с ильменитом оливина исходя из KD других обменных реакций (Orx-Ilm, Crx-Ilm), которые опубликованы [20], что несомненно лучше эмпирических зависимостей основанных на статистике для перидотитов для всего Мира в

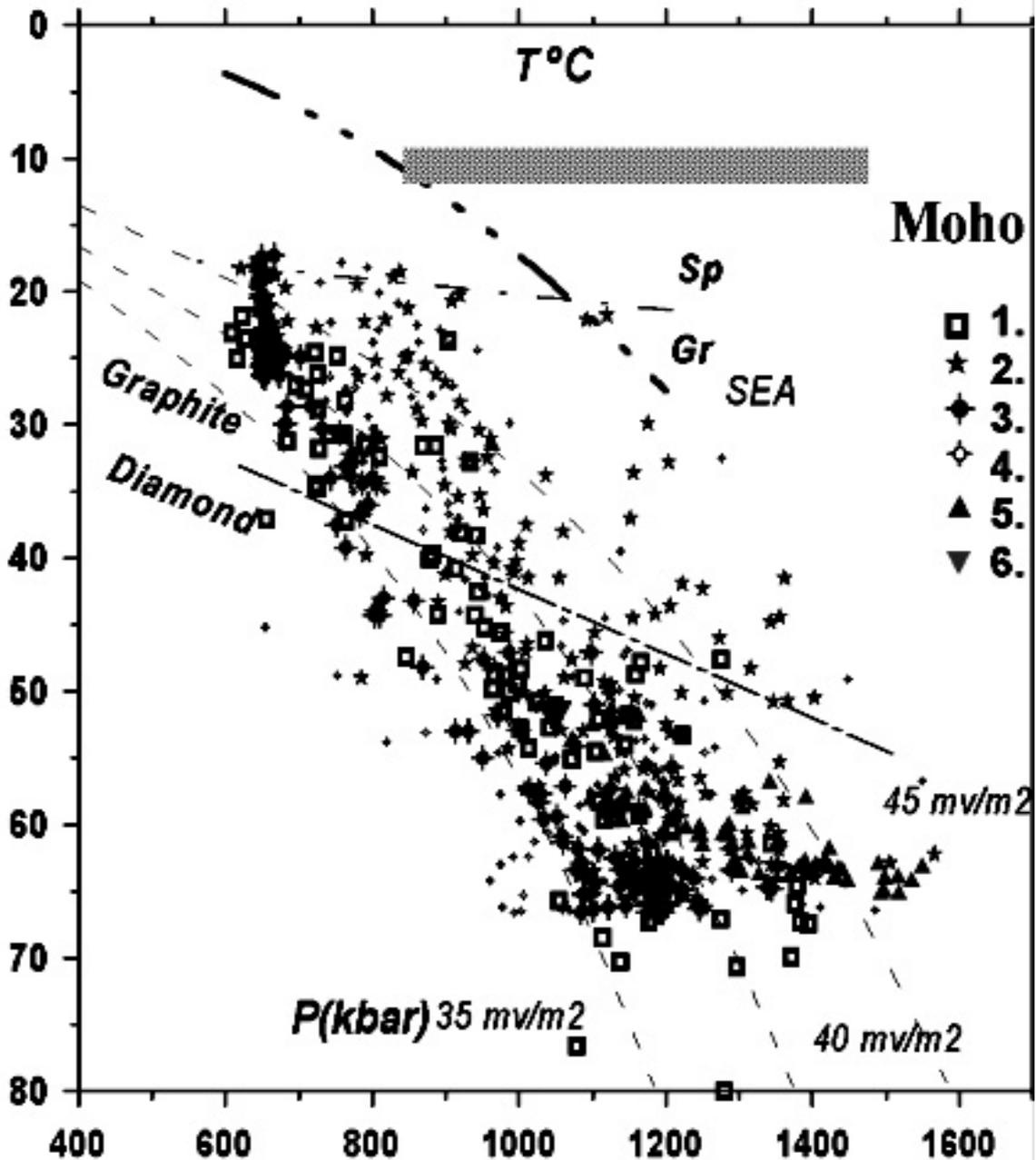


Рис.10. ТР диаграмма для включений в алмазах.

Параметры определены по 1. Орх [16,30] 2. Срх [7,31], 3. и 4. Gar (P1-P2) [2] давления для перидотитов и пироксенитов соответственно; 5. Cr-Sp [5] 6. пикроильменитов [13]

целом. Тем не менее, на диаграмме для перидотитов, построенной с использованием всего банка данных перидотитовых ксенолитов Мира, оценки по ильменитовым перидотитам вполне согласуются с определениями по ортопироксену.

Дискуссия

Применение мономинеральных термобарометров для реконструкции мантийных колонн.

Клинопироксеновая Jd-Di термобарометрия [6,7] дает очень хорошее совпадение с ортопироксеновой и двупироксен – гранатовой для умеренно истощенных перидотитов и вполне правдоподобные для Mg-эклогитов [14]. Как правило, на ТР диаграммах клинопироксеновые определения дают сгущение вблизи 40 кбар, которое совпадает с перегибом лерцолитового тренда для гранатов на $\text{Cr}_2\text{O}_3\text{-CaO}$ диаграмме [40], и где

отклонения ТР оценок в высокотемпературную область представлены Ga-Sp перидотитами [26]. Высокотемпературные определения на данном уровне чаще всего соответствуют пироксенитовым ассоциациям, что типично для мантийной колонны под тр. Удачная [15] и большинства других трубок.

Гранатовая термобарометрия [1, 2] весьма специфична и еще не отработана до конца, но она может быть весьма полезна. Для мантийных колонн, сложенных истощенными перидотитами, и при высокой степени серпентинизации в трубках, она дает чуть ли не единственную возможность реконструкций ТР режима в мантии и слоистости перидотитовой колонны. Используя 4 варианта термометров и два барометров можно получить целую серию ТР трендов, которые в принципе дают пределы колебаний температуры и давления для различных типов перидотитов и пироксенитов. Высокотемпературные обогащенные Ti составы, дающие высокотемпературные геотермы $40-42 \text{ мВт/м}^2$, по – видимому соответствуют стадиям преобразования мантии при подъеме протокимберлитовых расплавов, формировавших магматические каналы и связанные с ними жильные ассоциации. Наиболее низкотемпературные (вблизи 35 мВт/м^2 геотермы) составы, как правило, отвечают истощенным перидотитам и субкальциевым гранатам, формирование которых вероятно связано с миграцией холодных субдукционных флюидов и расплавов. Существенным недостатком первых двух версий Ti термометрии, использованной в трех термометрах, является занижение температур и невозможность определения значений $>1300^\circ\text{C}$, что связано с особенностями калибровки. Использование аппроксимации Ni температур для гранатов снимает эту проблему, однако довольно большая дисперсия ($R=0.65$) при калибровке термометра оставляет возможность для незакономерных выбросов и часто более низкотемпературных определений, которые ложатся ниже кондуктивной геотермы 35 мВт/м^2 , наиболее вероятно из-за связывания Ni в сульфидные фазы.

ТР оценки, полученные с помощью хромитового термобарометра [5], дают очень близкое положение геотерм для перидотитовой мантии под кимберлитовыми трубками, к полученным по другим методам, пироксен-гранатовым в том числе. Как правило, они маркируют сравнительно истощенные и неравномерно разогретые гарцбургитовые и дунитовые горизонты, в том числе и в области устойчивости алмаза. Для хромитов, из включений в алмазах, они обычно дают наиболее высокотемпературные области до 1500°C в основании перидотитовой колонны литосферной части мантии вблизи 65 кбар. Высокотемпературные ассоциации, определенные по хромитам вблизи 40 кбар, соответствуют пироксенитовой линзе и выше вблизи 20 кбар в области гранат – шпинелевого перехода. Для перидотитовых колонн, под трубками Далдынского и Алакитского кимберлитовых полей, они маркируют низкотемпературные области в резко слоистой перидотитовой мантийной колонне [3, 11]. В мантии, под трубкой Удачная, они маркируют 6 горизонтов. Оценки по ильменитам в мантийной колонне под тр. Зарница маркируют 3(4) интервала, так же как и для тр. Осенняя, тогда как для Удачной хорошо выражен в основном нижний уровень, где с ильменитовыми жилами и телами, вероятнее всего, связан разогрев. Для тр. Аэромагнитная ильменитовые температуры совпадают с определениями по клинопироксену и, вероятнее всего, отвечают ильменитовым метасоматитам, которые достаточно часто встречаются в виде мантийных ксенолитов в некоторых трубках и этой в том числе. Ильменитовые оценки, которые под некоторыми алакитскими трубками – Юбилейной, Комсомольской, совпадают с перидотитовыми и отвечают ее слоистости. В ряде случаев, как для других трубок Алакитского района, ильменитовые определения [4, 12, 13] несколько более высокотемпературны, особенно в верхних частях разрезов. Для трубок Верхнее-Мунского района различают два типа мантийных разрезов. Наиболее продуктивные и большие трубки (Деймос, Долгожданная, Новинка) дают наиболее выраженные ТР интервалы в нижней части разреза и сгущения

вблизи 50 кбар, по гранатам и клинопироксенам. Ильменитовые определения для глубинных частей разрезов практически совпадают с клинопироксеновыми, в верхних значительно более высокотемпературны. Для низко продуктивных трубок характерно преобладание хромитовых оценок, которые в основном относятся к средней части разреза.

В Мало-Ботуобинском районе средняя часть мантийных разрезов представлена в основном неистощенными гранатовыми лерцолитами, часто с флогопитом в тр. Мир, под трубками Дачная и Интернациональная горизонты, обогащенные хромитом, более высокотемпературные в верхней части разреза, чем гранатовые перидотиты, широко распространены. Ильменитовые ТР определения трассируют практически всю мантийную колонну от основания до подошвы коры, как например для трубок Мало-Ботуобинского района, хотя основная доля ильменитов выносятся из нижних частей мантийных колонн.

В Прианабарье по хромитам реконструируется неравномерно разогретая мантийная колонна в нижней и средней частях разреза. Локальные уровни разогрева присутствуют вблизи 50 и 40 кбар [4, 12, 13]. ТР определения по ильменитам в нижних горизонтах сравнительно низкотемпературны и близки к клинопироксеновым [6, 7], и вероятно относятся к мантийным метасоматитам, часто глиммеритового типа, которые обнаружены в дунитовых перидотитах [8].

Совместные ТР определения по разным мономинеральным методам дают возможность детально реконструировать мантийную структуру. В качестве примера можно продемонстрировать ТР диаграммы для трубки Джерико [26,27] и диаграммы для кимберлитовых трубок Лесото [33,34]. Они демонстрируют не только хорошую сходимость определений с методами полиминеральной мантийной термобарометрии, но и уровни локализации ильменитовых метасоматитов [16, 31].

Включения в алмазах.

Используя опубликованные данные по включениям в алмазах перидотитового типа [40-46 и др.] мы также (рис.10) рассчитали для них ТР параметры. Отдельные минеральные виды, как правило, дают вполне определенные области на ТР диаграммах. Большинство гранатов субкальциевого типа соответствуют по ТР параметрам наиболее глубинным частям мантийных колонн и холодной кондуктивной геотерме 35 мвт/м², иногда даже ниже. Наиболее хромистые Сг-шпинелиды, наоборот, трассируют горячую конвективную геотерму, как и клинопироксены, вплоть до 1500°С по- видимому соответствующую области просачивания горячих плюмовых расплавов. Клинопироксены, кроме того, совместно с ортопироксенами трассируют субадиабатический субвертикальный тренд, который близок тренду титанистых гранатов и, наиболее вероятно, относится к области разогрева вблизи поднимающихся протокимберлитовых подводных каналов, где вероятно растет значительная часть алмазов [19], к примеру, как для трубки Мир. Достаточно большая доля включений в алмазах дают определения давления ниже, чем 35 кбар, что показывает возможность кристаллизации алмазов в метастабильных условиях в верхних частях мантийных колонн, не исключено, что при избыточном давлении, создаваемом глубинными магматическими системами. Значения окислительного потенциала, определенного по мономинеральным версиям Sp и Pm оксибарометров обнаруживают хорошую сходимость с определениями по другим методам [29].

Выводы

Мономинеральная взаимно скоррелированная термобарометрия позволяет построить ТР разрезы, которые хорошо согласуются с построенными по данным полиминеральной двупироксен - гранатовой термобарометрии и другими надежными методами мантийной термобарометрии.

1. Гранат, клинопироксен, ортопироксен, шпинель и ильменит из концентратов кимберлитовых трубок и россыпей могут быть использованы для определения ТР условий образования и реконструкций мантийных разрезов.
2. ТР определения для включений в алмазах обнаруживают присутствие отдельных типов полей, которые лишь частично совпадают для разных минеральных видов. Значительная доля алмазов с включениями малоглубинного типа и определениями давления ниже 35 кбар показывают возможность роста алмазов в метастабильных условиях.

Благодарности. Работа выполнена при поддержке гранатов РФФИ 03-05-64146; 05-05-64718. Используются данные по составу минералов из кимберлитовых трубок из отчетов по договорам между Аналитическим центром ОИГГиМ СО РАН и ЯКПИНИИ ЦНИГРИ компании АЛРОСА N 77-02; 65-03.

Литература

1. **Ashchepkov I., Vishnyakova E.** New garnet thermobarometry for mantle peridotites and garnet mantle geotherms // 32nd International Geological Congress, Florence, Italy, August 20-28, 2004: Abstracts Volume. - Florence, 2004. - P. 466. - CD-ROM.
2. **Ashchepkov I.V.** Empirical garnet thermobarometer for mantle peridotites. //Seattle Annual Meeting (November 2-5, 2003). Abstract ID: 65507.
3. **Ashchepkov I., Vladykin N., Pokhilenko N., Sobolev N., Malygina E., Kuligin S., Ovchinnikov Y., Afanasiev N., Mkrtychan G., Rotman A., Kostrovitsky S., Tolstov A., Khmel'nikova J., Pokhilenko L., Logvinova A.** Clinopyroxene geotherms for the mantle columns beneath kimberlite pipes from Siberian craton. 8 th International Kimberlite Conference Long Abstract. FLA_0355.
4. **Ashchepkov I., Vladykin N., Rotman A., Khmelnikova O., Nikolaeva I., Anoshin G., Palessky S., Saprykin A.** Ilmenite trends from the kimberlite pipes as the result of the vertical migration of melts in the pre- eruption feeding vein system // 32nd International Geological Congress, Florence, Italy, August 20-28, 2004: Abstracts Volume. - Florence, 2004. - P. 1188
5. **Ashchepkov I.V., Vishnyakova E.V.** Monomineral Cr-Spinel thermobarometry for kimberlite peridotite xenoliths. Abstracts of EUG 2005.
6. **Ashchepkov I.V.** Jd-Di barometer for mantle peridotites and eclogites. Experiment in Geosciences. 2001. v.10, N1, 137-138
7. **Ashchepkov I.V.** More precise equation of the Jd-Di Barometer //Herald of the Earth department RAS. 2003. № 1. P. 45-46.
8. **Ashchepkov I.V., Afanasiev V.P., Pokhilenko N.P., Sobolev N.V., Vladykin N.V., Saprykin A.I., Khmelnikova O.S., Anoshin G.N.** Small note on the composition of Brazilian mantle // Revista Brasileira de Geociencias, 2001, 31, N 4, 653-660.
9. **Ashchepkov I.V., Vladykin N.V., Logvinova A.M., Rotman A.Y., Anoshin G.N., Saprykin A.I., Khmelnikova O.S.** Mantle geochemistry and construction in Mirninsky field.// Conference Supplement to Conference Supplement to Geochimica et Cosmochimica Acta. Abstracts and Program Goldschmidt Conference Copenhagen, Denmark June 5-11, 2004, Copenhagen. 5.7.P08 A724.
10. **Ashchepkov I.V., Vladykin N.V., Rotman A.Y., Logvinova A.M., Afanasiev V.P., Palessky V.S., Saprykin A.I., Anoshin G.N., Kuchkin A., Khmel'nikova O.S.** Mir and International'naya kimberlite pipes – trace element geochemistry and thermobarometry of mantle minerals. Deep seated magmatism It's sources and their relationto plum processes. //Irrutsk – Ulan-Ude 2004. Publishing house of the Institute of Geography SB RAS 2004, pp. 194-208
11. **Ashchepkov I.V., Vladykin N.V., Rotman A.Y., Logvinova A.M., Nikolaeva I.A., Palessky V.S., Saprykin A.I., Anoshin G.N., Kuchkin A., Khmel'nikova O.S.** Reconstructions of the mantle layering beneath the Alakite kimberlite field: comparative characteristics of the mineral geochemistry and TP sequences. //Deep seated magmatism It's sources and their relationto plum processes. Irkutsk – Ulan-Ude 2004. Publishing house of the Institute of Geography SB RAS 2004, pp.160-178
12. **Ashchepkov I.V., Vladykin N.V., Pokhilenko N.P., Rotman A.Ya., Afanasiev V.P., Logvinova A.M., Kuligin S.S., Saprykin A.I., Kuchkin A.M., Nikolaeva I.V., Palessky S.V., Anoshin**

G.N., Khemelnikova O.S. Ilmenite trends from the kimberlites of Siberia :Do they represent the mantle feeding vein system? Abstracts of EUG 2005.

13. **Ashchepkov I.V., Vishnyakova E.V.** Monomineral ilmenite and chromite thermo- and oxybarometry application to the mantle xenolith of Siberian platform. Evolution of the continental lithosphere origin of diamonds and their deposits. Abstract of the International Symposium devoted to 70 anniversary of N.V.Sobolev. Novosibirsk. 2005 p.45.

14. **Beard B.L., Fraracci K.N., Taylor L.A., Snyder G.A., Clayton R.N., Mayeda T.K., Sobolev N.V.** Petrography and geochemistry of eclogites from the Mir kimberlite, Yakutia, Russia. //Contrib. Mineral. Petrol., 1996. v.125, pp.:293–310

15. **Boyd F.R.; Pokhilenko N.P.; Pearson D.G.; Mertzman S.A.; Sobolev N.V.; Finger L.W.** 1996. Composition of the Siberian cratonic mantle: evidence from Udachnaya peridotite xenoliths. //Contrib. Mineral. and Petrol. 1997., V. 128. N 2-3. P. 228-246.

16. **Brey G.P., Kohler T.** Geothermobarometry in four-phase lherzolites. II. New thermobarometers, and practical assessment of existing thermobarometers // J. Petrol 1990. V. 31. P. 1353-1378.

17. **Canil D.** The Ni-in-garnet geothermometer: calibration at natural abundances.// Contrib. Mineral. Petrol. 1999 v. 136 , pp.240-246.

18. **Eggler D.H., Mccallum M.E.** A geotherm from megacrysts in the Sloan kimberlite pipes, Colorado // Carnegie Inst. Wash. Yearb. 1976. V. 75. P. 538-541.

19. **Fedortchouk Y., Canil D., Carlson J.A.** Oxygen Fugacity of Kimberlite Magmas and their Relationship to the Characteristics of Diamond Populations, Lac de Gras, N.W.T., Canada. //Extended Abstracts of the 8International Kimberlite Conference. 2003. FLA_0098.

20. **Finnerty AA, Boyd FR** (1987) Thermobarometry for garnet peridotite xenoliths: a basis for mantle stratigraphy. In: Nixon PH (ed) Mantle xenoliths. John Wiley and Sons, Chichester, pp 381±402

21. **Griffin W. L., Ryan C. G., Kaminsky F. V., O'Reilly S. Y., Natapov L. M., Win T. T., Kinny P.D., and Ilupin I. P.** The Siberian lithosphere traverse: Mantle terranes and the assembly of the Siberian Craton. // Tectonophysics, 1999. v.310, pp.1–35

22. **Griffin W.L., Doyle, B.J., Ryan, C.G., Pearson, N.J., O'Reilly, S., Davies, R., Kivi, K., van Achtebergh, E., Natapov, L.M.,** 1999. Layered mantle lithosphere in the Lac de Gras area, Slave craton: composition, structure and origin. J. Petrol. 40, 705– 727.

23. **Griffin W.L., Cousens D.R., Ryan C.G., Sie S.H., Suter G.F.** Ni in chrome pyrope garnets: a new geothermometer. // Contrib. Mineral. Petrol. 1989. v.103. pp. 199-202

24. **Grutter H.S., Moore R.O.** Pyroxene Geotherms Revisited - An Empirical Approach Based on Canadian Xenoliths. //Extended Abstracts of the 8International Kimberlite Conference. 2003. FLA_0272

25. **Harley S.L.** An experimental study of partitioning of iron and magnesium between garnet and orthopyroxene. //Contrib Mineral. Petrol. 1984. v. 86. pp.359–373.

26. **Kopylova M.G., Russell J.K., Stanley C. , Cookenboo H.** Garnet from Cr- and Ca-saturated mantle: implications for diamond exploration //J. Geochem. Explor., 2000, v. 68., 3, P. 183-199.

27. **Kopylova M.G.; Russell J.K.; Cookenboo H.** 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. 1999. V. 40. N1. P. 79-104

28. **Krogh, E. J.** 1988. The garnet-clinopyroxene Fe-Mg geothermometer - a reinterpretation of existing experimental data. // Contrib. Mineral. Petrol. V.99, pp.44-48

29. **McCammion C.A.; Griffin W.L.; Shee S.R.; J'Neill H.S.C.** Oxidation during metasomatism in ultramafic xenoliths from the Wesselton kimberlite, South Africa: implications for the survival of diamond. // Contrib. Mineral. and Petrol. - 2001. - Vol. 141. - N 3. - P. 287-296.

30. **McGregor I.D.** The system MgO- SiO₂-Al₂O₃: solubility of Al₂O₃ in enstatite for spinel and garnet peridotite compositions. // Am. Miner. 1974. V. 59. P. 110-119.

31. **Nickel K.G., Green D.H.** Empirical geothermobarometry for garnet peridotites and implications for the nature of the lithosphere, kimberlites and diamonds. //Earth Planet .Sci. Lett . 1985. V.73: pp.158-170.

32. **Nimis P., Taylor W.** Single clinopyroxene thermobarometry for garnet peridotites. Part I. Calibration and testing of a Cr-in-Cpx barometer and an enstatite-in-Cpx thermometer // Contrib. Mineral. Petrol. 2000. V. 139. № 5. P. 541-554.

33. **Nixon, P.H.** Ed. 1973 Lesotho Kimberlites./Cape and Transvaal, Cape Town, 470 p.

34. **Nixon, P.H.**, Boyd, F.R. Petrogenesis of the granular and sheared ultrabasic nodule suite in kimberlites // In Lesotho Kimberlites (P.H. Nixon, ed.). Lesotho National Development Corporation, Maseru, Lesotho. 1973. P. 48-56.
35. **O'Neill, H. St. C. & Wall, V. J.** (1987). The olivine orthopyroxene-spinel oxygen geobarometer, the nickel precipitation curve, and the oxygen fugacity of the Earth's upper mantle. // *Journal of Petrology* 28, 1169-1191.
36. **O'Neill, H. St. C.** (1981). The transition between spinel lherzolite and garnet lherzolite, and its use as a geobarometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 77, 185-194.
37. **O'Reilly S.Y., Griffin W.L., Poudium Diomany, Morgan P.** Are lithospheres forever? // *GSA Today*. 2001.V. 11. P. 4-9.
38. **Pollack H.N., Chapman D.S.** On the regional variations of heat flow, geotherms and lithosphere thickness. // *Tectonophysics* 1977. v.38. pp 279.
39. **Ryan C. G.; Griffin W. L.; Pearson N. J.** Garnet geotherms: Pressure-temperature data from Cr-pyrope garnet xenocrysts in volcanic rocks // *J. Geophys. Res. B*. 1996. V. 101. P. 5611-5625.
40. **Sobolev N.V., Lavrentev Y.G., Pokhilenko N.P., Usova L.V.** Chrome-Rich Garnets from the Kimberlites of Yakutia and Their Parageneses // *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 1973, 40, N 1, 39-52.
41. **Sobolev N.V., Logvinova A.M., Zedgenizov D.A., Yefimova E.S., Taylor L.A., Promprated P., Koptil V.I., Zinchuk N.N.** Mineral Inclusions in Diamonds from Komsomolskaya and Krasnopresnenskaya Pipes, Yakutia: Evidence for Deep Lithospheric Heterogeneities in Siberian Craton // 8th International Kimberlite conference, Victoria, BC, Canada, June 22-27th, 2003: Extended Abstracts, 2003, FLA_0141
42. **Sobolev N.V., Sobolev V.N., Snyder G.A., Yefimova E.S., Taylor L.A.** Significance of eclogitic and related parageneses of natural diamonds. *Int Geol. Rev.* 1999. v.41 pp.129-140.
43. **Spetsius Z.V.** Two generation of diamonds in the eclogite xenoliths. // *Proc. 7th Int. Kimberlite Conf.*, Cape Town, 1999, pp. 823-828
44. **Stachel T, Harris JW** (1997) Diamond precipitation and mantle metasomatism ± evidence from the trace element chemistry of silicate inclusions in diamonds from Akwatia, Ghana. // *Contrib Mineral Petrol* 129: 143±154
45. **Stachel T.; Harris J.W.; Tappert R.; Brey G.P.** Peridotitic diamonds from the Slave and the Kaapvaal cratons - similarities and differences based on a preliminary data set // *Lithos.* - 2003. - Vol. 71. - Iss. 2-4. - P. 489-503.
46. **Taylor L.A., Anand M., Promprated P., Floss C., Sobolev N.V.** The significance of mineral inclusions in large diamonds from Yakutia, Russia // *American Mineralogist*, 2003, 88, N 5-6, 912-920
47. **Taylor W.R., Nimis P.** (1998) A single-pyroxene thermobarometer for lherzolitic Cr-diopside and its application in diamond exploration. // 7th Int Kimb Conf Abstract Volume, Cape Town, pp 897-898
48. **Taylor W.R., Kammerman M., Hamilton R.** New thermometer and oxygen fugacity sensor calibrations for ilmenite and chromian spinel-bearing peridotitic assemblages. . 7th International Kimberlite Conference. Extended abstracts. Cape town. 1998. Pp.891-901
49. **Wyllie, P.J.** Experimental petrology of upper mantle materials, process and products // *J. Geodynamics*. 1995, v. 20, Iss. 4, p. 429-468.

Разнообразие кимберлитовых пород Якутии

Ротман А.Я., Богуш И.Н., Тарских О.В.

ЯНИГП ЦНИГРИ АК «АЛРОСА», г. Мирный, rotman@cnigri.alrosa-mir.ru

В результате проведенных исследований, а также анализа и систематизации имеющихся данных установлена существенно кимберлитовая природа тел Мирнинского, Накынского, Алакит-Мархинского, Далдынского, Верхне-Мунского и Куранахского полей. В строении трубок и жил Лучаканского, Дюкенского, Биригиндинского, Ары-Мастахского и Старореченского полей принимают участие кимберлиты и конвергентные им породы, а в составе тел Орто-Иаргинского поля доминируют карбонатиты. Показаны особенности петрографо-минералогического состава и петрогеохимические свойства кимберлитовых пород различных полей, а также отражена специфика минералов-спутников алмаза: граната, пикроильменита, хромшпинелида.

Приводятся оригинальные и литературные материалы о петрографии, минералогии и геохимии кимберлитов – главного магматического источника алмазов. Каждое кимберлитовое тело представляет собой индивидуальный объект, по совокупности разнородных признаков не повторяющийся в природе. В то же время между ними отмечены типовые черты, которые сводятся к следующему: а) сложное геологическое строение большинства диатрем; б) сужение диатрем с глубиной и постепенный переход в дайковые тела - подводные каналы; в) с глубиной в кимберлитовых трубках уменьшается доля примесного материала вмещающих пород; г) содержание глубинных минералов кимберлитов в вертикальном разрезе варьирует при относительно выдержанном их соотношении; состав минералов с глубиной практически не меняется; д) масштабы вторичной переработки кимберлитов с глубиной, как правило, уменьшаются. Состав глубинных (мантийных) минералов (пироп, пикроильменит, хромшпинелид и др.), кристалломорфология и физические свойства алмазов дифференцированы на уровне провинции, поля и каждой трубки. Отмеченные вариации состава кимберлитовых проявлений с юга на север и северо-восток Якутской кимберлитовой провинции отражают элементы латеральной зональности ее литосферной мантии, вероятной причиной чего была смена глубинных геодинамических обстановок.

Введение

Кимберлиты – своеобразные вулканические ультраосновные существенно оливиновые породы с повышенной щелочностью при ее калиевом уклоне. Одним из их характерных признаков является присутствие во многих проявлениях уникального аксессуара – алмаза и его минералов-спутников – пироба, пикроильменита и хромшпинелида, а также ультраосновных и основных мантийных нодулей. Эти породы представляют главный магматический тип коренных алмазных месторождений, из которых добывается около 80% природного алмазного сырья. Несмотря на полувековой период изучения кимберлитовых трубок Якутии и еще более продолжительный – Южной Африки форма их проявления, состав и показатели алмазоносности остаются интереснейшими вопросами геологической науки и практики. По-прежнему актуальны и дискуссионны проблемы их генезиса, природы алмазоносности, механизма формирования диатрем и структурного контроля проявлений.

Полученные оригинальные и литературные материалы о петрографии, минералогии и геохимии кимберлитов свидетельствуют о гетерогенности процессов кимберлитообразования и полифазальном строении диатрем. Изучены мантийные

парагенезисы минералов кимберлитов и родственных им пород для целей конкретизации алмазоносных парагенетических ассоциаций, определены спектры редкоземельных элементов в породах различных трубок. Показаны петролого-минералогические характеристики промышленно алмазоносных кимберлитов и ксенолитов мантийных пород из них; определены основные петролого-минералогические характеристики разновозрастных алмазоносных пород с различными параметрами алмазоносности. Отмеченные вариации состава кимберлитовых проявлений с юга на север и северо-восток Якутской кимберлитовой провинции отражают элементы латеральной зональности ее литосферной мантии.

В результате проведенных исследований, а также анализа и систематизации имеющихся данных установлена существенно кимберлитовая природа тел Мирнинского, Накынского, Алакит-Мархинского, Далдынского, Верхне-Мунского и Куранахского полей. В строении трубок и жил Лучаканского, Дюкенского, Биригиндинского, Ары-Мастахского и Старореченского полей принимают участие кимберлиты и конвергентные им породы, а в составе тел Орто-Ыаргинского поля доминируют карбонатиты. Показаны особенности петрографо-минералогического состава и петрогеохимические свойства кимберлитовых пород различных полей, а также отражена специфика минералов-спутников алмаза: граната, пикроильменита, хромшпинелида.

Особенности внутреннего строения кимберлитовых проявлений.

Основной формой проявления кимберлитов являются трубки взрыва (или диатремы), верхние части которых венчаются кратерными постройками, а на глубине (до 1000-2500 м от дневной поверхности) тела переходят в дайки, нередко фиксируются дайки (жилы), иногда отмечаются силлы. Сохранность кратерных частей зависит от их исходной мощности и величины «посткимберлитового» эрозионного среза территории; корневые части вскрыты только в отдельных трубках в силу большой глубины залегания. Соответственно приведенному обобщенному разрезу диатрем в кимберлитовых проявлениях наблюдаются представители трех фаций – гипабиссальной (субвулканической), диатремовой (вулканической) и кратерной (эксплозивной). Первая представлена порфиоровыми кимберлитами (ПК), выполняющими дайки, жилы (самостоятельные и приуроченные к трубкам, имеющие с последними различное соотношение: дотрубочные, синтубочные и посттубочные) и штоки. Диатремы сложены, как правило, кимберлитовыми брекчиями (КБ) и автолитовыми кимберлитовыми брекчиями (АКБ). Фрагменты кратерных частей заполнены кимберлитовыми туфами (КТ) и туфобрекчиями (КТБ). Между основными типами пород разной фациальной принадлежности обнаруживаются различия в качественно-количественном спектре минералов и геохимических свойствах, иногда наблюдаются рвущие контакты, а также присутствие обломков одних из них в других. Состав кимберлитов отличается от других магматических пород сочетанием минералов наиболее глубинных мантийных парагенезисов, включающих, наряду с алмазом, его парагенетические спутники: пироп, хромшпинель, пикроильменит, и доминирующих в объеме низкотемпературных минеральных ассоциаций (карбонаты, серпентин, слюды и др.).

Одним из характерных признаков кимберлитовых проявлений Якутии, как и других регионов Мира, является групповое расположение (кимберлитовые поля и кусты) и образование зон или поясов северо-восточного и северного простирания (рис. 1). При этом совокупности тел нередко образуют цепочки. Диатремы с сохранившимися фрагментами кратерных частей примечательны для Алакит-Мархинского кимберлитового поля – трубки Юбилейная, Краснопресненская и др. Первая из них является самой

крупной в России, занимая площадь 59 га [1]. Совокупности кимберлитовых проявлений (поля) занимают сотни квадратных километров, обнаруживая тенденцию прямой

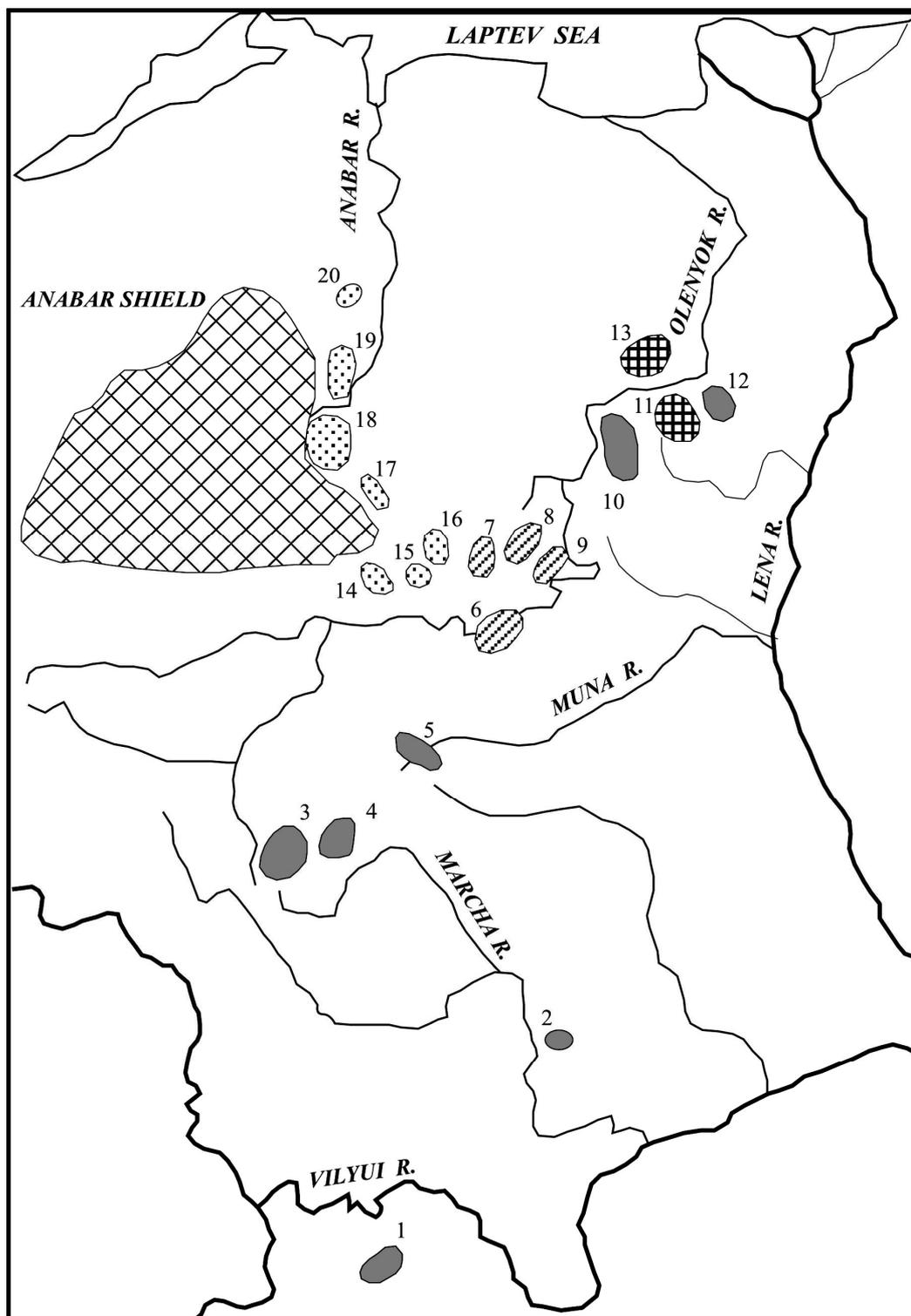


Рис. 1. Схема расположения кимберлитовых полей в Якутской кимберлитовой провинции.

Цифрами обозначены поля: 1 – Мирнинское, 2 – Накынское, 3 – Алаakit-Мархинское, 4 – Далдынское, 5 – Верхне-Мунское, 6 – Чомурдахское, 7 – Западно-Укукитское, 8 – Восточно-Укукитское, 9 – Огонер-Юряхское, 10 – Мерчимденское, 11 – Молодинское, 12 – Толуопское, 13 – Куойкское, 14 – Куранахское, 15 – Биригиндинское, 16 – Лучаканское, 17 – Дюкенское, 18 – Ары-Мастахское, 19 – Старореченское, 20 – Орто-Ыаргинское.

корреляции площади поля и количества кимберлитовых тел и обратной корреляции плотности жильных тел на единицу площади с алмазоносностью поля. Вмещающей средой в большинстве случаев служат различные стратиграфические уровни древнего осадочного чехла платформы - от венда (Оленекское поднятие) до нижнего силура (Алакит-Мархинское поле). Кимберлитовые проявления восточного склона Анабарского поднятия расположены в породах протерозойского и ниже-среднекембрийского возраста и, редко, в разрезе кристаллических пород архея.

Исследователями признается сложность и противоречивость многих вещественных характеристик кимберлитовых пород и, в первую очередь, минерального состава. Гетерогенность кимберлитов обусловлена наличием ксенолитов глубинных и вмещающих пород, наличием многочисленных минералов-вкрапленников, заключенных в серпентин-карбонатной связующей массе, которые в большинстве случаев представляют продукты дезинтеграции мантийных нодулей. Противоречивость истолкования минерального состава кимберлитов усугубляется двойственностью их химизма. Они одновременно обладают признаками ультраосновных и щелочно-базальтоидных пород [2 и др.].

В то же время представляется несомненным, что часть показательных минералов кимберлитов имеет собственно кимберлитовую, при этом полигенную природу.

Очень плодотворным представляется положение о возникновении разновидностей кимберлитовых пород в полифазных системах в результате дифференциации единого исходного расплава, при возникновении в ряде случаев на определенной стадии процесса вторичных очагов, отщепляющихся от главного и в дальнейшем эволюционировавших как самостоятельные системы [3]. Возможно именно этому процессу обязано образование неалмазоносного кимберлита из внутритрубочных жил трубки Мир. Не вдаваясь в детали моделей кимберлитообразования отметим, что во всех случаях кимберлитовая (или протокимберлитовая) магма рассматривается как результат парциального плавления вещества верхней мантии и последующей эволюции выплавов.

К настоящему времени наработан обширный фактический материал по вещественному составу распространенных мантийных парагенезисов, выносимых кимберлитами к поверхности в виде глубинных ксенолитов и минералов - продуктов их дезинтеграции. В значительно меньшей степени проводились системные геохимические исследования, которые, тем не менее, принесли важнейшие результаты относительно особенностей двух главных процессов в глубинах Земли – мантийного метасоматоза и частичного плавления мантийных субстратов, приводящего к появлению проторасплавов, кристаллизующихся затем на поверхности в виде широкого спектра алмазоносных кимберлитов и родственных пород.

Проблема взаимоотношений фрагментов мантийного вещества и вмещающих их кимберлитов остается в числе стержневых в современной петрологии, поскольку может пролить дополнительный свет на процессы формирования разнообразных особо глубинных расплавов под древними платформами. Рассмотрение всех этих вопросов, в свою очередь, требует обобщения и анализа накопленных данных по вещественному составу дискретных групп различных мантийных пород – дунитов, гранатовых и шпинелевых перидотитов, пироксенитов, эклогитов, ильменит- и флогопитсодержащих парагенезисов, - являющихся потенциальными поставщиками алмазов и другого глубинного материала в кимберлиты. Иными словами, следует рассмотреть те параметры и процессы, анализ которых может помочь углубить понимание механизмов возникновения кимберлитов и причин их различной продуктивности.

Главный морфологический тип кимберлитовых проявлений Якутии, как и других провинций мира, - диатремы, которые обнаруживают большое разнообразие по размерам, морфологии, глубине заложения магматических очагов, внутреннему строению, особенностям состава заполняющих пород, содержанию и составу глубинного материала,

степени и характеру переработки кимберлитов постмагматическими процессами, содержанию, морфологии и физическим свойствам алмазов. Механизм образования кимберлитовых проявлений наиболее близок к вулканам центрального типа. Диатремы кимберлитов характеризуются, как правило, многофазным строением с распространением пород не менее двух фаз внедрения: первой гипабиссальной, представленной порфиоровыми кимберлитами, второй вулканической, представленной разнообразными кимберлитовыми брекчиями, и третьей эксплозивной, представленной туфобрекчиями и туфами. Важное значение имеет выявление различий между ними по составу минералов основной массы и индикаторных минералов (пирропа, хромшпинелидов, пикроильменита), глубинных ксенолитов и петрогенных оксидов (SiO_2 , TiO_2 , FeO , MgO , CaO , K_2O , Cr_2O_3). Актуальной составной частью научных исследований кимберлитовых пород является изучение парагенезисов их индикаторных минералов и ксенолитов мантийных пород, а также широкого спектра вторичных минералов, количество которых составляет порядка восьми десятков, что в итоге способствует решению ряда теоретических и практических вопросов.

Как отмечено выше, схема строения диатрем отвечает типичным вулканическим сооружениям маар-диатремового типа [4] и подтверждается фактическим материалом, полученным в результате изучения сложнопостроенных трубок Юбилейная, Краснопресненская, им. Одинцова [1 и др.], результатами изучения трубок Архангельской провинции [5 и др.], а также описывается многими исследователями в Австралии [6 и др.], в Южной Африке [7 и др.], Анголе [8, 9 и др.], Канаде [10 и др.], США [11 и др.], начиная с известной работы Д. Хотуорна по модели кимберлитовой трубки [12], обобщающих работ по кимберлитам Дж. Доусона [13], К. Клемента и Е. Скинера [14], Р. Митчелла [15, 16] и других. К главным особенностям кимберлитовых диатрем можно отнести: отсутствие больших объемов вытесненных пород; отсутствие плутонических комплексов; специфика петрографо-минералогических и петрогеохимических признаков (относительно других ультраосновных пород); преимущественно морковкообразная форма (форма перевернутого конуса); спектр вулканических образований, характеризующих трехфациальный разрез (кратер, диатрему и корневую гипабиссальную зону) и отличающихся между собой; насыщенность летучими при высокой доле CO_2 ; относительно низкотемпературный характер доминирующей части кимберлитовых минералов; присутствие слабо раскристаллизованных участков и другие признаки быстрого внедрения; наличие ксенолитов мантийных, коровых и вмещающих пород при наиболее угловатой форме последних; присутствие алмазов; примеры перехода диатрем в дайки; признаки взрывного генезиса; наличие дотрубочных, синтрубочных и посттрубочных даек; отсутствие термометаморфизма; широкие качественно-количественные вариации минерального состава между сообществами тел и отдельно взятыми проявлениями.

Необходимо учитывать и фактор разновозрастности кимберлитовых проявлений. Несмотря на широкий разброс значений абсолютного возраста, полученных с использованием различных методов, кимберлитовые поля можно объединить в четыре возрастных диапазона [17, 18, 19 и др.]: 1) S_1 - D_2 (420-380 млн. лет) – Чомурдахское, Западно-Укукитское, Восточно-Укукитское, Огонер-Юряхское; 2) D_2 - C_1 (380-340 млн. лет) – Мирнинское, Накынское, Алакит-Мархинское, Далдынское, Верхне-Мунское, Мерчимденское, Толуопское, отдельные тела Куойкского поля; 3) T_1 (245-240 млн. лет) – поля Анабарской группы – Куранахское, Биригиндинское, Лучаканское, Дюкенское, Ары-Мастахское, Старореченское (Нижнее-Куонамское) и Орто-Баргинское; 4) J_2 - K_1 (170-140 млн. лет) – Молодинское (Верхне-Молодинское) и Куойкское – на рисунке 1 они показаны различными знаками. По материалам сотрудников Института геологии алмаза и благородных металлов СО РАН Сибирского отделения Российской академии наук (г.

Якутск) Зайцева А.И. и коллег в Дюкенском и Ары-Мастахском полях, наряду с мезозойскими, присутствуют кимберлиты среднепалеозойского возраста. Представители позднедевонских, силурийско-раннедевонских, меловых и раннекайнозойских проявлений располагаются среди кимберлитовых тел иного возраста.

При описании кимберлитовых пород используется следующая терминология. Порфиновые кимберлиты (ПК) представляют собой породы массивной, участками брекчиевой или брекчиевидной текстуры, в которых гетерогенный обломочный материал сцементирован макрокристаллическим, редко микрокристаллическим кимберлитом, имеющим массивную текстуру, порфировую структуру. Последняя определяется вкрапленниками оливина или псевдоморфозами по ним, а основной массой служит микрозернистая или скрытокристаллическая серпентин-карбонатная смесь с микролитами оливина, монтичеллита, перовскита, флогопита, апатита, ильменита и магнетита при обычном присутствии аксессуарных вкрапленников пиропов, хромитов, пикроильменитов и пироксенов. В основу выделения структурных разновидностей этого типа кимберлитов положены особенности строения (форма, величина, содержание, характер распределения породообразующих вкрапленников) и количественные соотношения микролитов и серпентин-карбонатных образований в основной массе. Примечательно присутствие двух, иногда трех генераций оливина и флогопита, а в основной массе пород фиксируется варьирующее количество мелких (до пылевидных) выделений магнетита, кристалликов перовскита, апатита, вторичной слюды, кальцита и сульфидов. Для разделения породообразующих минералов-вкрапленников по стадиям (генерациям) кристаллизации используются размеры и морфологические особенности: собственно кимберлитовому этапу кристаллизации отвечают относительно мелкие (до 1-2 мм) кристаллы второй генерации с отчетливо выраженной кристаллографической огранкой, а первая (протокимберлитовая) генерация представлена обломочными выделениями крупнее отмеченных размеров.

Проявление брекчиевой текстуры и наличие заметного (более 7-10 объем.%) количества включений кимберлитов гиабиссальной фации, обломков пород рамы (чехла и фундамента) и макрокристов мантийных минералов служит признаком эруптивно-обломочных пород и является основанием для выделения эруптивных кимберлитовых брекчий (или кимберлитовых брекчий - КБ). Наличие в последних разноразмерных сферических, субсферических, часто неправильных по форме макро- или микровключений «кимберлит в кимберлите» - автолитов позволяет выделять группу автолитовых кимберлитовых брекчий (АКБ). Кроме автолитов, примечательны спорадически встречающиеся такситовые текстурные неоднородности в кимберлитах (атакситы и этакситы), которые, по мнению Б.М. Владимирова и соавторов [20], могли возникать в расплаве вследствие неравномерного распределения в нем воды. Следовательно, среди эруптивных кимберлитовых брекчий можно выделить три разновидности: автолитовую, атакситовую, этакситовую. По размеру обломков кимберлитовые брекчии разделяются на крупно-, средне- и мелкообломочные, а по характеру кимберлита-цемента – порфировая, кластопорфировая, автолитовая (или лавокластическая) и литокристаллокластическая (лавокристаллокластическая) структуры. Связующая масса в подавляющем большинстве случаев состоит из варьирующих количеств серпентина и карбоната в крупных зернах. Нередко, кроме серпентина и карбоната, в ней присутствуют те же минералы, что и в автолитовых образованиях, но в гораздо меньших количествах. Ксенолиты и глубинные включения располагаются в автолитах и вне их.

В целом, в большинстве кимберлитовых трубок Якутии, за исключением диатрем Верхне-Мунского поля, по имеющимся на сегодня геологическим данным, основную часть объема занимают КБ и АКБ при подчиненной доли ПК субвулканической фазы. В

промышленных месторождениях алмазов АКБ являются петрографическим типом, определяющим продуктивность объектов (трубки Мир, Интернациональная, Ботуобинская, Нюрбинская, Айхал, Юбилейная, Удачная и др.). Однако в целом ряде средне- и низкоалмазоносных трубок наблюдается обратная закономерность (трубки Заполярная, Комсомольская-Магнитная, Дальняя, Искорка и др.). По характеру взаимоотношений субвулканической (ПК) и вулканической (КБ и АКБ) фаз внедрения в пределах провинции можно выделить три группы трубок. К первой группе относятся кимберлитовые тела, где ПК сохранены в коренном залегании и образуют отдельные рудные столбы. Их объемные соотношения с КБ (АКБ) вулканической фазы варьируют от 1:1 (трубки Заполярная, Байтахская и др.); 1:2 (Дальняя, Сытыканская, Молодость и др.); 1:4 (Юбилейная, Ботуобинская, Удачная); 1:10 (Комсомольская, Геофизическая и др.). Ко второй группе относятся трубки, где ПК присутствуют в АКБ в виде многочисленных обломков и отдельных крупных (десятки метров) блоков, но уже не образуют рудных столбов (трубки Краснопресненская, Кылахская, Восток, Мир, Нюрбинская и др.). Объемные соотношения ПК и АКБ в этих телах от 1:30 до 1:100. Третья группа объединяет кимберлитовые тела, где ПК присутствуют в АКБ в виде многочисленных мелких обломков (трубки Долгожданная, Зарница, Заря, имени 325 лет Якутии, Мархинская, Маршрутная, Ленинградская, Якутская и др.). Коренные месторождения алмазов и высокоалмазоносные кимберлитовые тела входят в первую и вторую группы, низкоалмазоносные - являются сквозными для этих трех групп.

Кимберлитовые породы кратерной части встречены в трубках Юбилейная, Краснопресненская, имени М.М. Одинцова и охватывают целый спектр образований, включая представителей взрывно-обломочной, осадочно-вулканокластической, вулканогенно-осадочной и осадочно-кластической групп пород. Группа взрывно-обломочных пород представлена: а) туфами и туфобрекчиями, состоящими из кластического материала кимберлитов без существенных примесей, б) ксенотуфами и ксенотуфобрекчиями, содержащими примесь обломков чуждых пород разной размерности в количестве менее 50%. Туфобрекчии – брекчиевые кимберлитовые породы, образованные в результате уплотнения и цементации неотсортированного грубообломочного рыхлого угловатого или слабо окатанного вулканокластического материала, погруженного в более мелкозернистый кимберлитовый цемент туфового облика. Туфы образуются из твердых продуктов кимберлитовых извержений и фрагментов вмещающей среды, впоследствии уплотненных и цементированных. Породы разделяются по размеру доминирующих обломков: грубообломочные (агломератовые), крупнообломочные (псефитовые), среднеобломочные (псаммитовые), тонкообломочные (алевритовые), а по характеру обломков – литокластические (из обломков пород), кристаллокластические (из кристаллов и их обломков), встречающиеся крайне редко, и смешанные кристаллолитокластические, наиболее распространенные. В ряде случаев, при наблюдении резких контактов с другими породами, их правильнее назвать туффизитами – интрузивными туфами. Иногда интенсивная гидротермальная цементация придает породам облик кимберлитовых брекчий и на принадлежность к туфам могут указывать только слоистые текстуры и сапонит (монтмориллонит)-хлорит-гидрослюдистый (с переменными соотношениями) характер цемента. Примечательно, что сапонит является своеобразным «заменителем» серпентина в кимберлитовых породах кратерной части и может служить одним из индикаторов при фациальной диагностике.

Осадочно-вулканокластические породы (туффиты) распространены в кимберлитовых постройках весьма ограничено и условно могут быть выделены в отдельных образцах трубки Краснопресненская. Среди основных минеральных типов цемента отмечаются карбонатный, монтмориллонитовый, хлоритовый, хлорит-гидрослюдистый и др.

В группу вулканогенно-осадочных пород входят образования с содержанием осадочного материала более 50%, в которых кимберлитовый материал (40-20% и менее) присутствует в виде обломков брекчий, автолитов, зерен минералов-спутников алмаза и т.п.

Таблица 1.

Средний химический состав (мас.%) кимберлитовых полей Якутии.

№	Поля	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	п.п.п.	Сумма
1	Мирнинское	27.11	1.07	3.01	5.62		0.13	17.85	20.14	0.32	0.94	0.63	23.17	99.89
2	Накынское	29.21	0.46	3.99	5.51		0.13	23.07	14.12	0.01	1.11	0.47	22.16	100.21
3	Алакит-Мархинское	26.25	1.43	2.55	6.50	0.146	0.18	20.80	18.07	0.08	0.63	0.52	22.98	99.91
4	Далдынское	27.00	1.30	2.64	6.45		0.13	25.08	14.99	0.08	0.46	0.39	21.30	100.08
5	Мунское	26.50	1.51	2.76	7.94	0.144	0.11	26.73	12.38	0.16	0.74	0.81	20.17	99.96
6	Чомурдахское*	25.55	2.62	3.18	9.49	0.096	0.14	23.95	13.37	0.16	0.99	0.86	19.45	99.86
7	Западно-Укукитское*	26.55	3.72	4.04	11.31	0.087	0.18	21.28	13.14	0.13	1.53	0.96	16.94	99.87
8	Восточно-Укукитское**	34.04	3.32	3.52	15.57	0.100	0.12	23.83	5.95	0.09	1.34	0.54	11.36	99.78
9	Огонер-Юряхское*	28.04	3.90	4.46	9.68	0.136	0.16	21.75	11.77	0.09	2.12	0.68	17.40	100.18
10	Мерчимденское*	24.98	2.87	3.44	8.52	0.106	0.13	19.57	16.28	0.17	1.63	0.74	21.12	99.56
11	Молодинское*	21.12	2.42	2.63	8.96	0.105	0.24	16.16	22.51	0.22	0.98	1.12	23.39	99.86
12	Толуопское	29.35	2.48	4.89	9.50		0.19	13.09	18.41	0.98	1.65	0.49	19.48	100.51
13	Куойское*	30.11	1.44	2.00	8.56	0.131	0.17	27.09	10.54	0.15	0.66	0.41	18.69	99.95
14	Куранахское*	29.66	2.12	3.58	10.01	0.178	0.18	24.37	10.54	0.11	1.49	0.95	16.61	99.80
15	Биригиндинское	22.74	1.53	4.23	10.55		0.18	8.54	25.82	0.03	1.70	1.45	23.18	99.95
16	Лучаканское	36.30	2.75	5.69	10.85		0.16	20.18	11.13	0.12	1.67	0.49	10.96	100.30
17	Дюкенское	25.97	2.98	3.43	12.17		0.17	23.78	14.91	0.01	1.36	1.01	14.66	100.45
18	Ары-Мастахское	26.47	3.48	4.27	13.10		0.17	17.42	16.04	0.01	1.04	1.07	17.02	100.09
19	Старореченское*	26.51	2.94	4.39	11.20	0.105	0.19	18.39	16.23	0.21	1.17	0.72	17.88	99.93

Примечание. Использованы опубликованные данные из работ: * Илупин И.П., Ваганов В.И., Прокопчук Б.И. Кимберлиты Справочник // М., Недра, 1990, 248 с. **Ковальский В.В., Никишов К.Н., Егоров О.С. Кимберлитовые и карбонатитовые образования восточного и юго-восточного склонов Анабарской антеклизы. //М., Наука, 1969, 288 с.

К осадочно-кластическим образованиям следует относить синхронные внедрению кимберлитов и несинхронные фазам внедрения образования, сформировавшиеся преимущественно после предыдущих групп. Большинство из них выделяют под названием «эпикластические отложения», которые включают спектр осадочных образований с содержанием кимберлитового материала менее 1-2%, гетеролитовые брекчии с содержанием кимберлитового материала менее 1-2%, состоящие из обломков пород геологического разреза района. В зарубежных классификациях они зачастую объединяются с предыдущей группой и выделяются как переотложенные образования – *resedimented volcanoclastic deposits*, сформированные в результате отложения в воде, камнепадов, оползней, лавин, зерновых потоков и вязких массовых потоков. К характерным особенностям кратерных сооружений относится широкое развитие отложений временных потоков, что выражается в формировании осадочных разрезов с повторяющейся мини- и микрослоистостью, которая подчеркивается распределением

псефитового материала или аргиллитовыми прослойками. Естественно, весьма важно выявление в кратерах аллювиальных отложений с гравийно-галечным материалом, которые, как правило, обладают наиболее сильными россыпеобразующими свойствами и в связи с этим обогащены индикаторными минералами кимберлитов (ИМК).

Таблица 2.

Среднее содержание редкоземельных элементов (ppm) в кимберлитовых трубках Якутии.

№	Трубки	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Tm	Yb	Lu	Сумма
1	Мир	71.0	120.0	43.1	6.71	1.80	4.50	0.58	0.13	0.67	0.09	248.53
2	Спутник	154.1	264.1	95.3	15.54	3.80	9.40	1.18		1.15	0.14	544.82
3	Интернациональная	99.7	163.3	60.3	8.83	2.22	5.90	0.68		0.71	0.08	341.75
4	им. XXIII съезда	127.0	194.0	67.0	11.00	2.82	6.90	0.91		0.89	0.10	410.62
5	Гаежная	224.1	319.6	89.0	12.98	3.03	7.40	0.99	0.18	0.91	0.15	658.35
6	Амакинская	46.0	74.0	24.0	4.10	1.11	2.80	0.42		0.54	0.05	153.02
7	Ботуобинская	32.6	62.0	29.8	6.95	1.78	5.35	0.82		1.39	0.18	140.87
8	Маркока	65.0	104.0	35.0	4.70	1.05	2.50	0.33		0.38	0.05	213.00
9	Айхал	125.0	203.3	73.0	10.53	2.46	5.63	0.77		0.82	0.10	421.54
10	Комсомольская	36.0	61.0	24.0	4.11	0.95	2.40	0.34		0.43	0.06	129.28
11	Краснопресненская	83.0	150.0	48.5	7.32	1.70	4.01	0.55		0.62	0.08	275.41
12	Молодость	110.0	175.0	61.0	8.20	2.11	4.70	0.65		0.69	0.08	362.43
13	Сытыканская	46.8	73.3	26.0	4.00	1.00	2.33	0.35		0.41	0.05	154.13
14	Радиоволновая	76.0	123.0	39.0	5.90	1.53	3.90	0.50		0.55	0.06	250.44
15	Файнштейновская	103.0	168.0	62.0	9.20	2.01	6.50	0.76		0.82	0.09	352.38
16	Юбилейная	60.1	91.6	30.3	4.86	1.14	2.57	0.38	0.03	0.39	0.05	191.44
17	Удачная	48.2	81.9	28.8	4.31	1.07	2.70	0.37	0.08	0.48	0.07	167.91
18	Зарница	77.0	123.8	48.2	7.06	1.70	4.00	0.56		0.68	0.08	263.09
19	Долгожданная	45.0	68.0	25.0	3.58	0.85	2.30	0.35		0.50	0.06	145.64
20	Иреляхская	84.0	132.0	46.0	6.45	1.68	4.30	0.51		0.58	0.07	275.59
21	Дальняя	76.0	126.0	48.0	7.30	1.68	4.00	0.48		0.51	0.07	264.03
22	Ленинградская	48.0	72.0	28.0	4.47	1.04	2.70	0.40		0.65	0.09	157.34
23	Украинская	54.0	80.0	30.0	4.58	0.82	2.50	0.37		0.49	0.06	172.82
24	Якутская	40.5	69.0	25.4	3.90	0.96	2.55	0.34		0.49	0.06	143.15
25	Чомур	140.0	245.0	105.0	18.90	4.84	11.10	1.51		1.74	0.20	528.29
26	Снежинка	97.0	146.0	50.0	7.30	1.70	3.60	0.50		0.53	0.08	306.71
27	Мало-Куонамская	118.0	205.0	75.0	12.00	2.62	5.50	0.80		0.71	0.08	419.71
28	Ивушка	76.0	140.0	58.0	9.80	2.20	5.50	0.79		1.05	0.14	293.47
29	Русловая	37.0	63.0	24.0	3.60	0.89	1.70	0.27		0.34	0.04	130.84
30	Обнаженная	145.5	224.0	77.0	11.85	2.99	6.90	0.92		0.93	0.10	470.19

Примечание. Анализы выполнены в Аналитическом центре ОИГТМ СО РАН, г. Новосибирск.

Анализируя распределение отмеченного спектра кимберлитовых пород в объеме слабо эродированных диатрем Алакит-Мархинского поля можно констатировать, что пирокластические кимберлитовые туфы и туфобрекчии слагают верхние части кратеров, образуя тела мощностью от 30-35 м (трубка Одинцова) до 230-250 м (трубка Юбилейная). В последнем случае толща пирокластических образований была нарушена более поздней фазой внедрения автолитовой кимберлитовой брекчии. В кратерной части трубки

Краснопресненская мощность туфобрекчии достигает 50 м, а залегающего выше эпикластического туфогенного материала в виде прослоев и линз в терригенных породах тегерюкской свиты нижнего карбона (кратерно-озерных осадков) - 10-57 м. Предполагаемая общая мощность кратерных отложений в центральной части трубки достигает 100-110 м.

Наряду с кимберлитами в ряде полей северной части провинции (Биригиндинское и др.) присутствуют трубки и штоки монтичеллитовых альнеитов, в том числе и крупнейший на Сибирской платформе шток Икс (350-800x1500 м), а также тела мелилитовых альнеитов и щелочных пикритов.

Геохимические свойства кимберлитовых пород.

Анализ петрогеохимических свойств кимберлитовых и конвергентных им пород позволяет констатировать заметные вариации в содержании петрогенных и примесных элементов, которые определяются как эндогенными, так и экзогенными факторами. Петрогеохимические исследования позволяют конкретизировать диагностику пород и определить их специфику в рамках полей, групп и отдельно взятых тел. В целом, по химическому составу породы всех полей как южной, так и северной частей провинции отвечают ультраосновным породам, характеризующимся примерно равным количеством SiO_2 и MgO , высоким содержанием магния и повышенными отношениями магния к железу. Эта тенденция сохраняется как в наименее измененных и выветрелых породах, так и в интенсивно карбонатизированных кимберлитах и пикритах. В последних, а также в карбонатитах Орто-Баргинского поля фиксируются пониженные (по сравнению с кларками для ультраосновных пород) концентрации Si, Fe, Mg, Cr, Ni при повышении доли Ti, Al, K, P, Sr, Zr, Nb, Ta и других элементов, свойственных щелочным породам. Собственно кимберлитовые породы отличаются, наряду с наиболее высокими содержаниями Mg, Cr и Ni, наибольшими значениями отношений Mg/Fe и Ni/Co. Кимберлиты Якутии и в первую очередь промышленно алмазоносных тел по соотношению оксидов калия и титана (рис. 2, 3), алюминия и кальция, а также по соотношению циркония и ниобия, ниобия и лантана, церия и стронция отвечают кимберлитам группы I Южной Африки. При этом в ряде тел отдельных северных полей (Лучаканское, Огонер-Юряхское) наблюдаются повышенные (более 3 мас. %) содержания TiO_2 (таблица 1). Кроме того, средние составы отдельных трубок (Дачная, Спутник), отличающиеся низкой концентрацией оксида титана, с увеличением доли K_2O попадают в поле оранжитов. Обособляются также по химизму кимберлиты трубок Накынского поля, в которых, как и в трубках Айхал и Коллективная (Алакит-Мархинское поле), Горняцкая (Далдынское поле), отмечается весьма низкое – менее 0,5 мас.% - содержание TiO_2 . Анализ соотношений глинозема и оксида кальция показывает наиболее выдержанные составы кимберлитов Верхне-Мунского поля. В других полях с промышленной алмазоносностью во многих трубках наблюдается обогащение CaO, что выражено и в высоком среднем содержании извести в кимберлитах Мирнинского и Алакит-Мархинского полей (см. табл. 1), а в полях Анабарской группы – Al_2O_3 (Ары-Мастахское и Дюкенское поля) или обоих оксидов одновременно (Биригиндинское и Лучаканское поля). В целом кимберлиты полей анабарской группы относительно таковых с экономической значимой продуктивностью отличаются более высокими концентрациями TiO_2 , K_2O , FeO и, часто, P_2O_5 .

Сравнивая промышленно алмазоносные кимберлиты южной части Якутской провинции (Мирнинское, Накынное, Алакит-Мархинское, Далдынское и Верхне-Мунское кимберлитовые поля) со слабо алмазоносными и неалмазоносными проявлениями северной части (все поля севернее Мунского) по распределению элементов-примесей можно констатировать более высокие содержания Ni, Cr, Li и Pt в первых, Co,

Mn, V, Ti, Sc, Be, Ga, Ba, Sr, Zr, Nb, Ta, REE, Zn и Sn во вторых при примерно равных количествах Rb, Pb, Mo, Th и U. Следует также отметить, что большинство из перечисленных элементов, за исключением Ni, Co, Cr, Mn и Pt, накапливаются в кимберлитах в концентрациях, во много раз превышающих кларковые для ультраосновных пород.

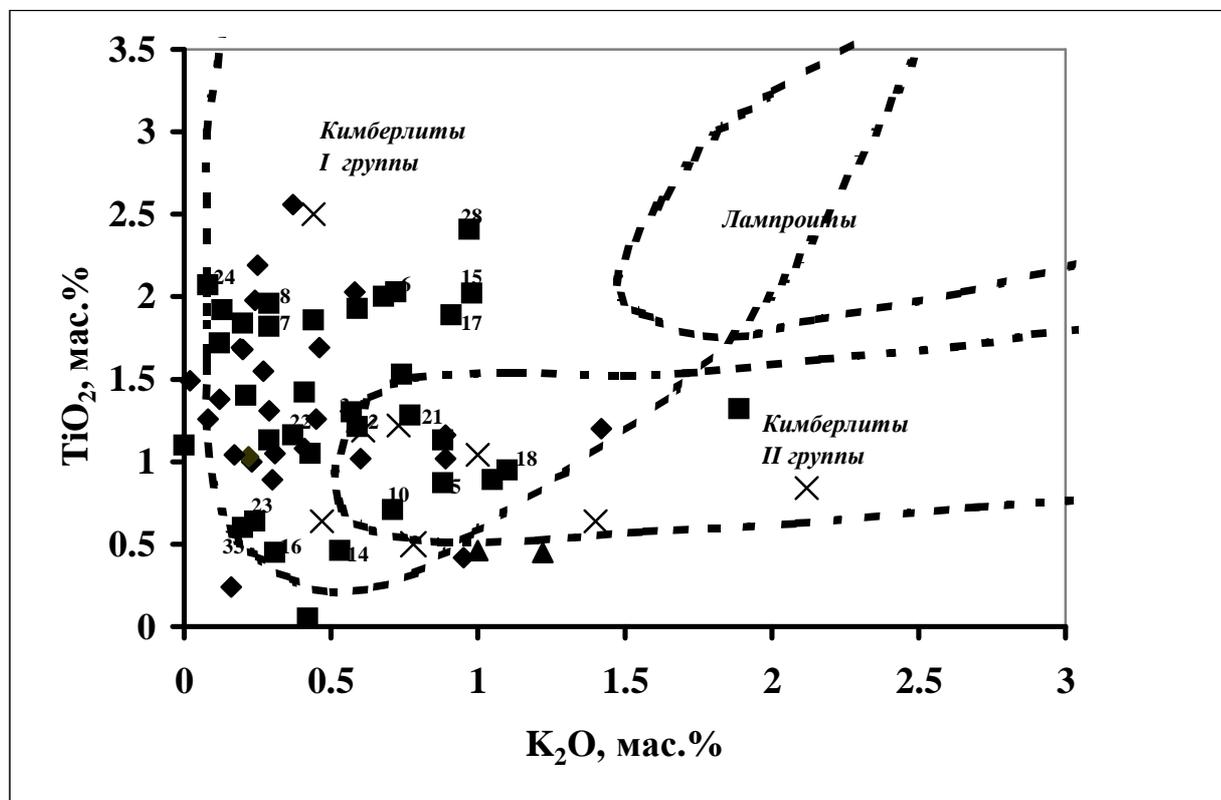


Рис. 2. Диаграмма соотношений K_2O и TiO_2 (мас.%) в кимберлитах южной части Якутской кимберлитовой провинции.

1 - Мирнинское поле (трубки: 1- Интернациональная, 2- Мир, 3- Дачная, 4- им. XXIII съезда КПСС, 5- Таежная, 6- Амакинская, 7- аномалия А-21, 8- Спутник); 2 - Накынское поле (трубки: 9- Нюрбинская, 10- Ботуобинская), 3 - Алакит-Мархинское поле (трубки: 1- Комсомольская, 2- Юбилейная, 3- Айхал, 4- Дружба, 5- Искорка, 6- Кисмет, 7- Коллективная. 8- Маркока, 9- Начальная, 10- Нева, 11- НИИГА, 12- Одинцова, 13- Октябрьская, 14- Олимпийская, 15- Отгорженец, 16- Победа, 17- Подтрапповая, 18- Геофизическая, 19- Смежная, 20- Сувенир, 21- Светлая, 22- Талисман, 23-Веселая, 24- Юность, 25- Заря), 4 - Далдынское поле (трубки: 1- Долгожданная, 2- Зарница, 3- Ирелянская, 4- Удачная-восточная, 5- Удачная-западная, 6- Фестивальная, 7- Аэромагнитная, 8- Аэросъемочная, 9- Академическая, 10- Дайковая, 11- Электра, 12- Эврика, 13- Горняцкая, 14- Иксовая, 15- Ильменитовая, 16- Летняя, 17- Любимая, 18- Мастахская, 19- Малютка, 20- Невидимка, 21- Нюрбинская, 22- Осенняя, 23- Овал, 24- Полярная, 25- Полуночная, 26- Рот-Фронт, 27- Саратовская, 28- Сибирская, 29-Соседняя, 30- Студенческая, 31- Угадайка, 32-Украинская, 33-Веснушка, 34- Волжанка, 35-Зимняя). Границы составов основных типов магматических алмазоносных пород по Mitchell, 1995, Smith et al., 1985.

Подтверждается правомочность выделения трех петрогеохимических групп кимберлитов Якутии, предложенных ранее в процессе совместных с сотрудниками ИГЕМ РАН исследований [21], различающихся по содержанию титана, а также ряду HFSE и LILE: низко титанистые кимберлиты ($TiO_2 < 1$ мас.%, Zr 44–77 ppm, Ce 21–70 ppm) развитые в Накынском поле, а также представленные в трубках Надежная (Чомурдахское поле) и Русловая (Куойское поле), умеренно титанистые кимберлиты ($TiO_2 1.0–2.5$ мас. %, Zr 50–280 ppm, Ce 58–240 ppm), широко представленные в южных полях провинции

(Мирнинское, Алакит-Мархинское, Далдынское, Верхне-Мунское), но также и в некоторых трубках северных полей (Дама, Дьянга, Мгришница и др.); высоко титанистые ($\text{TiO}_2 > 2.5$ мас. %, Zr 125–690 ppm, Ce 100–284 ppm) разности фиксируются только в ряде северных кимберлитовых полей провинции. Экспериментально доказано, что с ростом температуры силикатные расплавы обогащаются титаном и цирконием. С учетом этой

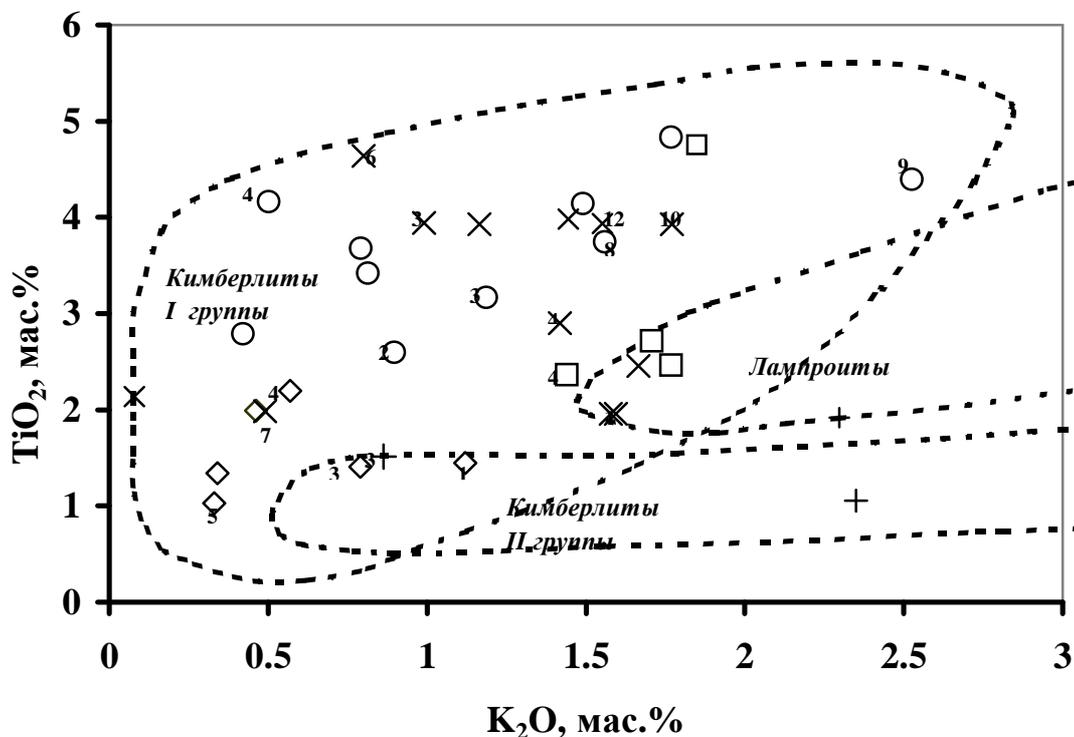


Рис. 3. Диаграмма соотношений K_2O и TiO_2 (мас.%) в кимберлитах северной части Якутской кимберлитовой провинции.

1 – Верхнемунское поле (трубки: 1 - Деймос, 2 - Заполярная, 3 - Поисковая, 4 - Новинка, 5 - Комсомольская-Магнитная); 2 – Дюкенское поле (аномалии: 1 – 67/63, 2 - 12/63, 3 - 32/89, 4 - 33/89, 5 – 37/63, 6 – 41/63, 7 – 44/89, 8 - 51/89, 9 – 52/89-2, 10 – 52/89-1, 11 – 55/89, 12 – 114/63), 3 – Ары-Мастахское поле (аномалии: 1 – 1/98, 2 - 12/89, 3 - 10/98, 4 - 11/98, 5 – 103/91, 6 – 104/91, 7 – 106/91, 8 - 109/91, 9 – 194/63, 10 – 72/63, 11 – 85/89, 12 – 98/91); 4 – Лучаканское поле (1 – 124, 2 – 106, 3 – 101, 4 – 103), 5 – Биригиндинское поле (1 – 95/65, 2 – 96/65, 3 – 98/65). Границы составов основных типов магматических алмазоносных пород по Mitchell, 1995, Smith et al., 1985.

закономерности можно допустить, что, по-видимому, низкотитанистые кимберлиты Накынского поля, характеризующиеся низкими концентрациями титана и циркония, церия, ниобия и легких редкоземельных элементов, формировались при несколько пониженных температурах по сравнению с кимберлитами других полей провинции. Следует отметить, что в большинстве кимберлитовых трубок северной части провинции отмечается более высокое (более 300 ppm) суммарное содержание редкоземельных элементов (табл. 2), тогда как в южных полях этот показатель заметно варьирует: в кимберлитовых брекчиях трубок Мир, Ботуобинская, Комсомольская, Сытыканская, Юбилейная, большинства трубок Далдынского поля концентрация РЗЭ обычно меньше отмеченного уровня, а в трубках Спутник, Интернациональная, имени 23 съезда КПСС, Таежная, Айхал, Краснопресненская, Молодость и Файнштейновская – выше. Определяющий вклад в эти концентрации вносят La, Ce, в меньшей мере Nd. Весьма высокий размах содержаний как между трубок, так и в отдельно взятых трубках обнаруживают сидерофильные и литофильные элементы, в радиоактивным свойственны

наиболее выдержанные распределения в кимберлитах отдельных тел и, как следствие, различие трубок по этому показателю.

Особенности состава мантийных ксенолитов.

Обычным составным компонентом в большинстве кимберлитовых трубок являются ксенолиты мантийных пород. Их петрографический спектр довольно широк и включает группы [13]: 1) перидотит-пироксенитовые породы, 2) эклогиты и гроспидиты, 3) метасоматизированные перидотиты, обогащенные амфиболом и (или) слюдой, 4) глиммериты и “мариды” (слюда + амфибол + рутил + ильменит + диопсид), 5) прочие ксенолиты. Большой популярностью пользуется классификация глубинных включений, основанная на схеме фаций и субфаций верхней мантии и состава пород, а также учитывающая представления Н.В.Соболева [22] о типоморфных свойствах гранатов, находящихся в ассоциации с одним или двумя пироксенами: гарцбургит-дуниты, лерцолиты, верлиты, вебстериты и безоливиновые клинопироксен-гранатовые ассоциации - эклогиты, отождествляемые с базальтовыми системами. З.В.Специус и В.П.Серенко [23] при характеристике ксенолитов глубинных пород из ряда кимберлитовых диатрем Якутии выделяют перидотитовые и пироксенитовые серии и серии эклогитов и эклогитоподобных пород.

Форма ксенолитов, как правило, округлая, реже угловато-округлая. Поверхность гладкая. Размеры обычно колеблются от долей сантиметра до первых сантиметров. Очень редко превышают 0,3-0,5 м в диаметре. Контакты ксенолитов с вмещающими их кимберлитовыми породами резкие. Необходимо отметить существование двух точек зрения на вероятность их попадания в кимберлиты: 1) в качестве захваченных фрагментов мантийного вещества, 2) в качестве кумулатов (гломеропорфировых сростков). Не вдаваясь в анализ доминирования причин той или иной точки зрения, следует указать на весьма важную роль ксенолитов глубинных пород в познании процессов магмообразования, кимберлитобразования и алмазообразования. Ксенолиты распределены в кимберлитовых телах как по размерам, так и по количеству крайне неравномерно.

Данные анализа множества разнообразных по составу ксенолитов из трубок Мир, Удачная, Сытыканская и Обнаженная [23] свидетельствуют о преобладании ультраосновных и основных парагенезисов с гранатом, независимо от степени алмазоносности пород. При этом, в трех первых отмеченных трубках зафиксирован весьма широкий спектр петрографо-минералогических разновидностей ксенолитов, а в трубке Обнаженная они представлены преимущественно лерцолитами, пироксенитами и эклогитами. В трубке Мир отмечены гранатовые и шпинелевые перидотиты и пироксениты, дуниты, разнообразные эклогиты, в том числе алмазоносные, метасоматизированные ультрамафиты с ильменитом и флогопитом, глиммериты и некоторые другие типы глубинных пород при преобладании среди них гранатовых перидотитов и пироксенитов. Трубка Удачная обособляется по широкому распространению катаклазированных перидотитов, а Сытыканская - по частой встречаемости (около 15%) ильменитовых разновидностей. В целом, алмазоносным кимберлитовым трубкам взрыва Малоботуобинского и Далдыно-Алакитского районов свойственно повышенное количество глубинных включений. Здесь следует оговориться, что сказанное не является закономерностью, а намечающейся тенденцией: например, в Мирнинском кимберлитовом поле, наряду с богатыми по количеству ксенолитов глубинных пород трубками (Мир, Интернациональная), встречаются тела с очень низким (трубка Спутник) количеством нодулей, либо с почти полным отсутствием последних (трубка Амакинская).

Кимберлитовым телам Верхне-Мунского поля также свойственны количественные вариации мантийных нодулей – здесь присутствуют трубки как с довольно высоким содержанием ксенолитов глубинных пород (трубки Заполярная, Новинка, Зимняя и Комсомольская), так и тела, в которых включения глубинных пород пока не обнаружены. Большинству кимберлитовых трубок Нижне-Оленекского алмазоносного района свойственно низкое количество включений глубинных пород, но здесь же отмечен ряд тел (трубки Обнаженная, Русловая и Слюдянка) с довольно высокой частотой встречаемости глубинных нодулей. Кимберлитовые трубки Средне-Оленекского района отличаются более высоким качественно-количественным спектром глубинных включений, а в трубках Дружба и Чомур отмечается повышенное количество ильменитовых гипербазитов. Весьма редки ксенолиты в кимберлитовых диатремах Куонамского и Приленского районов, хотя в первом из них в ряде тел (трубки Университетская, им. Комарова и Куранахская) нодули глубинных пород встречаются более часто. Они представлены обычно серпентинизированными оливинитами и перидотитами, а в трубке Джо-северная встречены серпентин-флогопитовые и ильменит-флогопитовые породы [24], что является особенностью кимберлитов Куонамского района.

Анализ данных по химическому составу глубинных включений показывает, что среди изученных образцов [20] преобладают магнезиальные гипербазиты (дуниты, гарцбургиты, лерцолиты, ортопироксениты, клинопироксениты и вебстериты) при подчиненной доле их магнезиально-железистых разновидностей - ильменитовых и гранат-ильменитовых лерцолитов и пироксенитов. По соотношению петрогенных оксидов MgO, CaO и FeO анализируемые ксенолиты варьируют в пределах составов дунит-гарцбургитовой (магнезиальные гипербазиты), дунит-верлит-пироксеновой и оливинит-верлитовой (магнезиально-железистые гипербазиты) формаций. З.В.Специусом и В.П.Серенко [23] показано, что рассчитанный средний химический состав мантии в Малоботуобинском и Далдыно-Алаkitском районах по содержанию основных породообразующих оксидов соответствует гарцбургит-лерцолитам, а в Нижне-Оленекском - верлитам. Глубинные ксенолиты трубок Мир и Сытыканская обогащены титаном (его концентратором являются ильменитовые разновидности перидотитов и пироксенитов), трубок Сытыканская и Обнаженная – щелочами, источниками которых являются разновидности с флогопитом и амфиболом, трубки Мир - хромом.

Таким образом, в кимберлитовых трубках присутствуют фрагменты различных ультраосновных и основных мантийных образований, качественно-количественный спектр которых, наряду с некоторыми «сквозными» разновидностями, может заметно различаться даже в пределах одного района, что видно из составов ряда близко расположенных диатрем. Это с одной стороны отражает слоистый характер мантии, вариации между полями и трубками - линзовидность и латеральную изменчивость, а с другой – охват очагами кимберлитообразования различных уровней мантии.

Индикаторные минералы кимберлитов

Гораздо больше в кимберлитах качественно-количественный спектр глубинных минералов, значительная часть которых представляет продукты дезинтеграции мантийных нодулей. В основе сравнительного анализа глубинной минералогии кимберлитов используются характерные признаки (содержание и размер, целостность и трещиноватость, цвет, характер поверхности, а также различные ее физико-химические изменения, внутреннее строение и некоторые другие) гранатов пиропового ряда, хромшпинелидов, пикроильменитов и, в меньшей степени, хромдиопсидов и оливинов. Наиболее показательным является распределение в трубках пироба и пикроильменита, что позволяет сравнивать между собой отдельные трубки (или блоки внутри сложных трубок). Содержания их в кимберлитах варьируют в весьма широких пределах - от единичных

знаков до 0,8-1,0% для пироба и до 3,5% для ильменита. Другие глубинные минералы - оливин (реликты свежего оливина), хромшпинелиды, хромдиопсид - в заметных количествах в тяжелой фракции встречаются реже. По суммарному содержанию (масс. %) пироба и пикроильменита кимберлиты условно разделены на 4 группы: I группа > 1 (Мир, Зарница, Дальняя, Комсомольская, Сытыканская и др.); II - от 0.5 до 1 (Юбилейная, Олимпийская, Кылахская и др.); III - от 0,1 до 0,5 (Дачная, Интернациональная, Ботуобинская, Нюрбинская, Краснопресненская, Удачная, Заполярная и др.); IV - менее 0,1 (Айхал, Спутник, имени Одинцова, Радиоволновая, Поисковая и др.), а по соотношению этих двух минералов - на две группы: 1) с преобладанием пироба над пикроильменитом - Интернациональная, Спутник, Айхал, Краснопресненская, Удачная-западная, Заполярная и др.; 2) с обратным соотношением этих минералов - Мир, Дачная, Комсомольская, Удачная-восточная и др. [1]. В первой группе заметно выделяются Айхал, Интернациональная, Заполярная, а во второй - Комсомольская и Искорка. Отдельно следует отметить трубки с крайне низким содержанием пикроильменита (Ботуобинская, Нюрбинская) при увеличении доли хромшпинелидов.

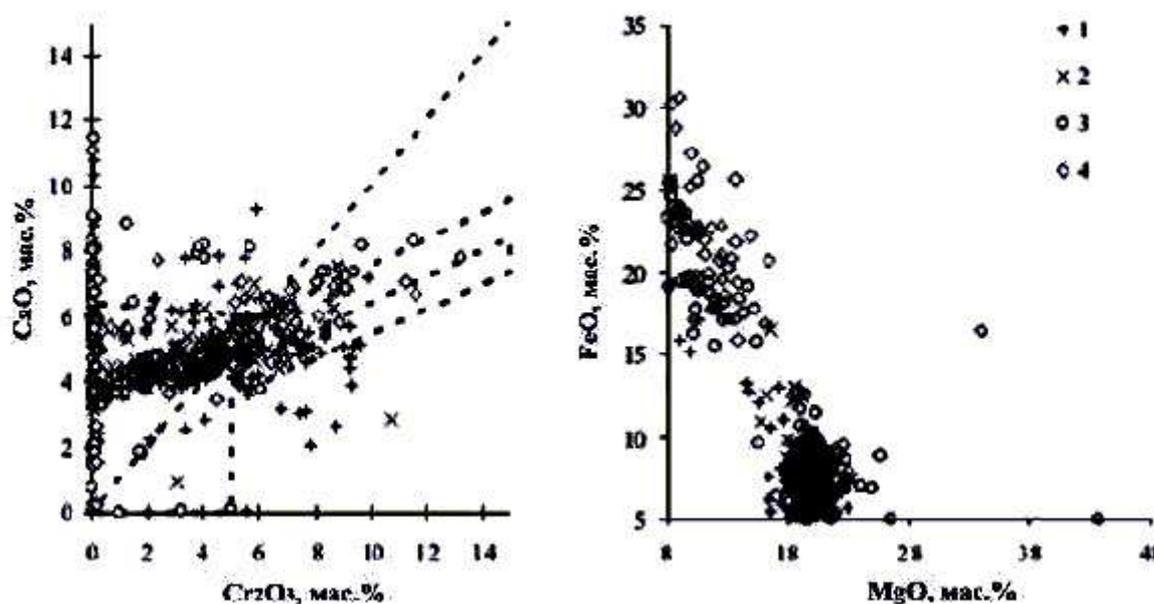


Рис. 4. Диаграммы химического состава гранатов из кимберлитов Мирнинского и Накынского полей.

1 – Интернациональная, 2 – Мир, 3 – Ботуобинская, 4 – Нюрбинская.

Концентрация индикаторных минералов (наряду со свойствами алмаза), их соотношения и некоторые другие особенности в кимберлитах Якутии имеют тенденцию к закономерному изменению в направлении от центральных алмазоносных районов к северным. В пределах Якутской кимберлитовой провинции можно выделить две области или субпровинции: южную - Вилюйскую (Мирнинское, Накынное, Алаakit-Мархинское, Далдынское и Мунское кимберлитовые поля) и северную - Анабар-Оленекскую (остальные кимберлитовые поля – см. рис. 1), тела которых, наряду с отличиями по алмазам и другими признаками, различаются по содержанию индикаторных минералов.

По данным работы [25] в Мирнинском кимберлитовом поле выделяются три группы кимберлитовых тел, резко различающихся по типоморфным особенностям алмазов, связанные, вероятно, с тремя разделенными во времени фазами кимберлитового магматизма (I – жила А-21, II – трубки Таежная и Амакинская и III – трубки Мир,

Интернациональная, имени XXIII съезда КПСС, Дачная и Спутник). Для первой (наиболее ранней) группы характерно низкое содержание октаэдров с преобладанием индивидов ромбододекаэдрического габитуса. Во второй группе отмечается примерно равное соотношение кристаллов октаэдрического и ромбододекаэдрического габитусов при сравнительно низком (первые проценты) содержании типичных округлых алмазов и превалярованием алмазов с сине-голубой фотолюминесценцией. Третья, наиболее высокопродуктивная группа кимберлитовых тел, характеризуется резким преобладанием груболаминарных кристаллов октаэдрического и переходного от него к ромбододекаэдрическому габитусов при низком (менее 10%) содержании индивидов ромбододекаэдрического габитуса, среди которых практически отсутствуют типичные округлые алмазы. В целом в Мирнинском поле кимберлиты отличаются резким преобладанием бесцветных октаэдров с повышенным содержанием примесного азота в форме А-центра и заметных содержаниях двойников при низком содержании сростков. Это свидетельствует о сравнительно невысоких температурах образования и повышенном пресыщении, что проявляется в высоком содержании индивидов с полицентрически растущими гранями и двойников.

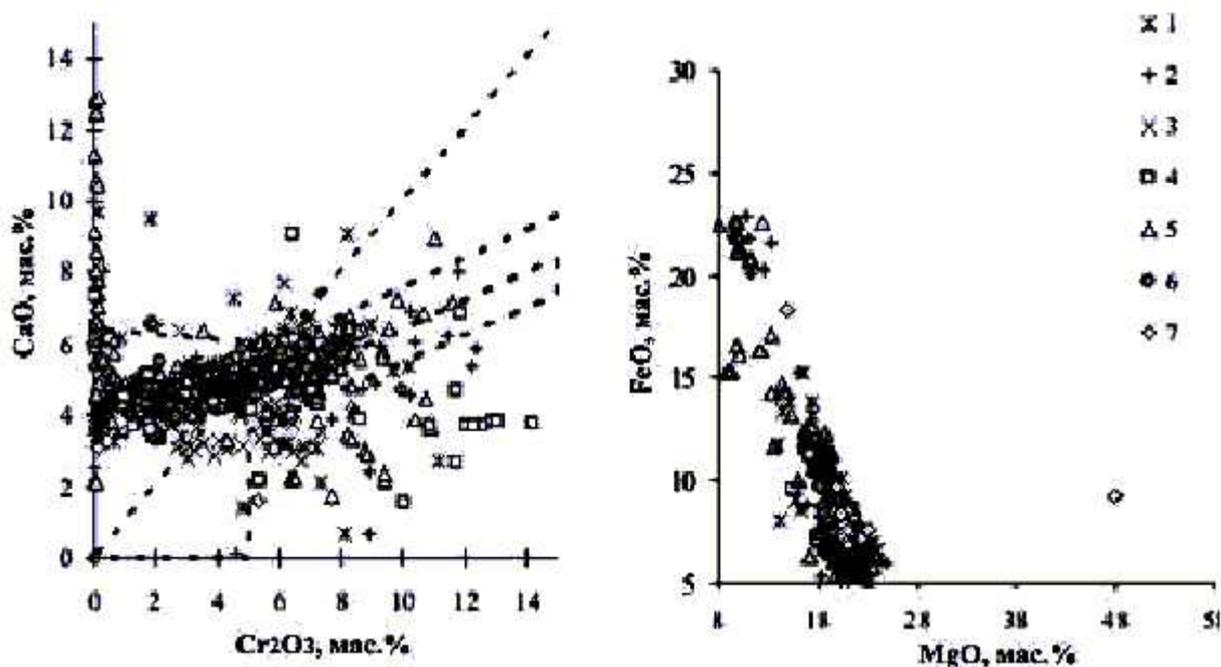


Рис.5. Диаграммы химического состава гранатов из кимберлитов Алакит-Мархинского и Далдынского полей.

1 – Айхал, 2 – Юбилейная, 3 – Комсомольская, 4 – Удачная, 5 – Зарница, 6 – Долгожданная, 7 – Фестивальная.

Характерными особенностями алмазов Накынского кимберлитового поля являются преобладание кристаллов октаэдрического и переходного от октаэдрического к ромбододекаэдрическому габитусов I разновидности по Ю.Л. Орлову при сравнительно высоком содержании бесформенных осколков (особенно, в мелких классах крупности) и практическом отсутствии типичных округлых алмазов. Доминирующим бесцветным кристаллам октаэдрического габитуса свойственно повышенное содержание примесного азота в форме А-центра и низкое содержание В1 и В2 дефектов, что свидетельствует о сравнительно невысокой температуре образования и низкой степени пресыщения, отжига и пластической деформации. Среди них установлено повышенное содержание включений

эклогитовой ассоциации. Типоморфной особенностью алмазов является высокое содержание окрашенных алмазов с оболочкой IV разновидности по Ю.Л. Орлову, предположительно эклогитового генезиса.

Для алмазов из кимберлитовых тел Далдыно-Алакитского района присуще преобладание кристаллов ромбододекаэдрического габитуса при переменных (в зависимости от степени продуктивности) содержаниях типичных округлых алмазов I разновидности по Ю.Л. Орлову. Для них характерны повышенная агрегация азотных центров при значительной концентрации V_2 и $V_2(P)$ - центров, свидетельствующих о максимальных температурах образования по сравнению с другими районами, что приводило к отжигу и пластической деформации кристаллов. Генезис подавляющего большинства алмазов – ультраосновной, а для алмазов трубок Айхал и Юбилейная характерны повышенные содержания кристаллов с оболочкой, предположительно эклогитового генезиса. Содержание поликристаллических сростков алмазов VIII разновидности является максимальным среди эксплуатируемых коренных месторождений.

Алмазы кимберлитов Верхне-Мунского поля аналогичны таковым из кимберлитовых тел с полупромышленной алмазоносностью Далдыно-Алакитского района и характеризуются преобладанием кристаллов ромбододекаэдрического габитуса при высоком содержании типичных округлых алмазов, являющихся неблагоприятным фактором алмазоносности [25]. Это свидетельствует о значительном растворении и последующем травлении алмазов в процессе подъема кимберлитовой магмы и при автотематоморфизме кимберлитов. В трубке Малокуонапская (Куранахское поле) преобладают ламинарные кристаллы октаэдрического, ромбододекаэдрического и переходного между ними габитусов при существенной доли примесного азота в форме А-центра. Следовательно, высокоазотными являются как алмазы из кимберлитовых тел Малоботуобинского и Среднемархинского алмазоносных районов Вилуйской области, так и Анабаро-Оленекской области.

Для кимберлитов Вилуйской области характерно повышенное содержание пирропа, пикроильменита и хромшпинелида. По количеству минералов глубинных парагенезисов преобладают породы I и II групп, хотя довольно часто встречаются кимберлиты III и IV групп. Здесь содержание пирропа повышено по отношению к другим индикаторным минералам; повышена также доля высокохромистых разновидностей пирропа и хромшпинелида, особенно в трубках с экономически значимой продуктивностью.

Кимберлиты Анабаро-Оленекской области характеризуются в основном низким содержанием минералов-спутников алмаза, хотя есть трубки с их повышенным количеством (Обнаженная, Русловая, Дьянга). В подавляющем большинстве трубок и даек пикроильменит преобладает над пирропом.

Одна из характерных особенностей трубок (блоков) - размер вкрапленников глубинных минералов. По данным И.П. Илупина [26] крупные желваки ильменита и граната далеко не всегда приурочены к тем трубкам, где данного минерала много. Так, в наиболее богатых гранатом (около 0,9% по массе) трубках Загадочная и Снегопадная Далдынского поля гранат мелкий, в основном менее 5 мм в поперечнике, тогда как в массивном кимберлите трубки Геофизическая (граната 0,07%) найдены желваки граната, измеряемые первыми сантиметрами в диаметре.

При изучении кимберлитовых пород различных полей установлено, что содержание ИМК даже в близко расположенных телах и в пределах сложно построенных или сдвоенных тел может колебаться в интервале нескольких порядков, принимая иногда аномально высокие или очень низкие значения.

Установлено, что одним из главнейших показателей алмазоносности и глубинности кимберлитов является наличие гранатов алмазоносных парагенезисов, т.е. наблюдается

прямая корреляция алмазности и содержания хромистых кноррингитсодержащих пиропов (пиропов алмазной ассоциации). Весьма широкую информацию о парагенетической принадлежности, а также вероятной алмазности коренного источника гранатов несут в себе их состав и окраска. Разнообразие последней обусловлено набором и концентрацией примесей, главными из которых являются Cr^{3+} , Fe^{2+} , Fe^{3+} и в меньшей степени Ti^{3+} [27, 28], а изучение этого важного кристаллохимического фактора производится с помощью оптической спектроскопии [28]. Гранаты из кимберлитов характеризуются довольно сложным составом: наряду с пироповым, альмандиновым и гроссуляровым миналами, присутствующими в различных количественных соотношениях, в них содержатся кноррингитовый, уваровитовый, андрадитовый, Ti- андрадитовый и спессартиновый миналы, позволяющие предполагать наличие хроморфных центров Cr_6^{3+} , Fe_6^{3+} , Fe_4^{3+} , Ti_6^{3+} , Fe_8^{2+} , Mn_8^{2+} , Fe_8^{2+} , Ti_6^{4+} и некоторых других [27]. Их различные комбинации обуславливают различные оптические спектры поглощения гранатов ультраосновных (перидотит-пироксенитовых) и основных (эклогитовых) парагенезисов, в том числе и алмазоносных, подразделяющихся на две серии: магнезиальную (шпинелевые ультрабазиты, вебстериты и эклогиты) и магнезиально-железистую (ильменитовые ультрабазиты, пироксениты и эклогиты).

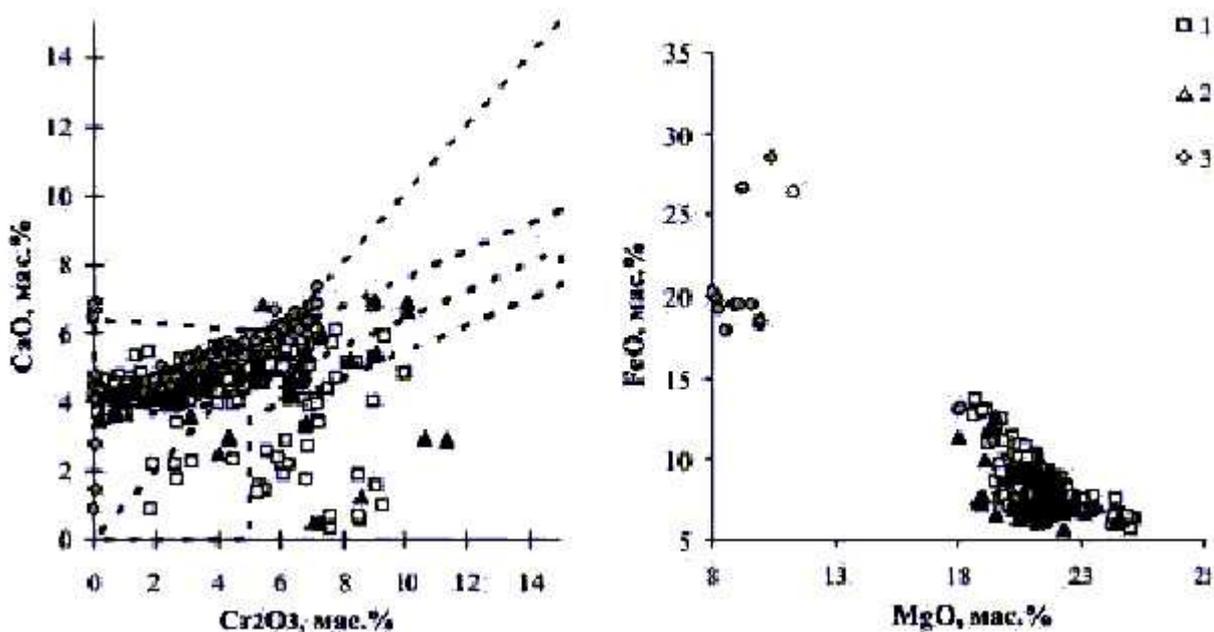


Рис.6. Диаграммы химического состава гранатов из кимберлитов Верхне-Мунского поля и полей Прианабарья.

1 – Заполярная, 2 – Новинка; 3 – кимберлиты и конвергентные им породы Прианабарья.

Традиционно важный параметр кимберлитов - особенности химического состава индикаторных минералов. Различия между трубками по содержанию хрома в гранатах показаны Н.В. Соболевым с соавторами [22, 24 и др.]. Доля граната, содержащего более 10% Cr_2O_3 (по отношению ко всему гранату) составляет от 0,6 (трубки Восток и Овал) до 16,1% (Айхал). В большинстве промышленно алмазоносных кимберлитовых трубок содержатся гранаты, фигуративные точки которых располагаются в поле алмазной ассоциации (рис. 4-6). Исключение составляют трубки Накынского поля, в которых случайные выборки из примерно 100 зерен могут не содержать отмеченных гранатов, что требует увеличения объемов выборки для микрорентгеноспектрального анализа. Более успешные результаты показывают оптико-спектроскопические исследования. На

основании сравнительного детального анализа результатов, полученных при выполненных Т.А. Антоновой оптико-спектроскопическом изучении гранатов из различных петрографических разновидностей кимберлитов трубки Ботуобинская, сделаны следующие выводы.

1. Изученные разновидности кимберлитов (КБ, АКБ и ПК) имеют близкое качественное и количественное соотношение гранатов различных генетических типов, которые соответствуют практически всем известным перидотитовым и эклогитовым парагенезисам. При этом преобладают гранаты ультраосновных глубинных ассоциаций над эклогитовыми с соотношением 2:1.

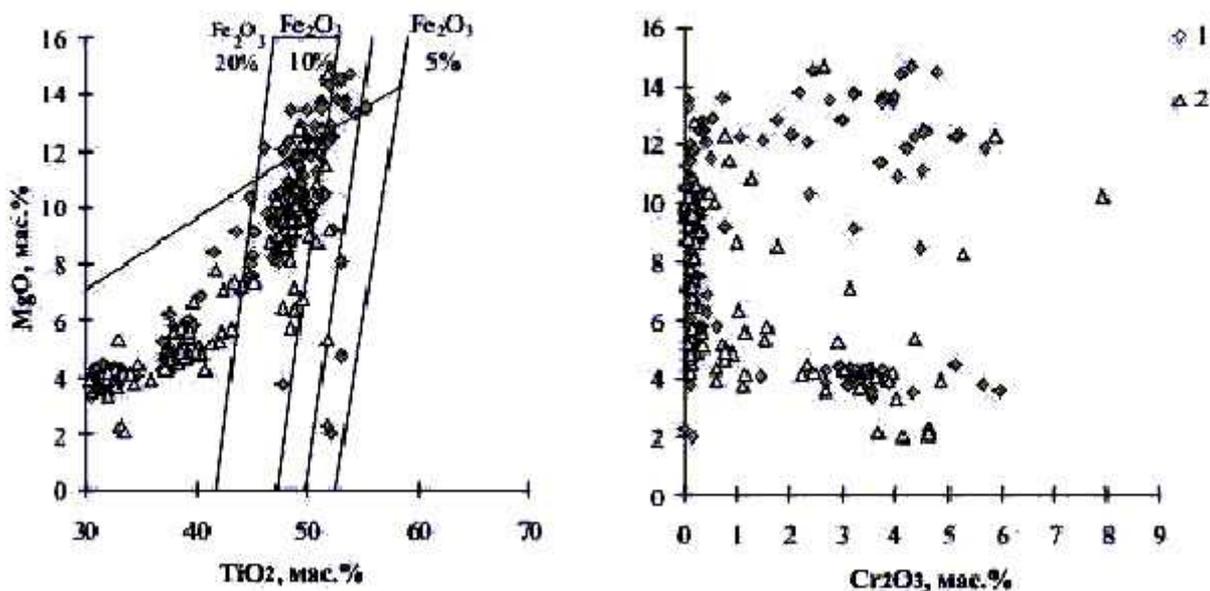


Рис 7. Диаграммы химического состава ильменита из кимберлитов Мирнинского поля.

1 – Интернациональная, 2 – Мир.

2. Максимально распространены пиропы из равномернозернистых лерцолитов (20 - 25%), пироп-альмандины из магнезиально-железистых эклогитов (18-19) и магнезиальные альмандины из эклогитоподобных пород (17-23%), которые в сумме составляют больше половины всех изученных зерен. Подчиненную роль (не более 5 - 10% каждый в отдельности парагенезис) играют кноррингит-пиропы из гарцбургитов и дунитов, уваровиты и уваровит-пиропы из верлитов, высокохромовые пиропы из шпинелевых ультрабазитов, низкохромовые пиропы из вебстеритов, катаклазированных лерцолитов и ильменитовых ультрабазитов, пироп-альмандины из магнезиальных эклогитов и альмандины из метаморфических пород фундамента Сибирской платформы. Подобное соотношение гранатсодержащих парагенезисов является своего рода “паспортом” трубки Ботуобинская. В ней преобладают гранаты хромисто-магнезиальной серии пониженной титанистости и железистости из гарцбургитов, шпинелевых ультрабазитов, равномернозернистых лерцолитов, магнезиальных вебстеритов и магнезиальных эклогитов, которые в сумме составляют около 66%.

3. Среди гранатов алмазонасных и потенциально алмазонасных парагенезисов доминируют эклогитовые, а именно: пироп-альмандины из магнезиально-железистых эклогитов. На втором месте находятся кноррингит-пиропы из гарцбургитов и на третьем - из дунитов. Суммарное количество гранатов алмазосодержащих парагенезисов несколько

выше в автолитовой кимберлитовой брекчии (16%), чем в кимберлитовой брекчии (14%) трубки Ботуобинская.

В кимберлитовых породах трубки Нюрбинская преобладают пурпурные и красные гранаты, содержание которых достигает 90%. Незначительно развиты гранаты розового цвета, количество которых не превышает 10%. Изученные методами оптической спектроскопии гранаты разделились на 13 генетических типов, из которых 11 соответствуют известным глубинным гранатсодержащим ультраосновным и эклогитовым парагенезисам кимберлитовых тел Якутской провинции [27]. Встречены также в заметных

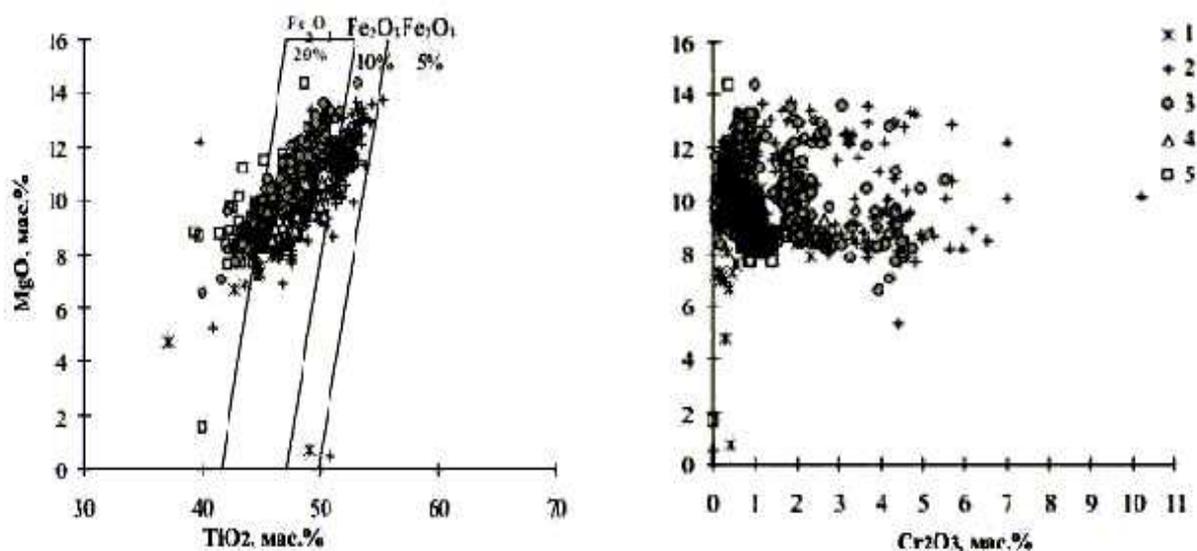


Рис 8. Диаграммы химического состава ильменита из кимберлитов Алакит-Мархинского и Далдынского полей.

1 –Айхал, 2 –Юбилейная, 3 –Комсомольская, 4 –Удачная, 5 –Зарница.

количествах (26%) гранаты существенно альмандинового состава из эклогитоподобных и метаморфических пород кристаллического фундамента Сибирской платформы. По хромоформным центрам в гранатах все установленные глубинные минеральные ассоциации можно разбить на 3 цветовые (генетические) группы. В первую группу входят гранаты гарцбургитов, шпинелевых ультрабазитов, равномернозернистых лерцолитов и вебстеритов, во вторую - дунитов, верлитов, катаклазированных лерцолитов, ильменитовых ультрабазитов и желваков, в третью - магнезиально-железистых и магнезиальных эклогитов. В пределах каждой из групп гранаты расположены от более глубокой (алмаз-пироповой) к менее глубокой (графит-пироповой) фациям глубинности, что объясняется различными условиями дифференциации первичного вещества верхней мантии. Преобладают гранаты хромисто-магнезиальной серии пониженной титанистости и железистости из гарцбургитов, шпинелевых ультрабазитов, равномернозернистых лерцолитов, магнезиальных вебстеритов и магнезиальных эклогитов, которые в сумме составляют 65%. Среди гранатов алмазоносных и потенциально алмазоносных парагенезисов доминируют эклогитовые, а именно: пироп-альмандины из магнезиально-железистых эклогитов (6% всех зерен). В подчиненном приблизительно одинаковом количестве находятся кноррингит-пиропы из гарцбургитов и из дунитов. Суммарное число гранатов алмазосодержащих парагенезисов равно 10%.

На основании сравнительного детального анализа результатов, полученных при оптико-спектроскопическом изучении гранатов из кимберлитов трубок Ботуобинская и Нюрбинская, можно выделить для них как общие, так и отличительные признаки. К числу

признаков, характерных для обеих трубок Накынского поля, можно отнести: а) заметное превалирование гранатов равномернозернистых лерцолитов (Gr+Ol+Crpx+Orx) над гранатами всех остальных минеральных ассоциаций; б) по встречаемости различных типов гранатов доминирующую роль играют представители их хромисто-магнезиальной ветви с пониженной титанистостью и железистостью из гарцбургитов, шпинелевых ультрабазитов, равномернозернистых лерцолитов, магнезиальных вебстеритов и магнезиальных эклогитов; в) около 30% изученных гранатов имеют существенно алмандиновый состав и соответствуют таковым из эклогитоподобных и метаморфических пород кристаллического фундамента Сибирской платформы. Отличительными признаками, отражающие специфику формирования каждой трубки, являются: а) в трубке Нюрбинская отмечаются повышенное содержание гранатов из катаклазированных лерцолитов и, редко, из желваков; б) в трубке Ботуобинская не установлены гранаты из желваков и заметно выше количество гранатов эклогитовых парагенезисов, в том числе и алмазосодержащих.

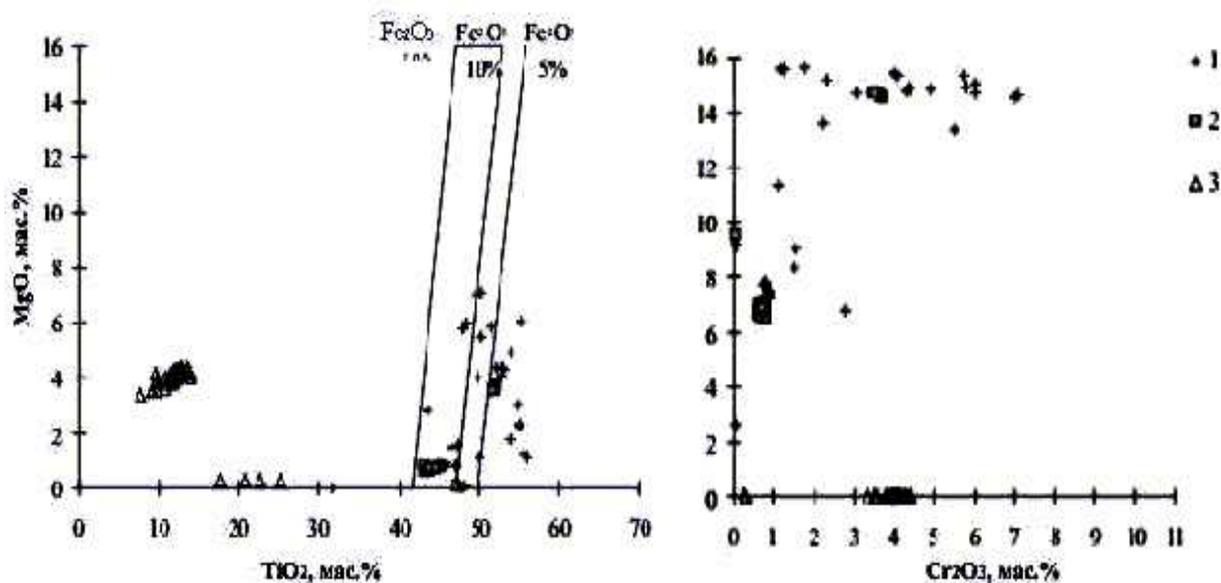


Рис 9. Диаграммы химического состава ильменита из кимберлитов Верхне-Мунского поля и полей Прианабарья.

1 – Заполярная, 2 – Новинка; 3 – кимберлиты и конвергентные им породы Прианабарья.

Проведено сопоставление встречаемости глубинных гранатов различных генетических типов трубок Накынского поля с таковыми некоторых промышленно алмазосных кимберлитовых тел Мало-Ботуобинского (трубки Мир, Интернациональная, им. XXIII съезда КПСС) и Далдыно-Алакитского (Удачная, Сытыканская, Айхал, Юбилейная) районов, а также кимберлитовых трубок Муно-Тюнгского района. Сравнение показало, что строение верхней мантии в районе трубок Ботуобинская и Нюрбинская более напоминает таковую Мало-Ботуобинского района, чем Далдыно-Алакитского и Муно-Тюнгского. Среди них выделяется две минералогические модели. Для первой, которая объединяет все высокопродуктивные кимберлитовые тела Далдыно-Алакитского и Муно-Тюнгского районов, характерно высокое содержание гранатов магнезиально-титано-железистой ветви из дунитов, верлитов, катаклазированных лерцолитов, ильменитовых гипербазитов и желваков, а также из магнезиально-железистых пироксенитов и магнезиально-железистых эклогитов. Вторая включает месторождения алмазов промышленного значения Мирнинского и Накынского

полей. Для нее свойственно преобладание гранатов магнезиально-хромистой ветви пониженной титанистости и железистости из гарцбургитов, шпинелевых ультрабазитов, равномернозернистых лерцолитов, магнезиальных вебстеритов и магнезиальных эклогитов.

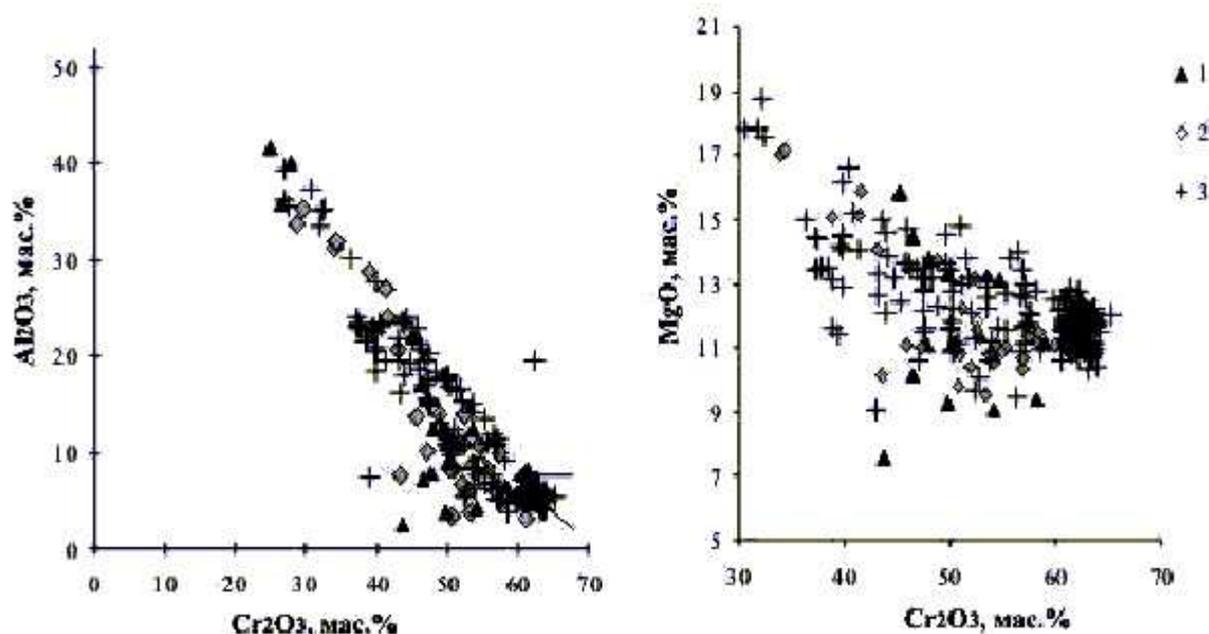


Рис.10. Диаграммы химического состава хромшпинелидов из кимберлитов Мирнинского и Накынского полей.

1 – Мир, 2 – Интернациональная, 3 – Ботубинская.

Успешно используются также особенности состава ильменита (рис. 7-9), наиболее продолжительный тренд которого по соотношению оксидов титана и магния отмечается в кимберлитах Мирнинского поля (трубка Мир). Cr_2O_3 в ильменитах Далдыно-Алакитского алмазоносного района (средние по трубкам) колеблется от 0,30 (трубка Коллективная) до 4,33% (Смежная). Результаты анализа связи состава ильменита от особенностей глубинной эволюции мантийных расплавов рассмотрены в работе И.П.Илупина и соавторов [29]. Концентрация Ta в ильменитах из кимберлитов Далдыно-Алакитского района изменяется от 101 (трубка Байтахская) до 324 г/т (Рот-Фронт), а Hf от 7,4 (Загадочная) до 30,9 г/т (Любимая). Сделано предположение, что источником пикроильменита для трубок разных кустов служили, как правило, разные магматические очаги. И лишь трубки одного линейного куста могли иметь общий единый очаг.

В кимберлитах многих трубок фиксируются заметные количества хромшпинели, присутствие среди зерен которой индивидов алмазной ассоциации (более 61 мас.% Cr_2O_3) служит предпосылкой промышленной алмазоносности пород (рис. 10-12). Примером этого являются кимберлиты Накынского поля. Для хромшпинелидов кимберлитовых пород трубки Ботубинская в целом характерно содержание Cr_2O_3 22,1-67,9 (среднее 55,1 мас. %), Al_2O_3 3,8-39,6 (11,6), TiO_2 0,0-3,8 (0,6), MgO 9,7-19,1 (12,0), FeO 11,3-25,1 (18,1) и MnO 0,0-0,3 (0,1). Отмечается сильная положительная корреляция между Al_2O_3 и MgO , отрицательная - между Cr_2O_3 и Al_2O_3 , Cr_2O_3 и MgO . В тяжелой фракции наиболее многочисленны высокохромистые шпинелиды ультраосновных, в том числе гарцбургитового, парагенезисов алмазной фации глубинности, которых 51,4% всех

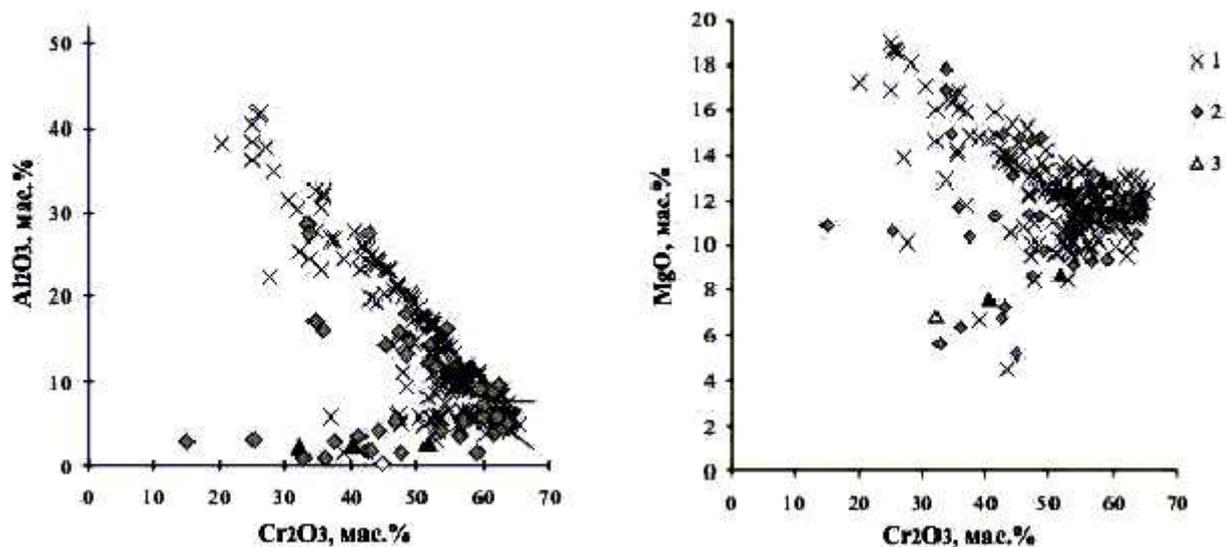


Рис. 11. Диаграммы химического состава хромшпинелидов из кимберлитов Алакит-Мархинского и Далдынского полей.

1 – Айхал, 2 – Юбилейная, 3 – Зарница.

изученных зерен. Для сравнения заметим, что аналогичные хромшпинелиды в трубке Айхал составляют всего 23%. Распространены высокохромистые шпинелиды преимущественно лерцолитового (около 16,8%) и среднехромистые перидотитовых (17,4) парагенезисов. Подчиненную роль (не более 6 - 8,4% каждый в отдельности парагенезис) играют низкохромистые шпинелиды из перидотитов, в том числе гарцбургитов, и из гранатовых вебстеритов.

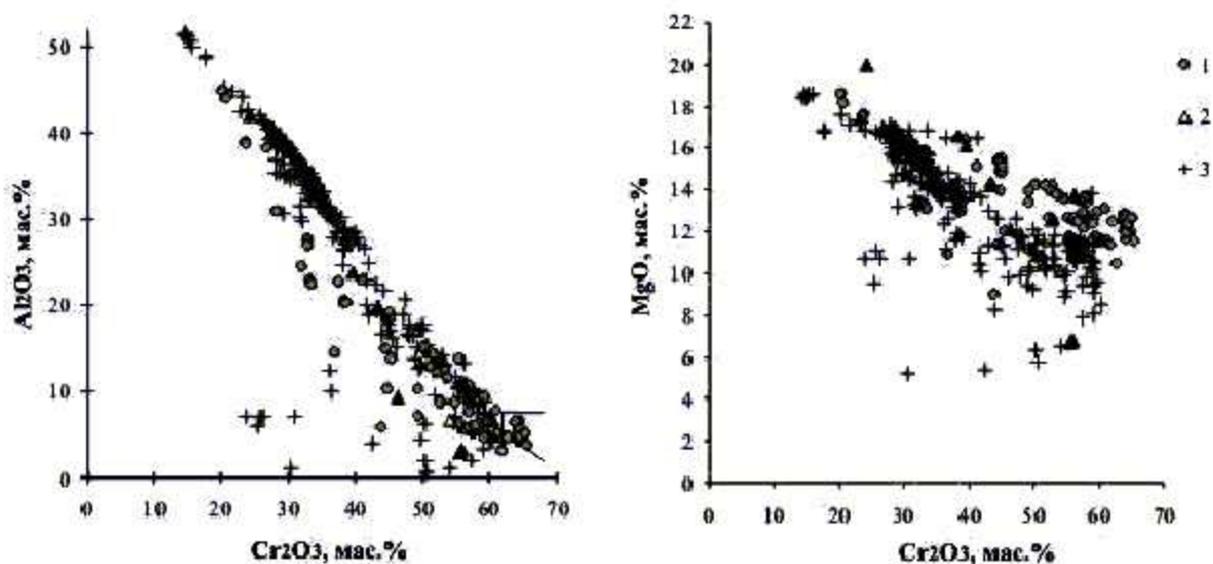


Рис.12. Диаграммы химического состава хромшпинелидов из кимберлитов Верхне-Мунского поля и полей Прианабарья.

1 – Заполярная, 2 – Новинка; 3 – кимберлиты и конвергентные им породы Прианабарья

Характерной чертой кимберлитов и кимберлитоподобных пород полей анабарской группы является преобладание среди минералов тяжелой фракции оливина, определяющего зачастую характер ассоциаций: Ары-Мастахское и Биригиндинское поля

– оливин-пикроильменит-титаномагнетитовая и оливин-гранат-титаномагнетитовая, Лучаканское - пикроильменит-клинопироксен-оливиновая, Куранахское поле – оливин-пикроильменит-пироповая. В пикритах Дюкенского поля минералы тяжелой фракции представлены оливином и титаномагнетитом. Необходимо отметить, что в породах Ары-Мастахского и Дюкенского полей присутствует оливин алмазной ассоциации (повышенное содержание NiO - до 0.35-0.4 мас. % при минимальном количестве TiO₂ – 0.0-0.03 мас. %).

Основные ассоциации вторичных минералов в кимберлитовых породах.

Рассмотрение главных ассоциаций вторичных минералов в кимберлитовых породах Якутии позволило выделить среди них около 10 типов. Из них наиболее распространенными, по данным Л.В. Лисковой, являются следующие: хлорит-серпентин, тальк-серпентин и пироаурит-серпентин. При этом, средние содержания хлорита и пироаурита не превышает 10 %, а талька – 2%. Кальцит-серпентиновая с примесью доломита ассоциация фиксируется во всех месторождениях Якутии, в то время, как серпентин-кальцитовая с примесью доломита ассоциации свойственна только трубкам Далдынского и Мунского полей. Другой их особенностью является интенсивное развитие и брусит-серпентиновой ассоциации, наиболее интенсивно развитой в трубке Новинка. Для трубок Мирнинского, Накынского и Алакит-Мархинского полей наблюдается широкий набор карбонат-серпентиновых ассоциаций за счет минералов, содержащихся в подчиненных количествах, в отличие от Далдынского и Мунского, где спектр вторичных минералов более однороден при существенном доминировании серпентина и карбонатов.

Наблюдается тенденция к преимущественному развитию определенного типа карбонат-серпентиновых ассоциаций в зависимости от продуктивности месторождений. Так, высокоалмазные месторождения алмазов имеют широкий набор серпентин-карбонатных ассоциаций за исключением серпентин-кальцитовой с примесью доломита, что отличает их от непромышленных, где последняя преобладает. Все средне-алмазные месторождения имеют кальцит-серпентиновую с примесью доломита ассоциацию. Анализ распределения карбонатов в кимберлитах показывает, что часто приконтактная карбонатизация бывает не связана непосредственно с ассимиляцией карбонатных ксенолитов вмещающей толщи, а вызвана инфильтрацией карбонатсодержащих растворов из вмещающих пород. Дополнительным доказательством этого является слишком равномерное замещение кальцитом всех структурных компонентов кимберлитовой породы: от основной массы и серпентиновых псевдоморфоз по вкрапленникам оливина до ксенолитов кристаллических сланцев. Что же касается ксенолитов известняков, то их содержание в интенсивно карбонатизированных приконтактных зонах нередко несколько не выше, чем в умеренно карбонатизированных центральных частях трубки.

Использование таких индивидуальных характеристик серпентина, как соотношение лизардита и хризотила, принадлежность к септохлоритам и структурам с низким совершенством кристаллического строения не позволяет выделить устойчивых закономерностей в степени развития их в основной массе кимберлитов в зависимости от продуктивности тела или его местонахождения. Тем ни менее, выявлены некоторые тенденции по степени распространения септохлорита и лизардита.

Преобладающим минералом из группы серпентинов в основной массе кимберлитов большинства месторождений Якутии является лизардит. Хризотил лидирует только в кимберлитовых породах трубок Айхал, Деймос и Новинка, а в трубках Удачная и Долгожданная доли этих типов серпентина чаще всего оказываются равными. Среди промышленных месторождений только в кимберлитах трубки Айхал преобладает

хризотил-кальцит-доломитовая ассоциация. В других высокоалмазоносных трубках большинство ассоциаций образованы преимущественно лизардитом.

Септохлорит более всего распространен в месторождениях Далдынского и Мунского полей, среди которых лидируют по количеству минерала трубки Зарница, Фестивальная и Заполярная, а также в трубке Ботуобинская Накынского поля. Относительно редко минерал фиксируется в месторождениях Айхал, Интернациональная, Мир, Нюрбинская, Юбилейная, Новинка, Комсомольская, Деймос. Остальные трубки занимают промежуточное положение между указанными кимберлитовыми телами. Выявлена тенденция к увеличению степени распространения септохлорита в среднеалмазоносных и полупромышленных месторождениях. Вероятно, это связано с более высокими температурами процессов серпентинизации, протекающими в этих кимберлитовых телах.

В основной массе кимберлитов большинства месторождений Якутии преобладает серпентин с дефектной структурой. Образованием минерала с относительно совершенной структурой отличаются только кимберлиты из месторождений Комсомольская, Зарница, Заполярная и Новинка. Наибольшее распространение слабоокристаллизованный серпентин имеет в трубках Нюрбинская Айхал и Деймос. Анализ распределения вторичных минералов показывает некоторые особенности их развития в различных месторождениях. Индивидуальный характер вторичных процессов, свойственных высокоалмазоносным месторождениям, может быть охарактеризован с помощью следующих ассоциаций: Мир – кальцит-серпентиновая с примесью доломита ассоциация при преобладании лизардита, подчиненном развитии септохлорита и серпентина с дефектной структурой; Интернациональная – кальцит-доломит-серпентиновая с примесью хлорита ассоциация при преобладании лизардита и слабом развитии септохлорита и серпентина с дефектной структурой; Ботуобинская – доломит-серпентин-кальцитовая ассоциация с преобладанием лизардита, умеренным развитием септохлорита и серпентина с дефектной структурой; Нюрбинская – кальцит-серпентин-доломитовая ассоциация с преобладанием лизардита, слабым развитием септохлорита и высоким – серпентина с дефектной структурой; Айхал – серпентин-кальцит-доломитовая ассоциация с преобладанием хризотила, слабым развитием септохлорита и высоким – серпентина с дефектной структурой; Удачная – доломит-серпентин-кальцитовая ассоциация с преобладанием лизардита, умеренным развитием септохлорита и серпентина с дефектной структурой.

В результате анализа полученных данных установлено, что каждое месторождение алмазов Якутской кимберлитовой провинции имеет индивидуальный характер развития различных типов серпентина, карбонатов, брусита, талька и хлорита, что свидетельствует о различиях в исходном составе кимберлитовых пород и разнообразии протекания вторичных процессов в них. Интенсивность развития вторичных минералов уменьшается к центральным частям трубок и с глубиной.

Обсуждение

Проанализированы петрографо-минералогические и петрогеохимические особенности кимберлитов и конвергентных им пород практически всех кимберлитовых полей Якутской провинции. Ее южная часть (от Мирнинского до Верхне-Мунского и, пожалуй, Куранахского полей) отличается существенно кимберлитовым характером состава (аналог кимберлитов группы I Южной Африки). В зоне проявлений кимберлитовых пород в полях Анабарской группы, которая протягивается вдоль восточной и юго-восточной границ Анабарского кристаллического массива, фактически повторяя его очертания, присутствуют тела конвергентных кимберлитам образований. В северной части этой полосы (бассейны рек Старая, Барыга) распространены трубчатые тела карбонатитов, а в центре и на южном фланге зоны преобладают проявления

кимберлитов. Значительную часть проявлений представляют собой породы интрузивной фации, которые располагаются среди эксплозивных образований. В Лучаканском и Куранахском полях трубки имеют как простое, так и сложное строение, а в Дюкенском, Старореченском и Ары-Мастахском полях трубки выполнены обычно какой-либо одной разновидностью пород. Возраст кимберлитовых и кимберлитоподобных пород района большинство исследователей принимает как мезозойский (средний триас - ранняя юра), тела карбонатитов (в основном Орто-Бларгинское поле) имеют более молодой возраст: юра-ранний мел.

В целом, соотношение различных типов пород в полях различно - с юга на север, а также в полях Средне-Оленекского района прослеживается тенденция к возрастанию роли пикритовых разновидностей. Специфика минерального состава трубок выражается в заметном возрастании в субмеридианальном направлении с юга на север количества титаномагнетита и монтичеллита, постепенном исчезновении пикроильменита, наряду с повышением щелочности, железистости и титанистости пород. Изложенное подтверждается и специализированными петрохимическими исследованиями по созданию моделей кимберлитовых тел [30]. В отмеченной работе составы изученных кимберлитов Якутии подразделены на 7 квазиоднородных по химическому составу групп – популяций, ранжированные средние составы которых формируют ряд, в котором все элементы подчиняются единому петрохимическому тренду: увеличение содержаний Ti, Fe, Mg и уменьшение - K, Al и Ca от 1-й к 7-й популяции по уменьшению глубины магмообразования (230-150 км - кимберлиты, 140 -100 км – пикриты и щелочные пикриты). По этим петрохимическим данным последние породы, наряду с кимберлитами, подтверждены в Чомурдахском, Западно-Укукитском, Восточно-Укукитском, Огоньер-Юряхском, Мерчимденском, Молодинском и Куойкском полях, а также в полях Анабарской группы.

Среди эксплуатируемых и находящихся в разведочной стадии месторождений наиболее сложным петрографическим составом отличаются трубки Юбилейная и Интернациональная при пикроильменит-пироповой ассоциации индикаторных минералов в первой и пикроильменит-хромит-пироповой во второй, а в автолитовой кимберлитовой брекчии наиболее простой в строении трубки Зарница установлена пироп-пикроильменитовая ассоциация минералов-спутников алмаза. Туфогенно-осадочные образования кратерной части трубки Юбилейная, в отличие от типичных пород диатремовой фации, характеризуются обычно низким содержанием алмазов и несколько пониженной их крупностью. С увеличением количества собственно кимберлитового материала вниз по разрезу кратерных туфовых образований содержание алмазов возрастает. Разновидности кимберлитовых пород диатремовой фации, слагающие верхние горизонты диатрем, имеют повышенные содержания алмазов, варьирующие в плане либо закономерно в соответствии со сменой типов кимберлитов, либо случайно с чередованием относительно богатых и бедных участков. Повышенная алмазоносность отмечается в автолитовых брекчиях с редкими ксенолитами, порфирировых кимберлитах, пониженная - в ксено- и туфобрекчиях, которые иногда относят к непромышленным типам.

Кимберлитам Накынского и Мунского полей свойственны самые низкие концентрации тяжелых минералов при хромит-пироповой ассоциации ИМК в первых и существенно пироповой во вторых при наиболее высокой степени келифитизации гранатов. Фиксируются различия в распределении малых, редких и рассеянных элементов в кимберлитах рассматриваемых трубок и ИМК. Заметно варьируют спектры вторичных минералов.

Среди главных отличительных черт алмазов, наряду с важнейшим показателем – кристалломорфологией [25], являются общее содержание примесей азота и водорода - в алмазах трубок Мунского поля они соответственно составляют 490 at. ppm и 1,6 см⁻¹,

кристаллы из трубки Зарница отличаются по агрегации примеси N (45 %) при примеси H $2,1 \text{ см}^{-1}$, алмазы трубки Юбилейная обогащены примесью N до 450 at. ppm при H $1,4 \text{ см}^{-1}$, а общим для камней трубок Интернациональная, Нюрбинская и Ботуобинская является обогащенность примесью N до 450-540 at. ppm в слабоагрегированном состоянии (28-33%), небольшие размеры пластинчатых образований (B2-центров), малые содержания N3-дефекта и примеси H (0,6-1,6), а также кристаллов, претерпевших постростовую деформацию и отжиг при температуре более 500°C .

Предполагается, что рост алмазов преимущественно связан с метасоматозом пород верхней мантии в результате инфильтрации карбонатсодержащих, обогащенных редкими элементами флюидов и расплавов. Метасоматоз же в большинстве случаев непосредственно предшествует кимберлитовому магматизму, одновременно происходит формирование источника кимберлитов и рост алмазов в этом источнике. При формировании источника кимберлитов происходит фракционная кристаллизация астеносферного метасоматического расплава, результатом которой являются ассоциация мегакристов (ильменит, гранат, клино- и ортопироксен, оливин, флогопит), наблюдаемая в составе кимберлитов. Алмаз, вероятно, также генетически связан с этой ассоциацией, растет предпочтительно в отдельных частях источника, в которых в результате эволюции формируются благоприятные условия для его роста и сохранности, а начало процессов мантийного метасоматоза предшествовало образованию алмазов (3,3 млрд. лет) и кимберлитов (протерозой-фанерозой). Кимберлиты в свою очередь наследовали редкоэлементный состав метасоматического расплава, в то время как петрохимический состав наследуется от перидотита верхней мантии. Последний также изменялся под воздействием метасоматоза, породы изначально дунит-гарцбургитового состава преобразовывались в лерцолиты за счет роста метасоматического клинопироксена. Значительная часть гранатов, видимо, захватывалась алмазами на ранних стадиях формирования источника и поэтому включения в алмазе чаще всего соответствуют дунит-гарцбургитовому парагенезису, а кимберлиты уже выплавлялись из позже сформировавшегося метасоматизированного карбонатсодержащего лерцолитового субстрата.

В результате проведенных исследований, а также анализа и систематизации имеющихся данных установлена существенно кимберлитовая природа тел Мирнинского, Накынского, Алакит-Мархинского, Далдынского и Верхне-Мунского полей. В строении трубок и жил Куранахского, Лучаканского, Дюкенского, Биригиндинского, Ары-Мастахского и Старореченского полей принимают участие кимберлиты и конвергентные им породы, а в составе тел Орто-Ыаргинского поля доминируют карбонатиты. Показаны особенности петрографо-минералогического состава и петрогеохимические свойства кимберлитовых пород различных полей, а также отражена специфика минералов-спутников алмаза: граната, пикроильменита, хромшпинелида.

Заключение

В итоге собственных исследований и обобщения материалов других авторов установлено, что кимберлитовые диатремы Якутии характеризуются вариациями петрографического и минерального состава, геохимических свойств, различиями в глубине заложения магматических очагов, внутреннему строению, содержанию и составу глубинных минералов, степени и характеру переработки кимберлитов постмагматическими процессами, содержанию, морфологии и физическим свойствам алмазов и другим признакам. Установлено, что каждое кимберлитовое тело представляет собой индивидуальный объект, не повторяющийся в природе.

Среди особенностей кимберлитового магматизма Якутии следует отметить: существенно кимберлитовый состав проявлений Вилюйской области (Мирнинское,

Накынское, Алакит-Мархинское, Далдынское и Верхне-Мунское кимберлитовые поля) с повышенным содержанием пироба, пикроильменита, хромшпинелида (при повышенной доле высокохромистых разновидностей пироба и хромшпинелида, особенно в трубках с экономически значимой продуктивностью) и появление, наряду с кимберлитами, пикритов и щелочных пикритов в полях Анабаро-Оленекской области с преимущественно низким содержанием минералов-спутников алмаза (за исключением трубок Обнаженная, Руслвая, Дьянга с их повышенным количеством) при преобладании в большинстве трубок и даек пикроильменита над пиробом; региональные колебания геохимических свойств; наличие кратерных частей в единичных диатремах Алакит-Мархинского поля. По минералого-геохимическим показателям обособляются кимберлиты Накынского поля. В целом, кимберлитовым полям свойственны широкие вариации состава, что вызвано неоднородностью мантийного источника, временем и РТ-условиями формирования расплава, примесью вещества коры и спецификой внедрения.

Весьма характерными вещественно-индикационными признаками коренных источников алмазов Якутской кимберлитовой провинции являются гранатовые ультраосновные (перидотит-пироксенитовые) и основные (эклогитовые) парагенезисы. Они по особенностям химического и минерального состава подразделяются на две серии: магнезиальную (шпинелевые ультрабазиты, вебстериты и эклогиты) и магнезиально-железистую (ильменитовые ультрабазиты, пироксениты и эклогиты). Среди ультраосновных разновидностей выделяются дунитовые, гарцбургитовые, верлитовые, лерцолитовые и пироксенитовые парагенезисы. В зависимости от Т-Р условий кристаллизации и глубины образования они соотносятся со шпинелевой, графит-(хромшпинель-)пироповой и алмаз-(хромшпинель-)пироповой фациями глубинности. Анализ состава и оптических свойств гранатов из кимберлитов южной части провинции показывает возможность принадлежности их к двум минералогическим моделям. Для первой, которая объединяет все высокопродуктивные кимберлитовые тела Далдино-Алакитского и Муно-Тюнгского районов, характерно высокое содержание гранатов магнезиально-титано-железистой ветви из дунитов, верлитов, катаклазированных лерцолитов, ильменитовых гипербазитов и желваков, а также из магнезиально-железистых пироксенитов и магнезиально-железистых эклогитов. Вторая включает месторождения алмазов промышленного значения Мирнинского и Накынского полей. Для нее свойственно преобладание гранатов магнезиально-хромистой ветви пониженной титанистости и железистости из гарцбургитов, шпинелевых ультрабазитов, равномернозернистых лерцолитов, магнезиальных вебстеритов и магнезиальных эклогитов.

Причины региональных различий типоморфных особенностей алмазов из отдельных кимберлитовых тел пространственно-разобщенных районов Якутской провинции связаны с гетерогенностью их мантийных источников и, вероятно, с процессами мантийного метасоматоза. Нахождение алмазов длительное время как в стабильной, так и нестабильной обстановках очагов кимберлитообразования сопровождается отжигом, растворением, окислением, коррозией, механическими нарушениями и другими изменениями. Связь роста алмазов с метасоматозом пород верхней мантии определяется инфильтрацией карбонатсодержащих, обогащенных редкими элементами флюидов и расплавов. Последние фазы метасоматоза в большинстве случаев непосредственно предшествуют кимберлитовому магматизму, одновременно происходит формирование источника кимберлитовых расплавов и рост алмазов в этом источнике.

Состав мантийных минералов (пироп, пикроильменит, хромшпинелид и др.), кристалломорфология и физические свойства алмазов дифференцированы на уровне провинции, поля и каждой трубки. Индивидуальные особенности состава и физических свойств индикаторных минералов кимберлитов, проявляющиеся на статистическом

уровне, позволяют проводить идентификацию кимберлитовых минералов россыпей и увязывать их с известными или прогнозировать неустановленные коренные источники.

Литература

1. **Харькив А.Д., Зинчук Н.Н., Крючков А.И.** Коренные месторождения алмазов мира. // М.: Недра, 1998, 555 с.
2. **Илупин И.П., Каминский Ф.В., Францесон Е.В.** Геохимия кимберлитов. - М.: Недра, 1978, 352 с.
3. **Ваганов В.И.** Алмазные месторождения России и мира // М., Геоинформмарк, 2000, 371 с.
4. **Lorenz, V.** Maars and diatremes of phreatomagmatic origin: a review. // Trans. Geol. Soc. S. Afr., 1985, 88, p.459-470.
5. Архангельская алмазоносная провинция (геология, петрография, геохимия и минералогия) // Под ред. О.А. Богатикова. М.: Изд-во МГУ, 1999, 524 с.
6. **Джейкс А., Луис Дж., Смит К.** Кимберлиты и лампроиты Западной Австралии: Пер. с англ. // М.: Мир, 1989, 430 с.
7. **Clement, C.R. and Reid, A.M.** The origin of kimberlite pipes: an interpretation based on a synthesis of geological features displayed by southern African occurrences // Geological Society of Australia Special Publication, 1989, 14, 1, p. 632-646.
8. **Ротман А.Я., Зинчук Н.Н., Носыко С.Ф., Крючков А.И., Егоров К.Н., Стегницкий Ю.Б.** Геология и вещественный состав кимберлитовой трубки Катока (Ангола) // Проблемы прогнозирования, поисков и изучения месторождений полезных ископаемых на пороге XXI века. Воронеж, Воронежский государственный университет, 2003. С. 111-122.
9. **Rotman A.Y., Ganga J., Zintchouk N.N., Nosyko S.F., Somov S.V., Cherny S.D., Vuiko V.I., Shimupi J., Stegnitsky Y.B.** Heterogeneous complex of rocks in Kimberlite occurrences craters // Abstract Volume of the Second International Maar Conference Hungary-Slovakia-Germany. Budapest, 2004, p.85.
10. **Mogg T., Kopylova M., Smith B.S., Kirkley M.** Petrology of the Snap Lake kimberlite, NWT, Canada // 8th ICS, 2003.
11. **McCallum, M.E.** The Sloan 1 and 2 kimberlite complex near the southern boundary of the State Line district of the Colorado-Wyoming kimberlite province // Wyoming Geological Association Guidebook for 42nd Field Conference, 1991, p. 229-250.
12. **Hawthorne J.B.** Model of a kimberlite pipe // Physics and Chemistry of the Earth, 1975,9,p.1-15.
13. **Доусон Дж.** Кимберлиты и ксенолиты в них. М.: Недра, 1983. 300 с.
14. of Geological Society of South Africa, 1985, 88. P. 403-409.
15. **Mitchel, R.H.** Kimberlites: mineralogy, geochemistry and geology. // Plenum Press, New York, 1986, 442 p.
16. **Clement, C.R. and Skinner, E.M.W.** A textural-genetic classification of kimberlites. Transactions Mitchell R.H. Kimberlites, Orangeites, and Related Rocks // Plenum Press: New York and London, 1995, 410 p.
17. **Агашев А.М., Орихаши Ю., Ватанабе Т., Похиленко Н.П., Серенко В.П.** Изотопно-геохимическая характеристика кимберлитов Сибирской платформы в связи с проблемой их происхождения// Геология и геофизика, 2000, Т. 41, № 1, с. 90-99.
18. **Griffin W.L., Ryan C.G., Kaminsky F.V. et al.** The Siberian lithosphere traverse: mantle terranes and assembly of the Siberian Cratons// Tectonophysics, 1999, V. 310, p. 1-35.
19. **Griffin W.L., Pearson N.J., Belousova E. et al.** The Hf isotope composition of cratonic mantle: LAM-MS-ICPMS analysis of zircon megacrysts in kimberlites // Geoch. et Cosmoch. Acta, 2000, V. 64, № 1, 133-147 p.
20. **Владимиров Б.М., Соловьева Л.В., Киселев А.И. и др.** Кимберлиты и кимберлитоподобные породы: Кимберлиты – ультраосновная формация древних платформ // Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1990, 264 с.
21. **Богатиков О.А., Кононова В.А., Голубева Ю.Ю., Зинчук Н.Н., Илупин И.П., Ротман А.Я., Левский Л.К., Овчинникова Г.В., Кондрашов И.А.** Петрогеохимические и изотопные вариации состава кимберлитов Якутии и их причины. // Геохимия, 2004, №9, с. 915-939.

22. **Соболев Н. В.** Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. // Новосибирск: Наука, 1974, 264с.
23. **Специус З.В., Серенко В.П.** Состав континентальной верхней мантии и низов коры под Сибирской платформой. // М.: Наука, 1990, 272 с.
24. Глубинные ксенолиты и верхняя мантия Под ред. В.С. Соболева, Н.Л. Добрецова, Н.В. Соболева. // Новосибирск, 1975, 271 с.
25. **Зинчук Н.Н., Коптиль В.И.** Типоморфизм алмазов Сибирской платформы. // М. Недра, 2003, 603 с.
26. **Илупин И.П.** Кимберлиты Якутии – линейное расположение трубок и вещественный состав // Руды и металлы, 2003, №5-6, с.60-68.
27. **Мацюк С.С., Платонов А.Н., Соболев Н.В.** Влияние кристаллохимических факторов на оптические спектры и окраску хромсодержащих гранатов // Журн. прикл. спектроскопии, 1994, 60, №1-2, с.141-151.
28. **Мацюк С. С., Зинчук Н.Н.** Оптическая спектроскопия минералов верхней мантии. М.: Недра, 2001, 428 с.
29. **Илупин И.П., Кулигин В.М., Раковский Э.Е.** Особенности химического состава ильменита как отражение специфики глубинных магматических очагов // Физико-химические исследования продуктов глубинного магматизма. М., 1982, 158-171 с.
30. **Василенко В.Б., Зинчук Н.Н., Кузнецова Л.Г.** Петрохимические модели алмазных месторождений Якутии. Новосибирск, Наука, Сиб. предприятие РАН, 1997, 574 с.

Вариации минералогии и строения мантийных колонн под кимберлитовыми трубками Верхне-Мунского поля

Ащепков И.В.¹, Владыкин Н.В.², Ротман А.Я.³, Афанасьев Н.П.^{1,3}, Кучкин А.С.¹, Палесский С.В.¹, Сапрыкин А.И.¹, Аношин Г.Н.¹, Хмельникова О.С.¹

¹ОИГГиМ СО РАН, Новосибирск, Россия

²Институт геохимии СО РАН, Иркутск, Россия

³ЦНИГРИ, АПРОСА, Мирный, Россия

Минералы из концентрата трех сравнительно крупных трубок Верхне-Мунского поля Якутии: Деймос, Заполярная и Новинка, проанализированных с помощью электронного микрозонда и метода ICP MS с лазерной абляцией, обнаруживают некоторые различия в химическом составе минералов и TRE. Геохимия пироксенов подразумевает слабо истощенный протолит континентального типа, без существенных минимумов HFSE, кроме Zr. Гранаты даже субкальциевого типа также не имеют существенных минимумов, за исключением Zr, и обнаруживают небольшие пики U, вероятно, за счет влияния субдукционных флюидов.

Мономинеральная термобарометрия Crx, Gar, Cr-Sp и Plm обнаруживает слоистую структуру мантии под этими трубками с обогащением пироксенами преимущественно нижних частей мантийного разреза, вплоть до уровня 40 кбар. Наклонные геотермы на TP диаграммах представляют собой преимущественно пути просачивания расплавов и сформированы в три стадии. Оценки TP по ильменитам ложатся на отдельные отрезки этих геотерм, подразумевая многостадийное формирование путей миграции расплавов магматических очагов и сопутствующего метасоматоза.

Введение

Традиционные районы добычи алмазов в Якутии – Мало-Ботуобинский, Далдынский и Алакитский в настоящее время имеют трудности в новых ресурсах из-за отсутствия крупных объектов, которые могут быть вовлечены в эксплуатацию. Один из наиболее перспективных новых районов для добычи алмазов является Верхне-Мунское поле, которое насчитывает порядка 20 трубок, из которых сравнительно большие такие, как Заполярная, Деймос, Новинка могут представлять несомненный интерес для эксплуатации. В данной работе приведены предварительные данные об особенностях состава минералов из концентратов и реконструкции строения мантийных колонн.

Химические характеристики минералов из концентратов данного района имеют свою специфику, так же как и включения в алмазах. Микрозондовые анализы выполнены Ащепковым И.В. и Хмельниковой О.С. на масспектрометре Camebax Micro в аналитическом центре ОИГГиМ СО РАН, анализы микрокомпонентов выполнены LAM ICP на масспектрометре высокого разрешения Finnigan Element, операторы. Кучкин А.М., Палесский В.С..

Минералогия

Гранаты Верхне-Мунского поля на диаграмме Cr₂O₃-CaO трассируют в основном нижнюю часть лерцолитового поля [19,55] вплоть до 12% Cr₂O₃ в тренде составов, для трубки Заполярная гарцбургитовые составы ложатся вдоль верхней границы от 6 до 9%, для трубки Новинка с 5 до 11% и образуют 3 субтренда ниже. Для тр. Деймос отмечается более широкий интервал - 4-12%, со снижением CaO (рис.1) до составов алмазоносных

дунитов [19,47]. Типичные пироксенитовые тренды [37,48] не характерны для данного поля, хотя некоторое увеличение значений для тр. Новинка СаО и высокие значения TiO_2 для трубок Деймос и Новинка подразумевают влияние мантийного плюмового материала.

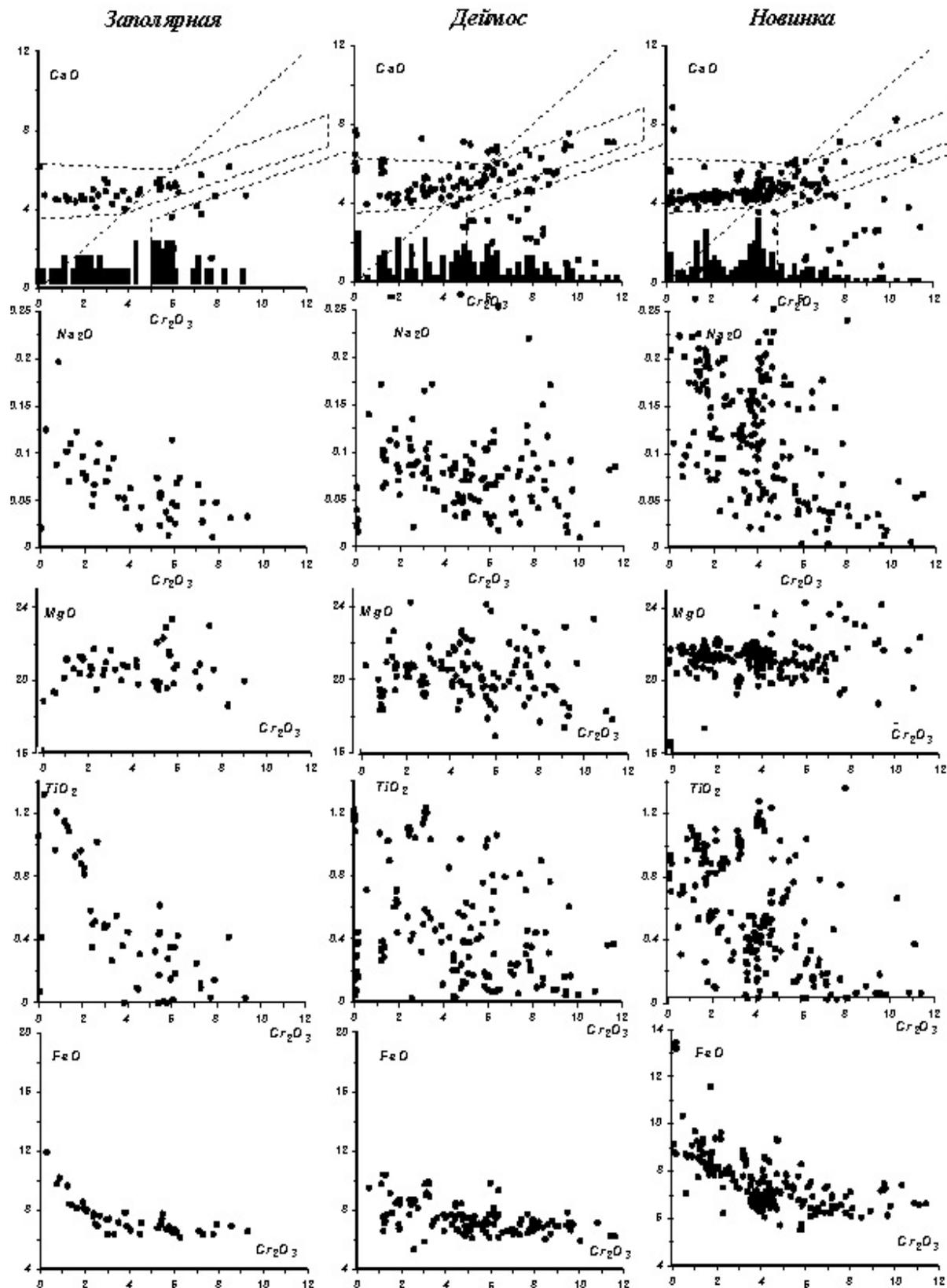


Рис.1. Вариации состава гранатов из концентрата крупных трубок Верхне-Мунского кимберлитового поля.

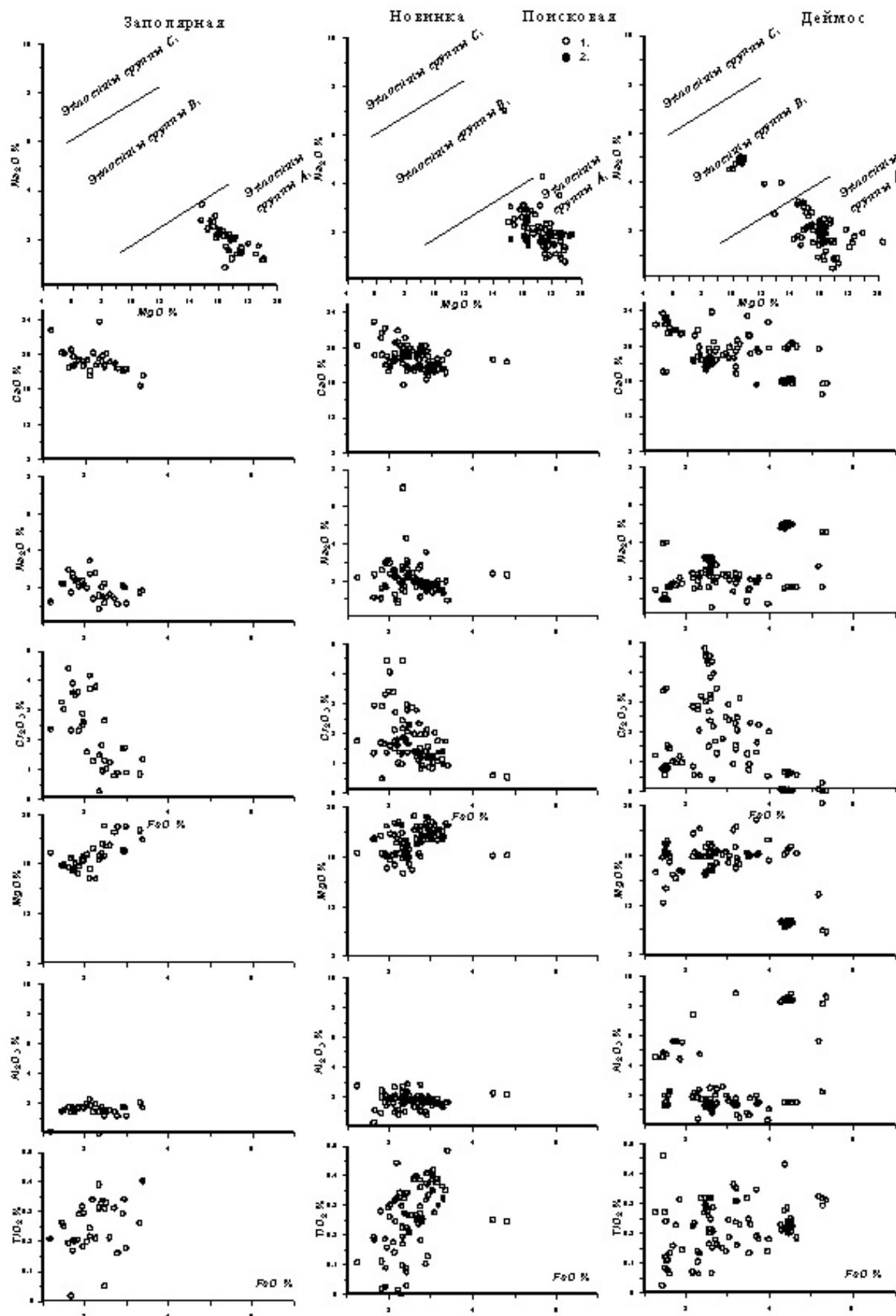


Рис.2. Вариации состава клинопироксенов из концентрата крупных трубок Верхне-Мунского кимберлитового поля.

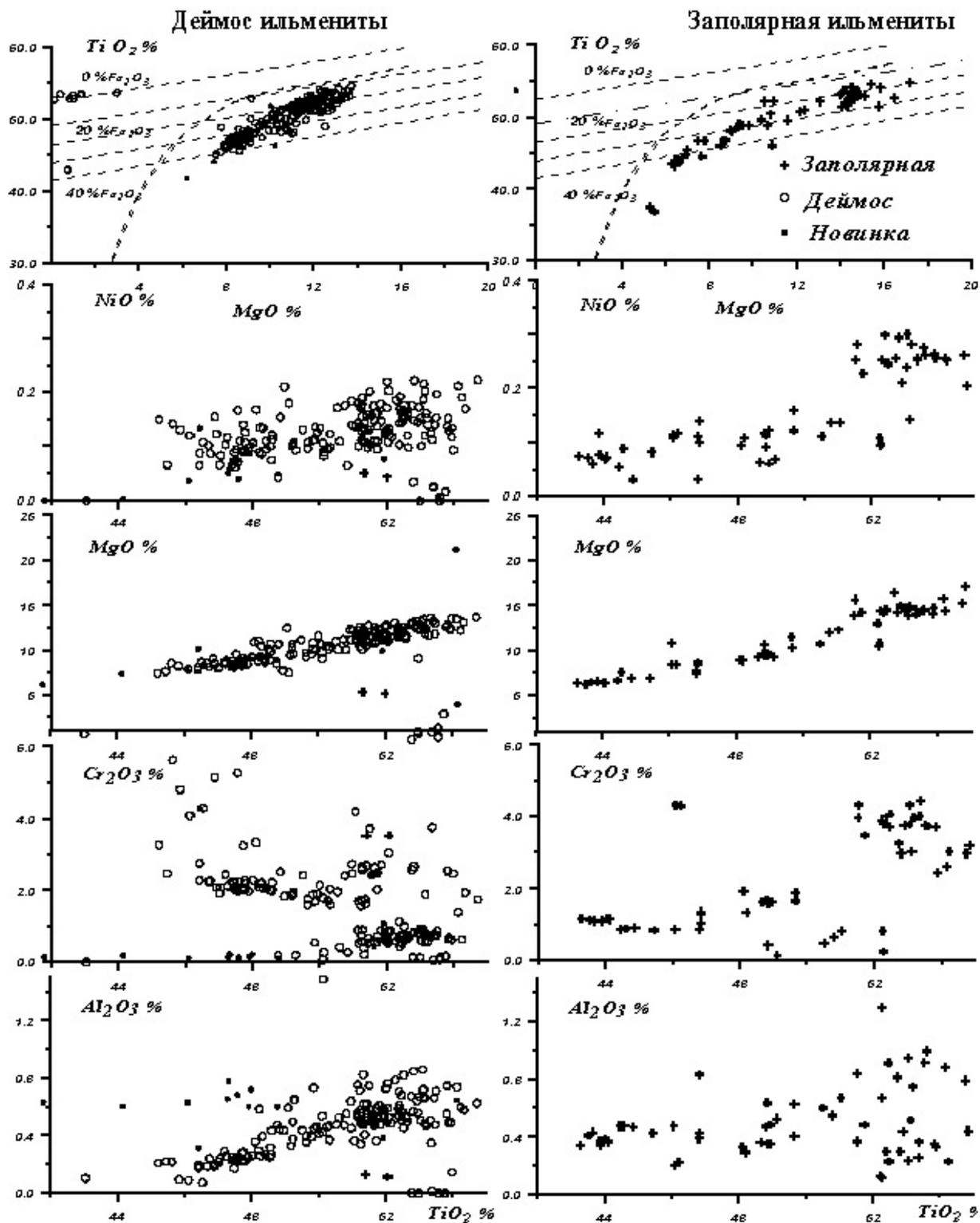


Рис.3. Вариации состава ильменитов из концентрата крупных трубок Верхне-Мунского кимберлитового поля.

Клинопироксены относительно широко распространены в концентрате из кимберлитов Верхнее-Мунского поля (рис.2). Главная их часть представлена типичными Cr-диопсидами, за исключением пироксенов из тр. Деймос, среди которых много составов гибридного и метасоматического [23,61] или эклогитового типа [15,18]. Клинопироксены из трубок Новинка и Заполярная обнаруживают тренд уменьшения NaCr (минала космохлора) с увеличением FeO, минералы из тр. Деймос обнаруживают

дискретный тренд составов с совместным ростом Na-Cr и FeO до 3% и затем снижения снова.

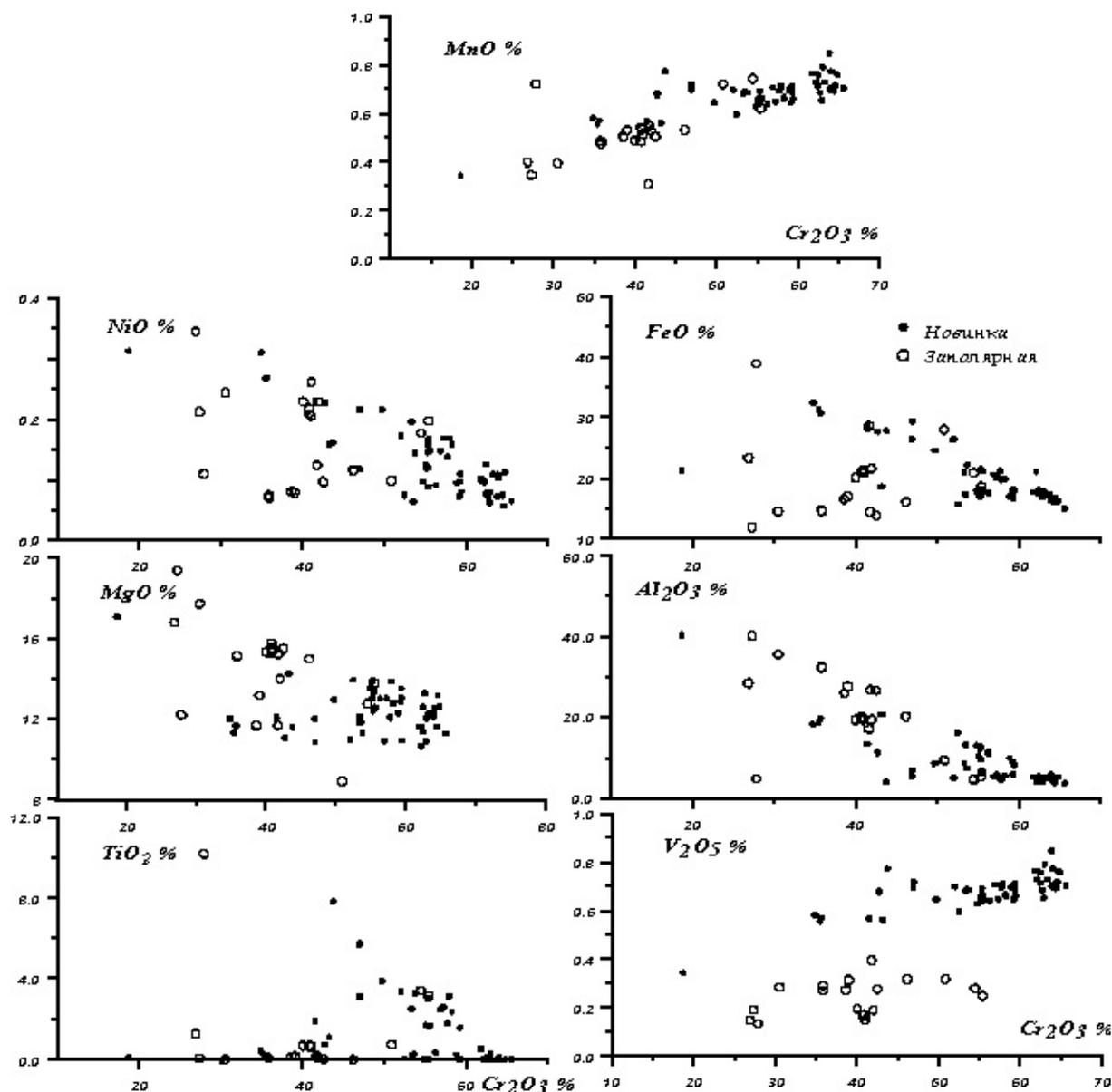


Рис.4. Вариации состава хромитов из концентрата крупных трубок Верхне-Мунского кимберлитового поля.

Ильмениты распространены в тр. Деймос и не характерны для трубок Новинка и Заполярная (рис.3), где они часто образуют губчатые агрегаты. Возможно, следы растворения имеют связь с пиками Ti – Nb на диаграммах для кимберлитов из данного района [36]. В концентрате тр. Деймос ильмениты обильны и обнаруживают широкие интервалы составов и сложную конфигурацию тренда, как для ильменитов из трубок Алакитского поля [3,12] и некоторых трубок Далдынского поля [1], подразумевая многоэтапный полибарический кристаллизационный тренд [12-14,32,36,40]. Тренд для тр. Деймос состоит из 4 частей. Обогащенные TiO_2 (54-52 %) - MgO разновидности обогащены Cr_2O_3 , что обычно соответствует перидотитовым метасоматитам PIC типа [22,42]. Этот интервал также включает некоторые разновидности с высокой концентрацией FeO. Для более дифференцированных ильменитов, с более низкими концентрациями TiO_2 , характерно расщепление на два уровня по содержанию Cr_2O_3 . При

49-52 % TiO_2 характерна концентрация 0.5% Cr_2O_3 , а начиная с 49% TiO_2 ильмениты с 2-2.5% Cr_2O_3 преобладают, а при 44-46 % TiO_2 концентрации от 4 до 6 Cr_2O_3 %, по-видимому, отвечают метасоматитам верхней части мантийной колонны. Содержания Al_2O_3 падают, образуя три отдельных тренда от 54 до 52 % TiO_2 , возможно отражая дифференциацию в разной доле сопутствующего граната.

Для трубки Заполярная конфигурация тренда немного напоминает тренд ильменитов тр. Деймос однако, значительная доля относится к высокомагнезиальным и хромистым разновидностям в начале тренда, обнаружены конечные составы – 36 % TiO_2 (2 зерна).

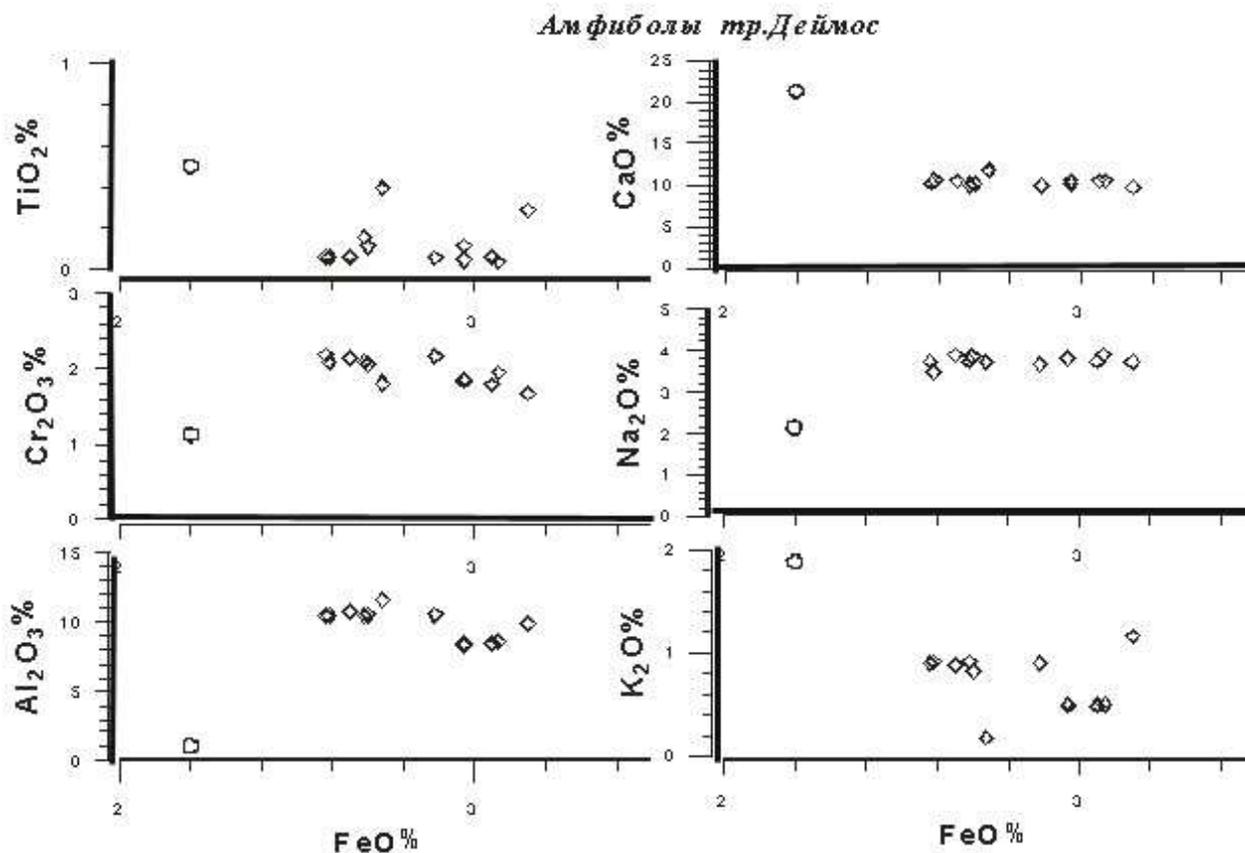


Рис 5. Вариации состава амфиболов из концентрата кимберлитовых трубок Деймос (1) и Новинка (2) Верхне-Мунского кимберлитового поля.

Хромиты из больших трубок изучены сравнительно слабо. Хромиты, из трубки Заполярная, имеют ограниченный интервал изменчивости Cr_2O_3 - 65-40% (рис. 4). Наиболее хромистые имеют характеристики типичные для включений в алмазах 65-61% [53] и обычно не содержат Ti , но менее хромистые, относящиеся к отдельному интервалу, демонстрируют обогащение TiO_2 до 8 % вместе с ростом NiO % и небольшим снижением V_2O_5 и снова рост до 1 % в конечной части интервала.

Амфиболы, широко распространенные в концентрате из тр. Деймос, представлены Cr - Ca роговыми обманками с низким Ti , концентрации K_2O , Cr_2O_3 и Al_2O_3 немного уменьшаются вместе с ростом FeO (рис. 5). Амфиболы, из тр. Новинка, относятся к низко глиноземистому типу (рихтеритам), по Al близкие по составу к клинопироксену, но содержат до 1.9 % K_2O , как в тр. Юбилейная [12].

ТР реконструкции

Так как в концентрате не были обнаружены хорошие полиминеральные ксенолиты ТР определения были выполнены по мономинеральным версиям термобарометров с использованием составов гранатов [7], клинопироксенов [8,9,43], ортопироксенов [21,39],

хромитов [10] и ильменитов [13]. Разные методы часто дают несовпадающие ТР поля и вероятно были захвачены из разных по модальному и петрографическому составам мантийных пород.

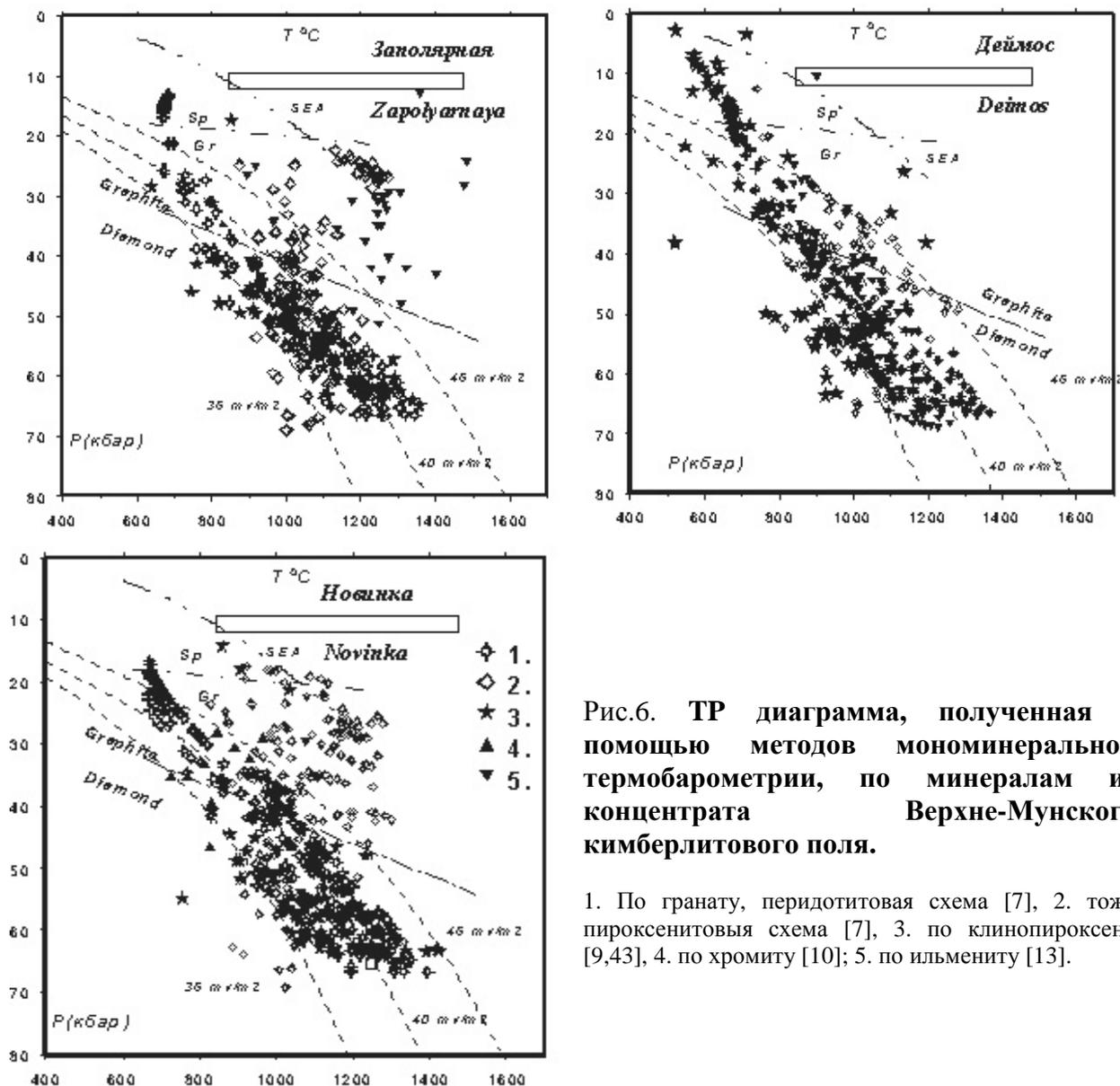


Рис.6. ТР диаграмма, полученная с помощью методов мономинеральной термобарометрии, по минералам из концентрата Верхне-Мунского кимберлитового поля.

1. По гранату, перидотитовая схема [7], 2. тоже пироксенитовая схема [7], 3. по клинопироксену [9,43], 4. по хромиту [10]; 5. по ильмениту [13].

Клинопироксеновые ТР оценки [9,43] из трубки Заполярная обнаруживают на диаграмме три тренда в интервале (40-60 кбар) с наклоном близким к нижней части геотермы для Южной Африки (Лесото) [7,44], секущим кондуктивные геотермы. Нижняя часть разреза разогрета, соответствуя тепловому потоку 42 мвт/м². Гранаты [7,10] дают близкие ТР значения, однако большая часть из них более высокотемпературны в интервале давлений 65-45 кбар, соответствуя тепловому потоку 40 мвт/м². Оценки по хромиту практически повторяют клинопироксеновую геотерму. Ильменитовые ТР определения дают три интервала – низкотемпературные метасоматиты в основании, геотерму близкую к ильменитам в средней части разреза, и существенно перегретый субадиабатический тренд при давлениях выше 40 кбар и близкий к рифтовой SEA геотерме на уровне гранат шпинелевой фации. ТР диаграмма для тр. Деймос несколько отличается. Сrx - определения образуют плотный кластер на уровне 60-50 кбар, соответствующий тепловому потоку 35 мвт/м², более низкие степени разогрева определены

по пироксенам из гибридных пироксенов и эклогитов. Выше 40 кбар геотерма расщепляется на отрезок кондуктивного типа и более высокотемпературные ветви близкие к 47 и 85 (SEA) мвт/м². Гранатовые определения в нижней части мантийной колонны в основном отвечают геотерме 40 мвт/м². Расчеты по пироксенитовой схеме дают более высокотемпературную геотерму [7], в интервале 50 – 25 кбар. Ильменитовые определения [13], в основании мантийной колонны, дают низкотемпературную геотерму 65 до 55 кбар, со степенью разогрева 35 и 40 мвт/м². На следующем интервале 40 – 50 кбар они близки к геотерме 43 мвт/м², в верхней части между 25 и 40 кбар появляется более высокотемпературная ветвь - 45 мвт/м² (рис.6).

Слоистость мантийной колонны была реконструирована по тому же принципу, что и для Мало-Ботуобинского, Далдынского, Алакитского, Накынского районов [6,11,12] отдельно для каждого минерала. Гранаты, из трубок Новинка и Заполярная, обнаруживают близкие интервалы давления и составы, для трубки Новинка они более непрерывные. Гранаты, из тр. Деймос, дают более прерывистые интервалы и существенно отличаются, обнаруживая несколько отдельных ветвей тренда с отличными составами Cr-Ca, содержания Fe в верхней части разреза на 2 % выше, чем для двух предшествующих трубок (рис. 7). В средней части интервала гранатовых определений меньше, чем для глубинных частей разреза.

Слоистая структура мантийного разреза, полученная по клинопироксену близка, но составы пироксенов существенно различаются за исключением железистых пироксенов в нижних частях разреза, которые напоминают составы деформированных перидотитов, обнаруженных в основании литосферы многих кимберлитовых трубок. Клинопироксены из тр. Заполярная демонстрируют постепенный рост Fe к верхней части разреза. Клинопироксены из тр. Деймос обнаруживают три отдельных тренда с наиболее железистыми составами в верхней части и истощенными в среднем интервале разреза. Клинопироксены из тр. Новинка обнаруживают вариации составов, наиболее хромистые составы приурочены к верхней части отдельных интервалов. Cr-составы из тр. Заполярная в основном приурочены к интервалу 50-55 кбар, в мантийной колонне под тр. Деймос наиболее хромистые составы (~5%) проявлены в том же интервале, в следующих отрезках хромистость также растет к верхним частям отдельных горизонтов (~4%). Содержания Na растут вместе со снижением давления. Содержания Al на разных уровнях немного различаются для мантийных пироксенов, будучи почти постоянным для тр. Деймос, немного варьирует для тр. Заполярная, а для тр. Новинка Al растет при снижении давления.

Ильменит при реконструкции слоистой структуры дает три основных интервала. Нижний, проявленный в трубках. Деймос и Заполярная, сложенный малохромистой разновидностью начинается от 70 кбар и ограничен сверху кровлей астеносферы [20,44,45] близкой к 60 кбар, второй хорошо совпадает с основным интервалом для клинопироксена (55-40 кбар). Последний демонстрирует быстрый рост хромистости и относится к верхней части разреза, где уровень метасоматитов [51] соответствует в основном конечной стадии эволюции протокимберлитовой или карбонатитовой магмы, которая привела к образованию мегакристаллов ильменита [13,40-42]. Постепенный рост Cr при снижении давления, вероятнее всего, объясняется контаминацией магматического расплава при подъеме и постоянных реакциях с перидотитовым субстратом на стадии, когда расплава, пересыщенного летучими, остается сравнительно мало.

Хромиты, которые образуют ульвошпинелевый тренд, соответствуют интервалу давлений 65-45 кбар [10], совпадая с нижним интервалом локализации магмапроводящих структур, в которых кристаллизовались мегакристаллы ильменита. Повышение содержаний TiO₂, вероятнее всего, вызвано контактовым взаимодействием подобных протокимберлитовых расплавов с перидотитовым субстратом.

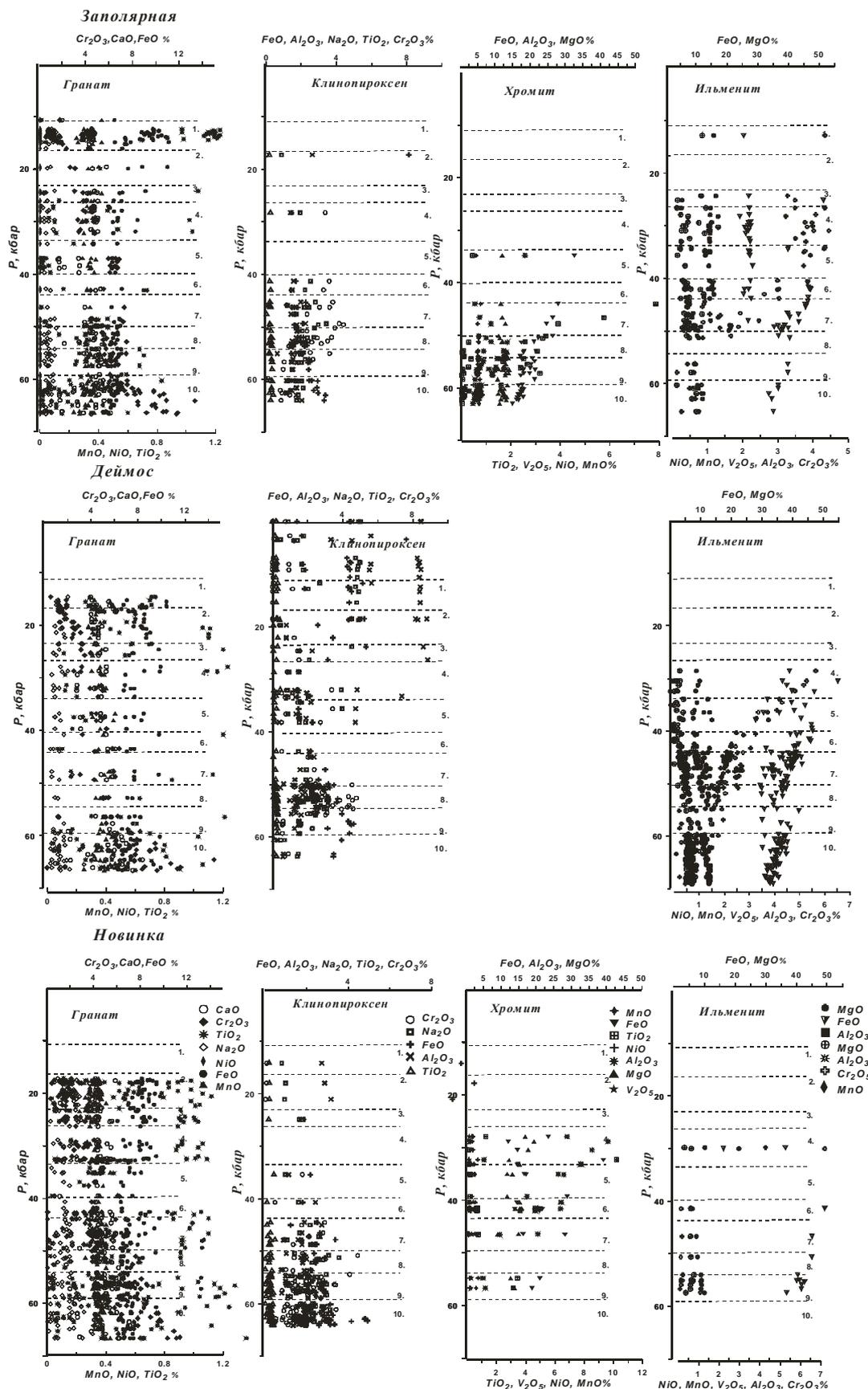


Рис.7. Реконструкции слоистости мантийных колонн, полученные по концентрату для трех больших кимберлитовых трубок Верхне-Мунского кимберлитового поля.

Геохимия

Геохимические особенности минералов из трубок Заполярная и Новинка были проанализированы с помощью метода LAM ICP [24] в Аналитическом Центре ОИГГиМ СО РАН. Графики для редких элементов демонстрируют близкие распределения REE для гранатов (рис. 8а, б) и клинопироксенов, но несколько различные спайдердиаграммы TRE. Большая часть клинопироксенов обнаруживают ассиметричные распределения REE с умеренным наклоном $La/Sm_n < 1$ соответствует меньшему количеству модального граната в породе Gar/Cpx , чем для пироксенов из трубки Юбилейная [12]. Эклогитовые пироксены имеют наклонные практически линейные графики распределения REE с Eu аномалиями и иногда Ba пиками. На спайдердиаграммах TRE для клинопироксенов из тр. Заполярная Cpx заметны пики Ba и несколько меньшие для Pb, некоторые имеют Pb минимумы. Все пироксены обнаруживают минимумы Zr, как правило, увеличивающиеся вместе с ростом общего уровня TREI, тем не менее, другие HFSE компоненты имеют уровень близкий к уровню REE и даже LILE не обнаруживают существенного обеднения. Один из гранат субкалициевого типа из тр. Заполярная имеет S-тип распределения REE и обеднен Rb, Ba, повышенные концентрации U, Nb, Ta и минимумы Sr и более выраженный для Zr.

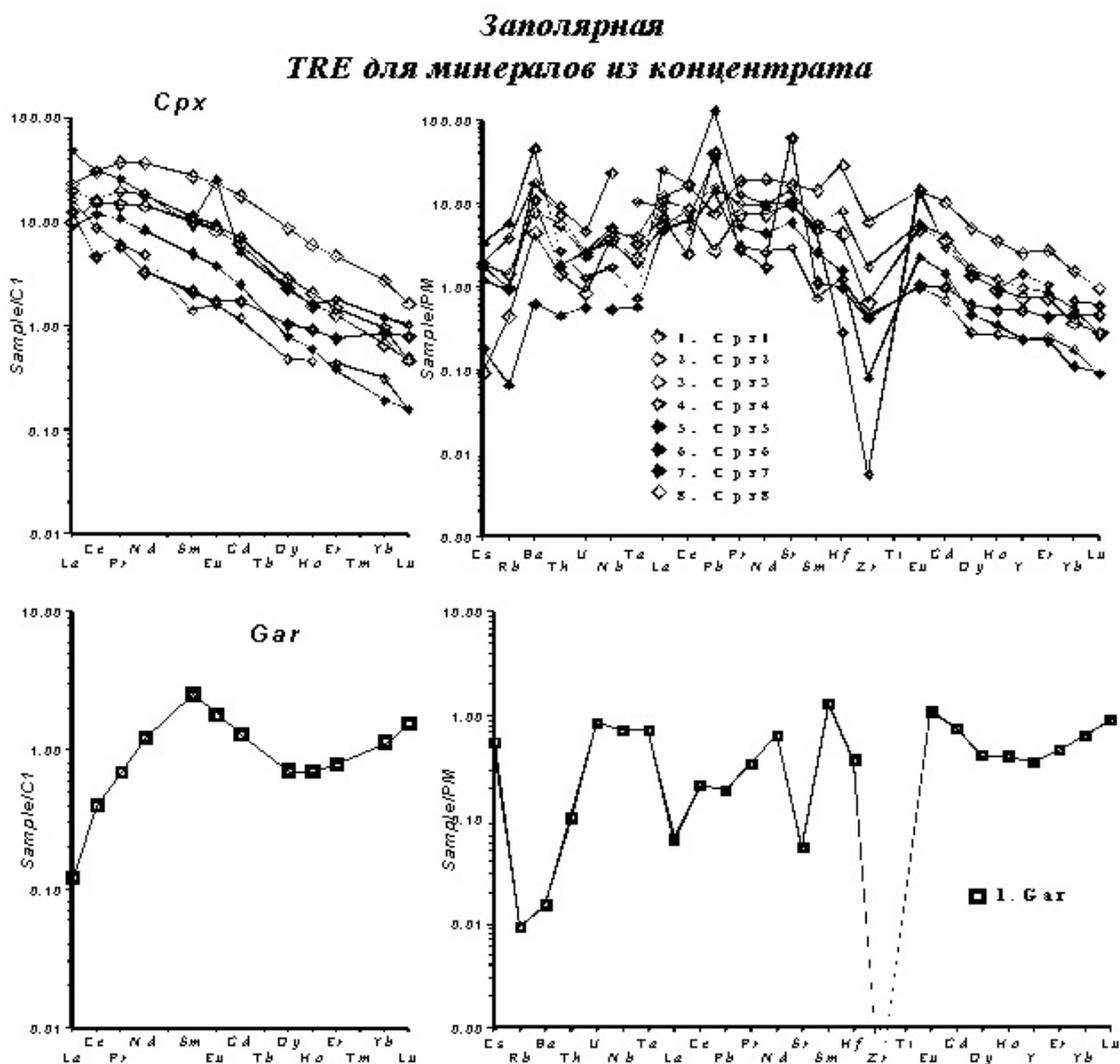


Рис.8 а. Распределения REE и TRE спайдердиаграммы для минералов из концентрата кимберлитовой трубки Заполярная.

Новинка
TRE для минералов из концентрата

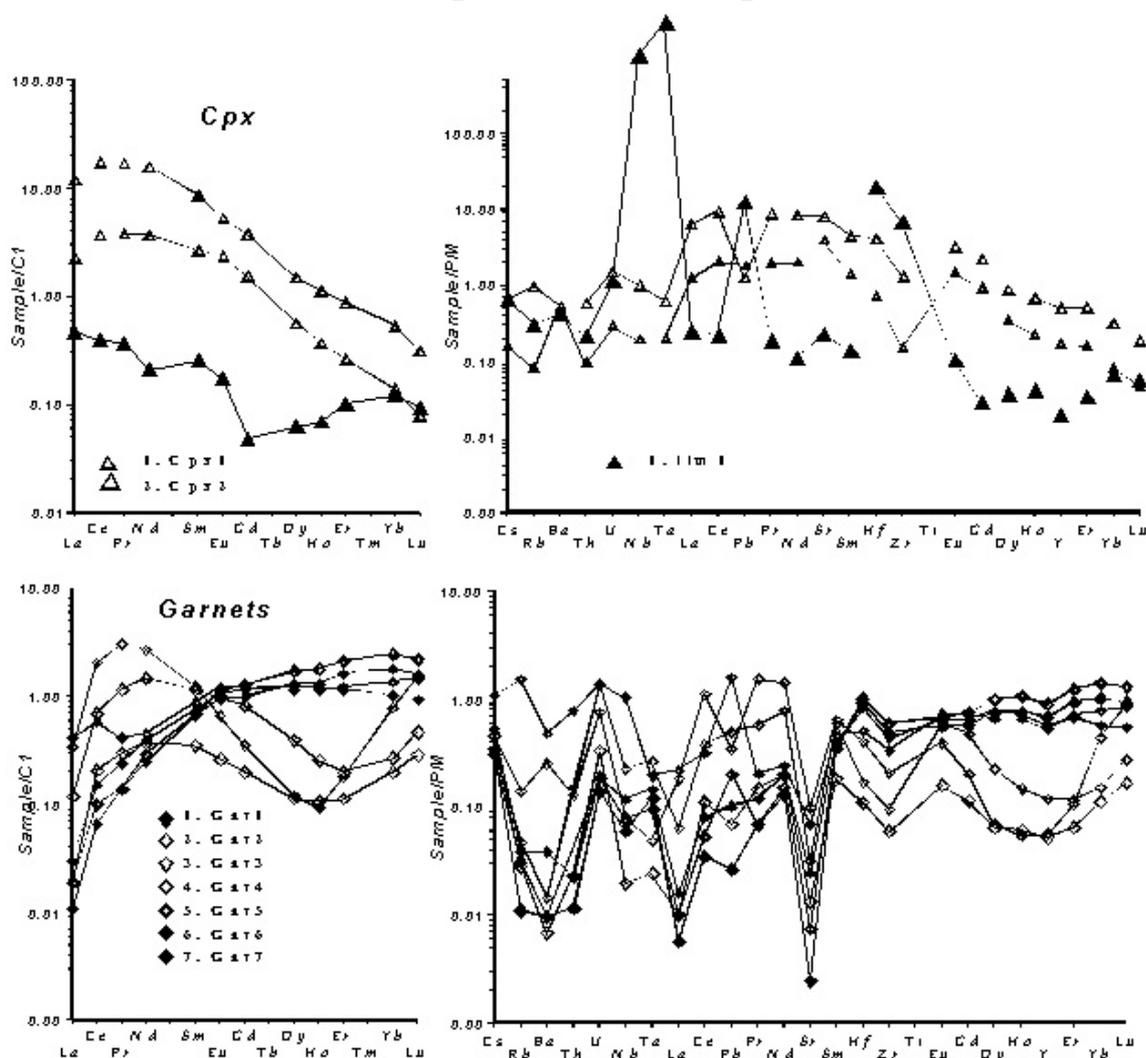


Рис. 8 б. Распределения REE и TRE спайдердиаграммы для минералов из концентрата кимберлитовой трубки Новинка.

Клинопироксены из тр. Новинка Cr-Di типа имеют распределения REE близкие к графикам для тр. Заполярная с минимумами Zr и переменным Pb и без особых колебаний для остальных компонентов. Гранаты S- с обогащением LREE типичны для включений в алмазе [53-56], лерцолитовые имеют округлые распределения и даже выпуклые в средней части. Все они имеют минимумы Sr- и пики U, переменные минимумы и максимумы Pb, Ba и слегка приподняты содержания Nb, Ta. Один из гранатов пироксенитового типа с повышенным уровнем MREE обнаруживает пик Pb и несколько менее выраженные Nb-Ta-U пики, подразумевая переплавление метасоматитов, содержащих ильмениты и сульфиды (рис.8а).

Дискуссия

Изучение минералов из концентратов больших трубок Верхнее-Мунского поля показывает, что уровень захвата включений во всех трубках достаточно глубинный, а количество наиболее перспективных для обнаружения алмаза ассоциаций и минералов, в том числе субкальциевых гранатов достаточно велико. Химические особенности минералов из трубок Верхне-Мунского поля и строение мантийных колонн под этими

трубками немного отличаются от характеристик для других районов кимберлитового магматизма Сибирской платформы и других районов Мира. Широко распространенные Sr- диопсидовые составы обогащенного типа среди мантийных включений [55, 57] совершенно отличаются от составов пироксенов Далдынского района, а также от пироксенов из трубок Алакитского региона [12], где пироксены в среднем более щелочные и глиноземистые. Довольно низкая концентрация ильменитов во многих трубках Верхнее–Мунского поля делают их сходными с накынскими кимберлитами, чем с кимберлитами центральных районов Якутской провинции. Структура мантийных колонн с обогащением нижних горизонтов пироксеном более типична для мантийных разрезов Гондванских блоков с обогащенным в целом мантийным субстратом, [22,26,28,38,44,45,51,59,61], которые часто имеют черты свойственные типичной континентальной мантии. Подобные мантийные разрезы и особенности минералогии типичны например, для одной из групп кимберлитовых трубок Анголы [51] близкими к крупнейшей в мире трубке Катока. В Верхне–Мунском районе присутствуют, как минимум, два типа мантийных разрезов. Под трубками Заполярная и Новинка нижний астеносферный уровень более обогащен пироксеновым материалом, разогрев нижних горизонтов мантийной колонны более отчетлив под этими трубками. Более низкотемпературный и сравнительно обедненный пироксенами разрез под трубкой Деймос вполне соответствует гибриднему характеру химизма пироксенов, присутствию эклогитовых ассоциаций и большому распространению низкокальциевых гранатов. Разогрев нижних горизонтов может способствовать росту алмазов сравнительно высокого качества [25]. В данном районе пока не обнаружены трубки с глубоко истощенным горизонтом в основании непосредственно над астеносферным уровнем, что часто характерно для больших трубок. Так как субдукционные пластины обычно наклонно прилегают к литосферному килю, поэтому литология основания разрезов может быть различной даже в пределах одного куста трубок. Дунитовые породы является наиболее проницаемыми для расплавов и поэтому наличие дунитов в основании способствует концентрации расплава, и прохождению большой порций флюидов и расплавов, что способствует разогреву. Отметим, что синусоидальный характер распределения REE для гранатов является как раз признаком масштабного просачивания и результатом хромотографических эффектов.

Относительно высокая встречаемость пироксенов и неистощенный характер HFSE в сочетании с фракционированным характером и наличием Pb-минимумов на спайдердиаграммах подразумевает обогащение [28] основания разрезов континентальным материалом. Минимумы Zr для большинства проанализированных минералов из концентратов может предполагать участие P в процессе просачивания, который может быть связан с субдуктированными осадками, реактивизированными при процессах роста континента, либо при воздействии плюмовых расплавов на континентальный киль. Все это подразумевает сравнительно проницаемый характер литосферы.

Мантийная слоистость, например P- Fe-тренды для клинопироксенов (рис.7), и TP диаграммы, реконструированные с помощью минеральной термобарометрии, обнаруживает по расщеплению геотерм (TP траекторий) наличие как минимум двух (трех) этапов миграции расплавов сквозь перидотитовый субстрат. Тренды для хромитов с существенным обогащением ульвошпинелевым компонентом в нижних частях разрезов подразумевают реакции с обогащенным TiO₂ расплавами, из которых росли расплавы. Ильменитовые определения, которые расщепляются на 2– 3 отрезка предполагают несколько этапов миграции протокимберлитовых расплавов.

Некоторые трубки Верхней Муны и Прианабарья обнаруживают предпочтительное распространение хромита либо ильменита в концентрате. В некоторых случаях можно предполагать растворение хромита и кристаллизацию ильменита, реже обратные

процессы, о чем свидетельствует в частности присутствие губчатого ильменита. Сходство диаграмм REE для хромитов и ильменитов (не фракционированного типа) для большинства трубок может быть также признаком такого процесса.

Процесс существенного обогащения и влияния субдукционных и карбонатитовых и протокимберлитовых расплавов может приводить к разогреву и росту алмазов [25,28,46, 47,57-59].

Выводы.

1. Верхнее–Мунское поле включает трубки, которые в основном выносят глубинный материал из основания континентального кия кратона. Они несут материал и обнаруживают структуру литосферы, которая отличается от других районов Сибирской платформы обогащением нижних горизонтов пироксеновым материалом, что имеет схожесть со многими районами Центральной Африки, к примеру, Анголы.
2. Геохимические признаки перидотитовых минералов обнаруживают довольно обогащенный характер свойственный континентальной литосфере, подверженной мантийному метасоматозу.
3. Многостадийный процесс просачивания расплавов через перидотитовый субстрат предполагает высокую проницаемость мантийной литосферы.
4. Структура литосферы, мантийная слоистость и геохимические TRE характеристики минералов перспективны для обнаружения алмазов.

Благодарности. Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ 03-05-64146; 05-05-64718. Статья содержит материалы из отчетов, выполненных по проектам 77-02 в 65-03 хозяйственных работ между ОИГГиМ СО РАН и ЦНИГРИ, компании “АПРОСА”.

Литература.

1. Амшинский А.Н., Похиленко Н.П. Особенности состава пикроильменитов из кимберлитовой трубки Зарница (Якутия) // Геол. и геофиз., 1983, N 11, с.116-119.
2. Ащепков И.В., Андре Л. Дифференциация мантийных расплавов на примере пироксенитовых ксенолитов пикробазальтов Витимского плато // Геол. и геофиз., 2002, 43, N 4, с.343-363.
3. Ащепков И.В., Владыкин Н.В., Николаева И.В., Палесский С.В., Логвинова А. М., Сапрыкин А.И., Хмельникова О.С., Аношин Г.Н. О минералогии и геохимии мантийных включений и строении мантийной колонны кимберлитовой трубки Юбилейная, Алакитское поле, Якутия. // Доклады Академии Наук .2004. Т.395. № 4. С.1-7.
4. Костровицкий С.И., Де Бруин Д. Ассоциация хромитых минералов из слюдяных кимберлитов Далдынского поля (Якутская провинция) // Геол. и геофиз., 2004, 45, N 5, с.565-576.
5. Харьков А.Д., Зинчук Н.Н., Крючков А.И. Месторождения алмазов Мира. Москва: Недра. 1998. 545 с.
6. Ashchepkov I., Vladykin N., Pokhilenko N., Sobolev N., Malygina E., Kuligin S., Ovchinnikov Y., Afanasiev N., Mkrtychan G., Rotman A., Kostrovitsky S., Tolstov A., Khmel'nikova J., Pokhilenko L., Logvinova A. Clinopyroxene geotherms for the mantle columns beneath kimberlite pipes from Siberian craton. 8 th International Kimberlite Conference Long Abstract. FLA_0355.
7. Ashchepkov I., Vishnyakova E. New garnet thermobarometry for mantle peridotites and garnet mantle geotherms // 32nd International Geological Congress, Florence, Italy, August 20-28, 2004: Abstracts Volume. - Florence, 2004. - P. 466. - CD-ROM.
8. Ashchepkov I.V. Jd-Di barometer for mantle peridotites and eclogites. // Experiment in Geosciences 2002, v.10, N1, 137-138.
9. Ashchepkov I.V. More precise equation of the Jd-Di Barometr. Herald f of the Earth department RAS. 2003, N1. pp.45-46.

10. **Ashchepkov I.V., Vishnyakova E.V.** Monomineral Cr-Spinel thermobarometry for kimberlite peridotite xenoliths. Abstracts of EUG 2005.
11. **Ashchepkov I.V., Vladykin N.V., Rotman A.Y., Logvinova A.M., Afanasiev V.P., Palessky V.S., Saprykin A.I., Anoshin G.N., Kuchkin A., Khmel'nikova O.S.** Mir and International'naya kimberlite pipes – trace element geochemistry and thermobarometry of mantle minerals. Deep seated magmatism It's sources and their relation to plum processes. // Irkutsk – Ulan-Ude 2004. Publishing house of the Institute of Geography SB RAS 2004, pp. 194-208
12. **Ashchepkov I.V., Vladykin N.V., Rotman A.Y., Logvinova A.M., Nikolaeva I.A., Palessky V.S., Saprykin A.I., Anoshin G.N., Kuchkin A., Khmel'nikova O.S.** Reconstructions of the mantle layering beneath the Alakite kimberlite field: comparative characteristics of the mineral geochemistry and TP sequences. // Deep seated magmatism It's sources and their relation to plum processes. Irkutsk – Ulan-Ude 2004. Publishing house of the Institute of Geography SB RAS 2004, pp.160-178.
13. **Ashchepkov I.V., Vishnyakova E.V.** Monomineral ilmenite and chromite thermo- and oxybarometry application to the mantle xenolith of Siberian platform. // Evolution of the continental lithosphere origin of diamonds and their deposits. Abstract of the International Symposium devoted to 70 anniversary of N.V.Sobolev. Novosibirsk. 2005 p.45.
14. **Ashchepkov I.V., Vladykin N.V., Pokhilenko N.P., Rotman A.Ya., Afanasiev V.P., Logvinova A.M., Kuligin S.S., Saprykin A.I., Kuchkin A.M., Nikolaeva I.V., Palessky S.V., Anoshin G.N., Khemel'nikova O.S.** Ilmenite trends from the kimberlites of Siberia :Do they represent the mantle feeding vein system? // Abstracts of EUG 2005.
15. **Aulbach S, Stachel T, Viljoen K.S., Brey G.P., Harris J.W.** Eclogitic and websteritic diamond sources beneath the Limpopo Belt —is slab-melting the link? // Contrib. Mineral. Petrol. .2002. v.143. p. 56 –70.
16. **Aulbach S.; Griffin W.L.; Pearson N.J.; O'Reilly S.Y.; Kivi K.; Doyle B.J.** Mantle formation and evolution, Slave Craton: constraints from HSE abundances and Re-Os isotope systematics of sulfide inclusions in mantle xenocrysts // Chem. Geol. - 2004. - Vol. 208. - Iss. 1-4. - P. 61-8
17. **Baumgartner M, Ankar E, Grutter H.** Compositional Classification of 'Kimberlitic' and 'Non-Kimberlitic' Ilmenite, with Implications for Visual Selection and Discrimination. // Extended Abstracts of the 8International Kimberlite Conference. 2003. FLA_0281.
18. **Beard B.L., Fraracci K.N., Taylor L.A., Snyder G.A., Clayton R.N., Mayeda T.K., Sobolev N.V.** Petrography and geochemistry of eclogites from the Mir kimberlite, Yakutia, Russia. // Contrib. Mineral. Petrol., 1996. v.125, pp.:293 –310.
19. **Boyd F.R., Pearson D.G., Nixon P.H., Mertzman S.A.** Low-calcium garnet harzburgites from southern Africa: their relations to craton structure and diamond crystallization // Contrib. Mineral. Petrol. 1993. V. 113. P/ 352-366.
20. **Boyd F.R.; Pokhilenko N.P.; Pearson D.G.; Mertzman S.A.; Sobolev N.V.; Finger L.W.** Composition of the Siberian cratonic mantle: evidence from Udachnaya peridotite xenoliths. // Contrib. Mineral. and Petrol. 1997., V. 128. N 2-3. P. 228-246.
21. **Brey G.P., Kohler T.** Geothermobarometry in four-phase lherzolites. II. New thermobarometers, and practical assessment of existing thermobarometers // J. Petrol 1990. V. 31. P. 1353-1378.
22. **Dawson JB** Kimberlites and their xenoliths. Springer, Berlin Heidelberg New York 1980, 295p.
23. **Dencker I., Nimis P., Zanetti A., Sobolev N.V.** Major and Trace Elements Composition of Cr-Diopsides from the Zagadochnaya Kimberlite Pipe (Yakutia, Russia): Insights into Metasomatic Processes in the Yakutian Lithosphere. // Extended Abstracts of the 8International Kimberlite Conference. 2003. FLA_0234.
24. **Eggins, S.M., Woodhead, J.D., Kinsley, L.P.J., Sylvester, P., McCulloch, M.T., Hergt, J.M. and Handler, M.R.** A simple method for the precise determination of 40 or more trace elements in geological samples by ICP-MS using enriched isotope internal standardisation. Chemical Geology, 1997, 134, 311-326.
25. **Fedortchouk Y., Canil D., Carlson J.A.** Oxygen Fugacity of Kimberlite Magmas and their Relationship to the Characteristics of Diamond Populations, Lac de Gras, N.W.T., Canada. // Extended Abstracts of the 8International Kimberlite Conference. 2003. FLA_0098.

26. **Gregoire M., Bell, D.R.; Le Roex, A.P.** 2002. Trace element geochemistry of phlogopite-rich mafic mantle xenoliths: their classification and their relationship to phlogopite-bearing peridotites and kimberlites revisited. // *Contrib Mineral Petrol.* 2002. v 142(5) pp. 603-625.
27. **Griffin W. L., Fisher N. I., Friedman J. H., O'Reilly S. Y., and Ryan C. G.** Cr-pyrope garnets in the lithospheric mantle. 2. Compositional populations and their distribution in time and space // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2002. V. 3(12). P. 35.
28. **Griffin W.L., Shee S.R., C.G. Ryan T.T.** Win B.A. Wyatt Harzburgite to lherzolite and back again: metasomatic processes in ultramafic xenoliths from the Wesselton kimberlite, Kimberley, South Africa. // *Contrib Mineral Petrol* (1999) 134: 232±250.
29. **Griffin W.L., Ryan C.G., Kaminsky F.V., O'Reilly S.Y., Natapov L.M., Win T.T., Kinny P.D., Ilupin I.P.** The Siberian lithosphere traverse: mantle terranes and the assembly of the Siberian Craton. // *Tectonophysics.* 1999. V.310. P. 1–35.
30. **Griffin W.L.; O'Reilly S.Y.; Natapov L.M.; Ryan C.G.** The evolution of lithospheric mantle beneath the Kalahari Craton and its margins // *Lithos.* - 2003. - Vol. 71. - Iss. 2-4. - P. 215-241.
31. **Griffin, W. L., N. I. Fisher, J. H. Friedman, S. Y. O'Reilly, and C. G. Ryan,** Cr-pyrope garnets in the lithospheric mantle. 2. Compositional populations and their distribution in time and space.//*Geochem. Geophys. Geosyst.*, 2002.v.3 (12), 35 p.
32. **Griffin, W.L., Moore, R.O., Ryan, C.G., Gurney, J.J., Win, T.T.,** 1997. Geochemistry of magnesian ilmenite megacrysts from Southern African kimberlites. // *Russian Geol. Geophys.* 1997. v. 38(2). pp.398-419.
33. **Griffin W.L., Cousens D.R., Ryan C.G., Sie S.H., Suter G.F.** Ni in chrome pyrope garnets: a new geothermometer. // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1989. v.103. pp. 199-202.
34. **Jacob D., Jagoutz E., Lowry D., Matthey D., and Kudrjavitseva G.** Diamondiferous eclogites from Siberia: Remnants of Archean oceanic crust. // *Geochim. Cosmochim. Acta* 1994, v. 58, pp.5195-5207.
35. **Kopylova M.G., Russell J.K., Stanley C. , Cookenboo H.** Garnet from Cr- and Ca-saturated mantle: implications for diamond exploration // *J. Geochem. Explor.*, 2000, v. 68., 3, P. 183-199.
36. **Kostrovitsky S.I., Alymova N.V., Ivanov A.S., Serov V.P.** Structure of the Daldyn Field (Yakutian Province) Based on the Study of Picroilmenite Composition // *Extended Abstracts of the 8International Kimberlite Conference.* 2003.FLA_0207.
37. **Kuligin S.S., Malkovets V.G., Pokhilenko, N.P., Vavilov M.A., Griffin W.L., O'Reilly S.Y.** Mineralogical and Geochemical Characteristics of a Unique Mantle Xenolith from the Udachnaya Kimberlite Pipe // *Extended Abstracts of the 8International Kimberlite Conference.* 2003. FLA_0114.
38. **Lee, C.T., Rudnick, R.L.,** 1999. Compositionally stratified cratonic lithosphere: petrology and geochemistry of Tanzania. // In: Gurney, J.J., Gurney, J.L., Pascoe, M.D., Richardson, S.H. (Eds.), *Proc. 7th Int. Kimb. Conf., Red Roof Design cc, Cape Town*, pp. 503-521.
39. **McGregor I.D.** The system MgO- SiO₂- Al₂O₃: solubility of Al₂O₃ in enstatite for spinel and garnet peridotite compositions. // *Am. Miner.* 1974. V. 59. P. 110-119.
40. **Moor R.O., Griffin, W.L. Gurney et al.** 1992 Trace element geochemistry of ilmenites megacrysts from the Monastery kimberlite, South Africa. // *Lithos.* 1992. v. 29, pp.1-18.
41. **Moore A.E.; Lock N.P.** The origin of mantle-derived megacrysts and sheared peridotites-evidence from kimberlites in the northern Lesotho - Orange Free State (South Africa) and Botswana pipe clusters // *S. Afr. J. Geol.* - 2001. - Vol. 104. - N 1. - P. 23-38.
42. **Morfi L, Harte B, Hill P, Gurney J.** Polymict peridotites - a link between deformed peridotites and megacrysts from kimberlites: *Abstr. 3rd International Workshop on Orogenic Lherzolites and Mantle Processes, Pavia, Sept. 12-15, 1999* // *Ofioliti* - 1999. - Vol. 24. - N 1a. - P. 134. S.
43. **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. N5. P.541-554
44. **Nixon, P.H.** Ed. *Lesotho Kimberlites* // Cape and Transvaal, 1973, Cape Town, 470 p.
45. **Nixon, P.H.,** 1987. Kimberlitic xenoliths, their cratonic setting./ In: P.H. Nixon (Editor). *Mantle Xenoliths.* Wiley, Chichester, pp.215-239.

46. **Pal'yanov N., Sokol A. G., Borzdov M., Khokhryakov A. F.** Fluid-bearing alkaline carbonate melts as the medium for the formation of diamonds in the Earth's mantle: an experimental study // *Lithos*. 2002. v.60 pp. 145–159.
47. **Pokhilenko N.P., Pearson D.G., Boyd F.R., Sobolev N.V.** Megacrystalline dunites: sources of Siberian diamonds // *Carnegie Inst. Wash. Yearb.* 1991. Yearb. 90: P. 11-18.
48. **Pokhilenko, N. P., Sobolev, N.V., Kuligin, S. S., Shimizu, N.** Peculiarities of distribution of pyroxenite paragenesis garnets in Yakutian kimberlites and some aspects of the evolution of the Siberian craton lithospheric mantle. /*Proceedings of the VII International Kimberlite Conference. The P.H. Nixon volume.* 2000. Pp. 690-707.
49. **Prouteau G, Scaillet B, Pichavant M, Maury R** Evidence for mantle metasomatism by hydrous silicic melts derived from subducted oceanic crust. // *Nature* 2001. v. 410. p.197 –200
50. **Rodionov A.S., Sobolev N.V., Pokhilenko N.P., Suddaby P., Amshinsky A.N.** Ilmenite-bearing peridotites and megacrysts from Dalnaya kimberlite pipe, Yakutia // *Fifth International Kimberlite Conference: Extended abstracts, United States, 1991*, pp.339-341.
51. **Rotman A., Ashchepkov I., Palessky S., Saprykin A., Khemel'nikova O., Anoshin A.** Thermal structure and geochemistry of mantle minerals from three kimberlite pipes from Angola. *Geophysical Research Abstracts // European Geophysical Society, 2004. Vol. 7, 02879, 2004c.*
52. **Ryan C. G.; Griffin W. L.; Pearson N. J.** Garnet geotherms: Pressure-temperature data from Cr-pyrope garnet xenocrysts in volcanic rocks. // *J. Geophys. Res. B.* 1996. V. 101. N 3. P. 5611-5625.
53. **Sobolev N.V., Kaminsky F.V., Griffin W.L., Yefimova E.S., Win T.T., Ryan C.G. & Botkunov A.I.** Mineral inclusions in diamonds from the Sputnik kimberlite pipe, Yakutia. // *Lithos*. 1997. V. 39. P. 135-157.
54. **Sobolev N.V., Sobolev V.N., Snyder G.A., Yefimova E.S., Taylor L.A.** Significance of eclogitic and related parageneses of natural diamonds // *Int. Geol. Rev.* 1999. v.41 pp.129 –140.
55. **Sobolev, N.V.** Deep-Seated Inclusions in Kimberlites and the Problem of the Composition of the Upper Mantle. / *Am. Geophys. Union, Washington, D.C.* 1977. 279 p.
56. **Sobolev, N.V., Taylor, L.A., Logvinova, A.M., Koptil, V.A., Zinchuk, N.N., Zedgenizov, D.A., and Yefimova, E.S.,** 2003, Mineral Inclusions In Diamonds From Komsomolskaya And Krasnopresnenskaya Pipes, Yakutia: Evidence For Deep Lithospheric Heterogeneities In Siberian Craton // *8th International Kimberlite Conference, Victoria, Canada.*
57. **Spetsius, Z.V.,** 1995. Occurrence of diamond in the mantle: A case study from the Siberian Platform. In: W.L. Griffin (Editor), *Diamond Exploration: Into the 21st Century. J. Geochem. Explor.*, 1995. v. 53. p. 25-39.
58. **Spetsius, Z.V., Serenco, V.P.,** 1990. Composition of Continental Upper Mantle, Lower Crust Beneath the Siberian Platform. /*Nauka, Moscow, 1990.* 272 pp. (in Russian).
59. **Van Achterberg E., Griffin W.L., Steinfenhofer J.** Metasomatism in mantle xenoliths from Letlhakane kimberlites estimation of element fluxes.// *Contrib. Mineral. Petrol.* 2001. v. 141, pp.397-414.
60. **Walter, M.J.,** 1999. Melting residues of fertile peridotite and the origin of cratonic lithosphere. In: Fei, Y., Bertka,
61. **Wang W.Y. & Gasparik T.** Metasomatic clinopyroxene inclusions in diamonds from the Liaoning province, China // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2001. V. 65. P. 611-620.

Базиты и ультрабазиты карбонатитоносной зоны Северного Забайкалья

Рипп Г.С., Бадмацыренов М.В., Дорошкевич А.Г., Ласточкин Е.И.

Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия

В статье рассмотрены петрохимические и геохимические особенности габброидов и тальк-карбонатных пород, распространенных на площади проявления карбонатитов в Северном Забайкалье. Проведена оценка их возможной комагматичности с карбонатитами. Показано, что тальк-карбонатные породы образовались в результате изменения ультрабазитов. Процессы преобразования этих пород привели к перекристаллизации хромита, появлению метасоматических и переотложенных его генераций. На основании близости изотопных составов кислорода и углерода в карбонатных минералах предполагается единый источник углекислоты тальк-карбонатных пород и карбонатитов.

Введение

В Северном Забайкалье в последние годы обосновано существование новой карбонатитоносной площади. Тела карбонатитов в пределах ее слагают серию даек. Они вместе с распространенными здесь телами габброидов и хромитсодержащих тальк-карбонатных пород трассируют вытянутую в субмеридиональном направлении рифтогенную структуру. Дайки карбонатитов характеризуются существенно доломитовым составом и высоким содержанием апатита. В них отмечается более ранняя кристаллизация доломита относительно кальцита. Необычным для проявления является также отсутствие щелочных силикатных пород, для которых можно было бы предположить их связь с карбонатитами. В то же время карбонатиты отличаются повышенным содержанием титана, хрома и никеля, в них обнаружены рутил-магнетитовые и рутиловые ксенокласты с реликтами цинксодержащего высокохромистого хромита. Предполагается, что они представляют собой реликты мантийных ксенолитов. Такие ксенолиты установлены к настоящему времени только в эффузивных фациях карбонатитов и не встречены в интрузивных. Для изучаемого проявления это может рассматриваться с одной стороны как свидетельство возможной связи карбонатитов с ультрабазитами, превращенными в тальк-карбонатные породы, с другой – как объект для изучения эволюции мантийного магматизма в выделенной рифтогенной зоне. Установление связи карбонатитов и силикатных пород существенно осложнено, проявившимся на площади метаморфизмом, сопровождавшимся изменением состава пород и появлением новых минеральных парагенезисов.

Методика исследований

Анализ химического состава пород проведен атомно-абсорбционным методом, элементов-примесей – рентгено-флуоресцентным, а редкоземельных элементов – спектральным с предварительным химическим обогащением. Состав минералов определен на модернизированном рентгеновском микроанализаторе MAP-3. Микроструктурные особенности пород, характер выделений минералов, их взаимоотношения и однородность состава изучались на электронном микроскопе LEO-1430 с энергодисперсионным спектрометром Inca Energy-300. Анализы хромитов из карбонатитов проведены в Отделе Минералогии Британского музея Естественной

Истории (Лондон) на микрозонде Cameca SX50 и электронном микроскопе Probe SEM – Jeol 5900LV. В зависимости от состава минералов съемки проводились при 15-20 kV, ускоряющем напряжении тока зонда от 20 до 40 нА, времени измерения 20 сек, и диаметре зонда 2-3 мкм. Для повышения достоверности анализа в окрестностях каждой точки проводилось по несколько параллельных замеров. Изотопные составы кислорода и углерода в карбонатных минералах определены в лаборатории стабильных изотопов Аналитического Центра ДВНЦ РАН на прецизионном масс-спектрометре Finigan MAT-252. Погрешность анализов не превышала $\pm 0,02\%$.

Геологическая характеристика участка

Изученная территория расположена в южном складчатом обрамлении Сибирского кратона Келяно-Ирокиндинской ветви Байкало-Муйского пояса. В контурах этой территории установлена новая карбонатитоносная площадь [2]. Часть ее на правом берегу р. Келяны приурочена к зоне субмеридионального направления трассируемой субпараллельными дайками габброидов, карбонатитов и ультрабазитов (рис. 1). Так как

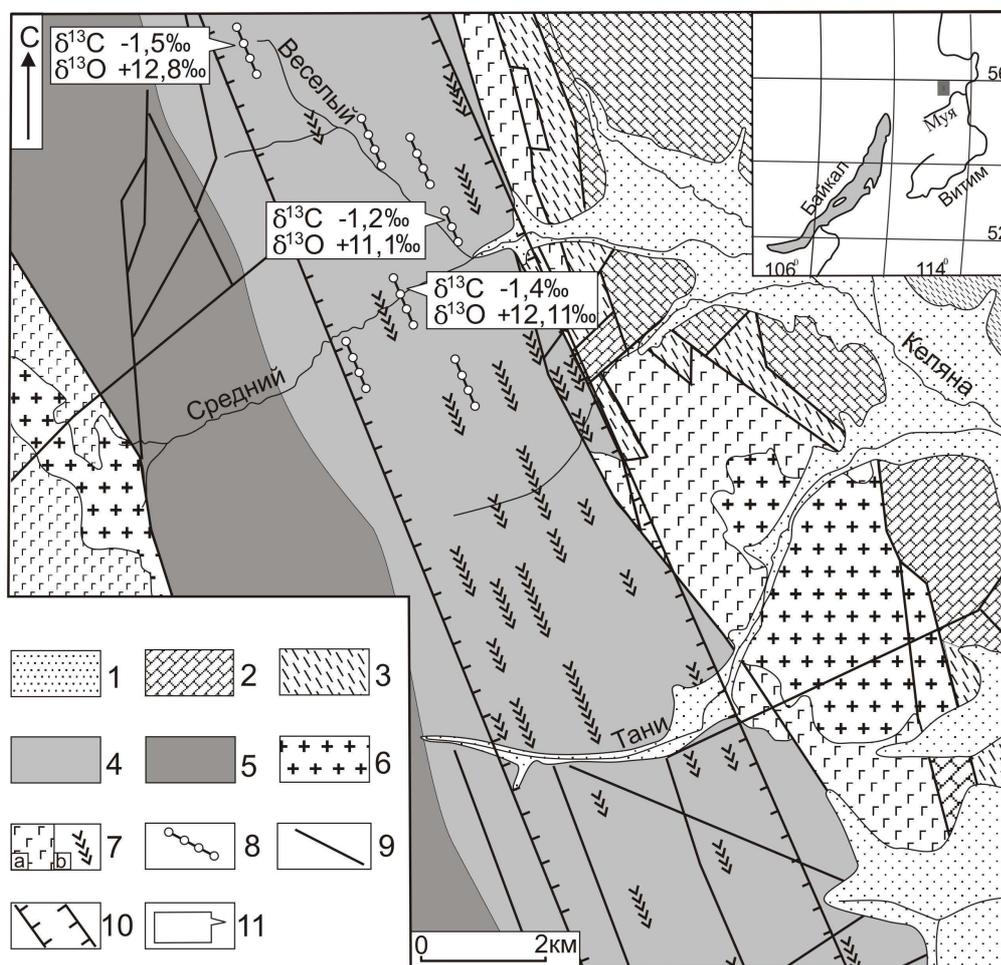


Рис. 1. Схема геологического строения участка Веселый (по данным Н.П. Андреева и др., 1974, В.П. Инюшкина и др., 1977 с дополнениями Б.Б. Дамдинова и авторов).

1 – современные рыхлые отложения; раннепалеозойские: 2 – карбонатные породы и 3 – сланцы; 4 – рифейские кристаллические слюисто-кварц-полевошпатовые сланцы; 5 – метавулканы келянской толщи; 6 – граниты биотитовые, амфибол-биотитовые; 7 – габброиды: а) массивы, б) дайки; 8 – тела тальк-карбонатных пород с хромитом; 9 – тектонические нарушения; 10 – границы осевой части рифтогенной зоны с дайками базитов, ультрабазитов и карбонатитов; 11 – значения изотопных составов углерода и кислорода в карбонатных минералах из тальк-карбонатных пород.

здесь не обнаружено силикатных щелочных пород, то нами с позиций возможной комагматичности базитов и ультрабазитов с карбонатитами было проведено изучение именно этих пород. Все дайки достаточно четко контролируются одной тектонической структурой в пределах линейно вытянутой на ССЗ зоны (рис.1). Вмещающие породы, а также тела базитов, ультрабазитов и карбонатитов метаморфизованы на уровне фации зеленых сланцев (эпидот-хлорит-мусковитовая до хлорит-биотитовой субфации) в условиях повышенных давлений. В результате метаморфических процессов первые были преобразованы в кристаллические слюдисто-кварц-полевошпатовые сланцы и мраморы,

Таблица 1.

Химический состав даек габброидов участка Веселый (мас. %, ppm)

Компонент	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	44.40	40.40	50.90	46.10	51.90	42.62
TiO ₂	1.22	0.89	1.15	1.88	3.20	1.63
Al ₂ O ₃	17.20	21.50	14.60	16.25	14.20	15.3
Fe ₂ O ₃	5.95	7.80	7.03	5.18	5.20	2.25
FeO	8.17	5.59	5.51	6.90	7.03	8.63
MnO	0.18	0.13	0.24	0.18	0.19	0.21
MgO	5.74	4.89	5.18	7.53	3.53	7.12
CaO	10.14	12.14	9.72	8.18	5.37	8.01
Na ₂ O	2.12	2.00	2.38	2.73	4.00	2.87
K ₂ O	0.84	0.37	0.25	1.47	1.81	2.16
P ₂ O ₅	0.17	0.11	0.06	0.12	0.54	0.12
п.п.п.	3.60	4.32	3.13	3.28	3.01	8.90
Сумма	99.73	100.14	100.15	99.80	100.08	99.80
CO ₂	<0.20	<0.20	<0.20	<0.20	0.88	4.46
S	0.18	0.53	0.68	0.41	0.19	<0.10
F	0.08	0.09	0.04	0.17	0.11	0.22
Rb	20	18	7	37	55	н/о
Sr	690	1010	220	360	270	то же
Y	20	13	23	25	44	-/-
Zr	37	31	45	110	280	-/-
Nb	6	5	3	3	28	-/-
Ba	230	210	150	530	330	-/-
Ni	15	<10	33	92	11	-/-
Zn	120	91	230	120	110	-/-
Cu	42	41	45	70	10	-/-
Pb	<5	22	<5	10	10	-/-
V	54	24	24	24	23	210
Cr	25	<25	60	51	25	44
Cu	42	41	45	70	10	н/о
f	71	73	71	62	78	60

Примечание. Химические анализы и элементы группы железа выполнены атомно- абсорбционным методом (аналитики Б.И. Булдаева, И.В. Боржонова, Э.М. Татьянкина). Элементы-примеси определены рентгено-флюоресцентным методом (аналитик Б.Ж. Жалсараев), ГИН СО РАН. f – коэффициент фракционирования.

габброиды претерпели зеленокаменные изменения, а ультрабазиты превращены в ассоциацию карбонатов магния, кальция, талька, брусита, хлорита, актинолита, содержащую рассеянную вкрапленность хромита. В отдельных участках последних отмечается маложелезистый флогопит. На контактах ультрабазитов и в самих телах

обычными являются новообразования кварца, талька и хромсодержащих фенгита, хлорита. В карбонатитах появились фенгит, хлорит, тремолит-актинолит, тальк. Повышенная кремнистость фенгита (3,25-3,45 ф.е. Si), являющегося одним из наиболее типоморфных минералов метаморфических парагенезисов по [3] свидетельствует о давлениях в пределах 7,5-10,0 Кбар.

Большая часть даек основных пород сосредоточена в полосе шириной 5-6 км. На расстоянии 20 км здесь закартировано более трех десятков тел с единой ориентировкой на ССЗ 350⁰. Мощность даек обычно варьирует от первых метров до нескольких десятков метров. Контакты их с вмещающими сланцами, как правило, четкие, хотя сами они нередко рассланцованы. Часто по трещинкам в них встречаются новообразования фенгита. Массивы габброидов, распространенных восточнее и западнее зоны, также вытянуты в субмеридиональном направлении. Они сложены, в основном, роговообманковыми габбро, переходящими в габбродиориты, прорваны биотитовыми и щелочными гранитами (рис. 1).

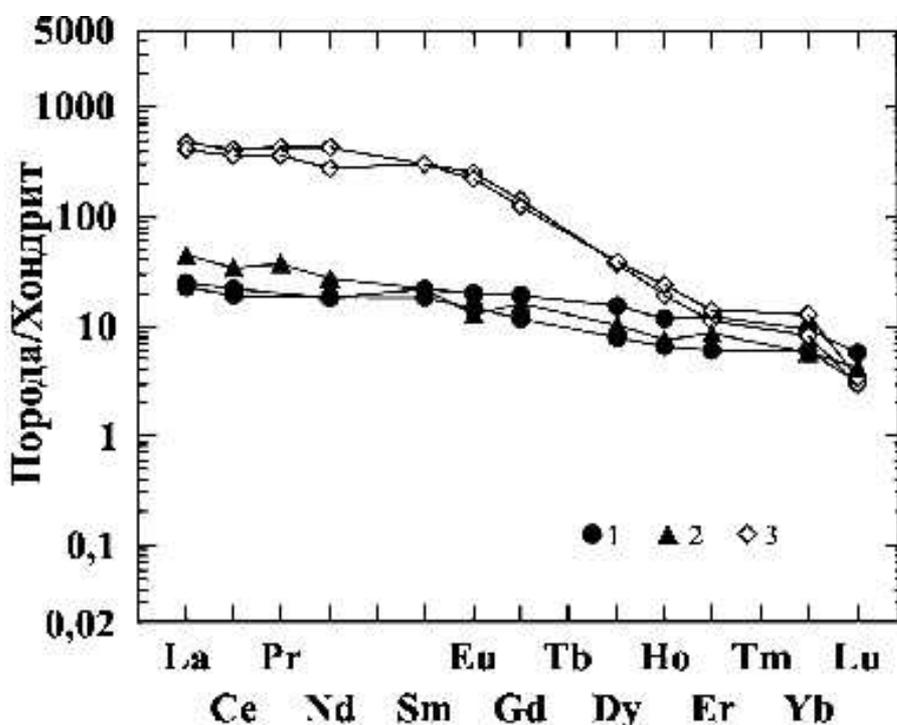


Рис. 2. Графики нормированных содержаний РЗЭ по [4] в тальк-карбонатных породах (1), габброидах (2) и карбонатитах (3) участка Веселый.

Содержания элементов-примесей (табл. 1) близки к значениям характерных для габброидов. Не отмечается и сколько-нибудь важных особенностей в составе РЗЭ. Несколько необычным выглядит низкий уровень РЗЭ в ряде проб, хотя конфигурация кривых нормированных содержаний индивидуальных редкоземельных элементов близка к конфигурации нормальных габброидов (рис. 2). Графики нормированных содержаний примесных элементов в целом подобны для пород имеющих глубинный источник. Они достаточно близки к кривым ультрабазитов и карбонатитов, распространенных на изученной территории (рис. 3).

Петрографические и петрохимические особенности даек базитов и ультрабазитов

Дайки габброидов сложены агрегатом амфибола, эпидота, хлорита, биотита, кислого плагиоклаза. В составе аксессуарных минералов в них присутствуют титанит, магнетит, апатит. По петрохимическим параметрам они относятся к разновидностям с пониженной

кремнистостью и несколько повышенной щелочностью (сумма щелочей от 3 до 6 мас. %). Содержания в них TiO_2 достигает 3 мас. %, фосфора не превышают первых десятых долей процента, коэффициент железистости варьирует в интервале 60-78 (табл. 1). Отношения натрий/калий (от 1,5 до 9,0) свидетельствуют о калиево-натровой и натровой специализации пород. Неоднородность состава пород и вариации петрогенных элементов в них в значительной мере обусловлены метаморфическими процессами, сопровождавшимися перераспределением и привносом части компонентов из вмещающих пород. Об этом в частности свидетельствуют новообразования светлой слюды (фенгита).

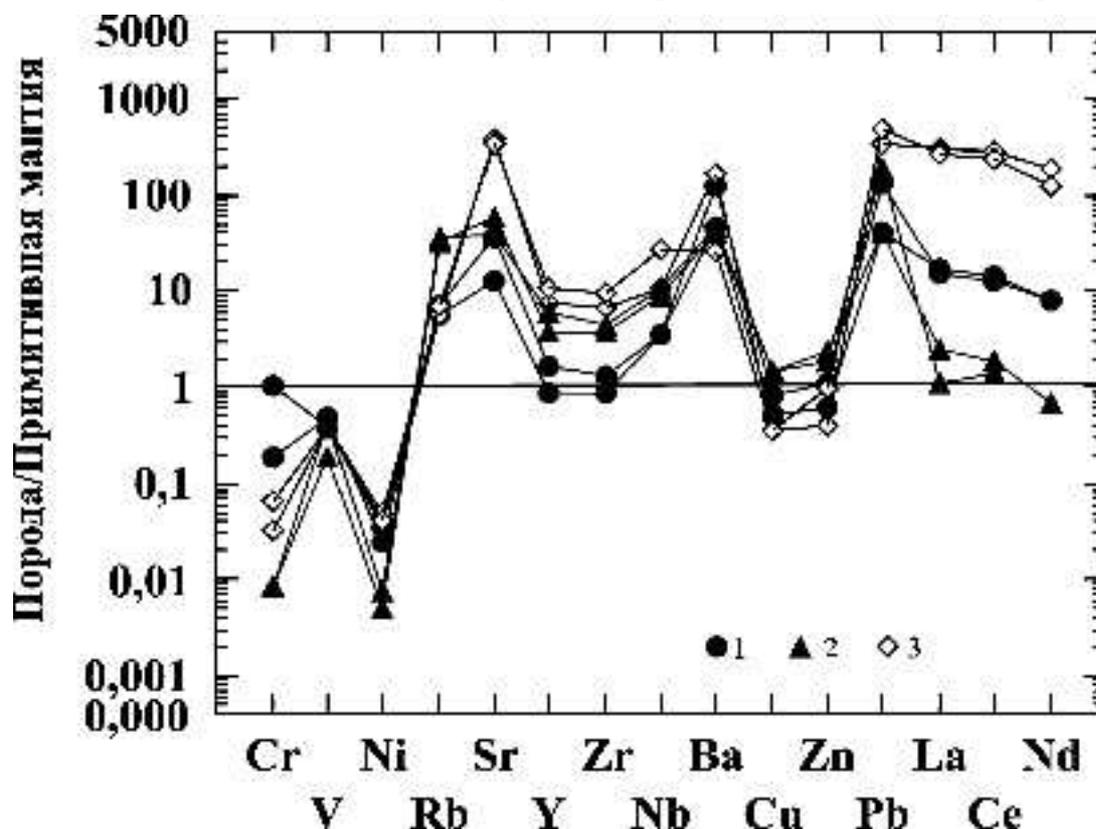


Рис. 3. Спайдердиаграмма нормированных содержаний примесных элементов в тальк-карбонатных породах (1), габброидах (2) и карбонатах (3) участка Веселый.

Существенно больший интерес представляют хромитсодержащие тальк-карбонатные породы. Это маломощные (до нескольких метров) быстро выклинивающиеся линзовидной формы тела, залегающие среди слюдисто-кварц-полевошпатовых сланцев. Всего к настоящему времени в пределах выделенной структуры установлено 8 участков их распространения, пространственно сближенных с карбонатами. На контактах с вмещающими породами они рассланцованы. Здесь неравномерно распределены участки ослюденения, хлоритизации, оталькования и окварцевания, содержащие будины карбонатных и тальк-карбонатных пород. Во всех изученных образцах присутствует рассеянная вкрапленность хромита и высокохромистого магнетита. Химический состав (табл. 2) и минеральные особенности пород свидетельствует об их первично ультраосновном составе. По ассоциациям минералов выделяется два этапа преобразования пород. Первый, связанный с высокой активностью углекислоты и воды, сопровождался образованием магнезиальных карбонатов, талька, перекристаллизацией хромита. Второй был обусловлен привносом кремнезема, щелочей, глинозема и привел к образованию фенгита, хлорита, кварца, актинолита, еще одной генерации талька.

Породы отличаются весьма неравномерным распределением кремнезема. Отчасти это обусловлено наложенными окварцеванием, оталькованием, хлоритизацией,

Таблица 2.

Химический состав тальк-карбонатных пород участка Веселый (мас. %, ppm)

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	42.10	38.00	37.30	35.30	48.60	34.50	28.60	32.10	37.70
TiO ₂	<0.02	0.03	<0.02	0.03	<0.02	0.02	<0.02	0.02	0.12
Al ₂ O ₃	2.80	0.54	1.48	0.39	0.72	0.36	0.54	0.90	15.30
Fe ₂ O ₃	0.52	0.64	0.86	1.86	1.06	4.35	1.42	2.76	0.87
FeO	3.80	4.60	3.61	4.86	3.08	4.64	6.35	5.10	4.63
MnO	0.08	0.12	0.18	0.20	0.04	0.10	0.04	0.15	0.10
MgO	20.07	20.06	15.12	19.21	20.80	33.28	31.60	30.62	10.23
CaO	3.08	6.81	13.50	8.86	2.23	1.42	0.26	5.10	8.66
Na ₂ O	0.04	0.01	0.01	0.01	0.05	0.03	0.01	0.01	0.20
K ₂ O	<0.01	0.14	0.42	0.10	0.08	<0.01	<0.01	0.01	3.61
P ₂ O ₅	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	0.00	0.00
п.п.п.	26.74	29.20	27.50	29.00	22.70	21.47	30.80	22.79	17.61
Сумма	99.23	100.15	99.98	99.82	99.36	100.17	99.60	99.56	99.03
F	0.06	0.02	0.09	0.1	0.07	0.04	0.05	н/о	н/о
S	<0.10	<0.10	0.27	<0.10	<0.10	<0.10	<0.10	<0.1	0.13
Rb	20	4	10	8	4	<2	4	<2	64
Sr	150	200	410	410	360	60	24	640	230
Zr	<2	3	4	5	5	<2	<2	7	11
Ba	64	<30	90	<30	170	<30	<30	650	240
Ni	940	650	280	940	1070	1120	1420	1000	220
Cu	8	<10	80	12	50	<10	<10	14	23
Zn	44	22	30	31	26	31	14	30	56
Pb	14	<10	13	<10	71	<10	<10	<5	16
Cr	3100	3000	1200	4600	3200	2900	3500	н/о	н/о
Co	61	<50	50	50	61	50	50	н/о	н/о
Y	0.42	<2	<2	<2	<2	0.89	<2	<2	3
f	18	21	23	26	17	21	20	20	35

Примечание. Анализы макрокомпонентов выполнены атомной абсорбцией (аналитики А.А. Цыренова, В.А. Иванова, Н.Л. Гусева, Г.И. Булдаева), примесные элементы - рентгенофлуоресцентным (аналитик Б.Ж. Жалсараев). f – коэффициент фракционирования.

ослюденением. В то же время результаты анализов пород свидетельствуют в целом о недосыщенности их кремнеземом (менее 42 мас. % SiO₂), одной из причин которой мог быть вынос SiO₂ происходивший в процессе карбонатизации. Для пород характерна высокая магнезиальность (20-32 мас. % MgO, коэффициент магнезиальности - 79-84). Количество щелочей, фосфора, титана в них обычно не превышает 1 мас. % каждого (табл. 2). Среднее содержание хрома равно 0,3 мас. %, а никеля около 0,1 мас. %.

Таблица 3.

Состав РЗЭ и Y в дайках габброидов (1) и тальк-карбонатных пород (2, 3) участка Веселый (ppm)

№ п/п	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Er	Yb	Dy	Ho	Lu	Y
1	16	32	5	19	5	1.1	4.9	2.1	1.4	3.9	0.64	0.16	3.9
2	9.2	21	н/о	13	4.2	1.3	3.6	1.5	1.5	3	0.55	0.12	3
3	8.5	18	н/о	13	5	1.7	5.8	3	2.3	5.7	1	0.22	5.7

Примечание. Анализ проведен эмиссионно-спектральным методом с предварительным химическим обогащением. Аналитик Т.А. Казанцева, ГИН СО РАН.

Породы отличаются низким уровнем концентрации Zr, Sr, Nb, Cu, TR (табл. 2, 3). Графики их нормированных содержаний в целом близки к таковым для пород мантийного источника.

Породы на 60-70% сложены карбонатами магния и кальция. Остальная часть приходится на тальк, кварц. Участками распространены брусит, тремолит-актинолит, флогопит. До 1-1,5% присутствуют хромит и хромсодержащий магнетит.

Среди карбонатных минералов преобладают низкожелезистый доломит и магнетит – брейнерит (табл. 4). В последнем содержание железа непостоянно, и варьирует в пределах 5,1-19,95 мас. % FeO, но обычно находится на уровне около 7 мас. %.

Доломит, количество которого составляет 10-30 объема породы, содержит в среднем несколько более 3 мас. % FeO, первые десятые доли процента марганца и стронция.

Кальцит слагает более поздние чем доломит и магнетит карбонатные прожилки и сегрегации. В минерале присутствует заметное количество сидеритового минала и меньше - магнетитового (табл. 4). Марганец и стронций в кальците не обнаружены.

Таблица 4.

Составы карбонатных минералов из тальк-карбонатных пород участка Веселый (мас. %)

Минерал	Кол-во анализов	CaO	MgO	FeO	MnO	SrO
Доломит	13	$\frac{28.99}{27.54 - 30.23}$	$\frac{19.50}{17.91 - 22.16}$	$\frac{3.18}{0.53 - 6.35}$	$\frac{0.22}{\text{н/о} - 0.56}$	$\frac{0.40}{\text{н/о} - 0.78}$
Магнетит	26	$\frac{0.11}{\text{н/о} - 1.55}$	$\frac{38.66}{31.75 - 44.41}$	$\frac{7.30}{5.10 - 19.95}$	$\frac{0.12}{\text{н/о} - 0.65}$	н/о
Кальцит	2	47.87 – 49.39	0.9 – 1.66	1.87 – 7.50	н/о	н/о

Примечание. В знаменателе приведены содержания от - до, в числителе – среднее. В расчете средних в магнетите исключены пробы, содержащие более 11 мас. % FeO и менее 35 мас. % MgO; н/о – элемент не обнаружен. Анализы выполнены на микронзонде MAP-3 С.В. Канакиным, ГИН СО РАН.

Изотопные составы углерода и кислорода, определенные в карбонатных минералах (магнетите, доломите) в среднем дают значения $-1,4 \text{‰ } \delta^{13}\text{C PDB}$ и $11,6 \text{‰ } \delta^{18}\text{O SMOW}$. Они близки к изотопным составам карбонатных минералов из карбонатитов, распространенных в пределах изученной площади (табл. 5).

Таблица 5.

Изотопные составы С и О в тальк-карбонатных породах и карбонатитах участка Веселый

№ п/п	№ пробы	Анализируемый материал	$\delta^{13}\text{C } \text{‰}, \text{PDB}$	$\delta^{18}\text{O } \text{‰}, \text{SMOW}$
1	4/04	Доломит и магнетит	-1.0	11.7
2	8/04	То же	-1.4	10.4
3	ИБ 11	-/-	-1.6	11.5
4	ИБ-12	-/-	-1.4	14.2
5	Ср-7	-/-	-1.9	12.0
6	Ср-8	-/-	-0.9	12.2
7	Среднее из 4 проб	Доломит	-1.8	10.9

Примечание. Анализы выполнены в изотопных лабораториях ОИГТИМ СО РАН и ДВНЦ РАН. Анализы 3, 4 Б.Б. Дамдинова.

В породах присутствует по меньшей мере две генерации талька. Одна из них образовалась по магниезальным первичным минералам ультрабазитов на этапе их карбонатизации. Она распространена в карбонатной матрице в виде пятнистой вкрапленности и гнездообразных выделений чешуйчатых зерен в ассоциации с

магнезитом и кварцем. Для этого талька характерно повышенное содержание железа (6,2 мас. % FeO). Вторая генерация талька связана с более поздними метаморфическими процессами. Она образовалась по магнийсодержащим карбонатам (магнезиту и доломиту), а также слагает секущие анхимономинеральные прожилки.

Характерными примесными минералами пород являются хромшпинелиды, присутствующие в виде рассеянной вкрапленности в карбонатной матрице. Они слагают почти исключительно одиночные изометричные зерна и в ряде случаев кристаллы октаэдрической формы, включенные в зерна доломита и магнезита. В контактовых частях тальк-карбонатных пород они нередко дроблены и сопровождаются шлейфом мелких осколков в слюдисто - карбонатной матрице. Здесь они интенсивно замещаются хромсодержащими фенгитом и хлоритом.

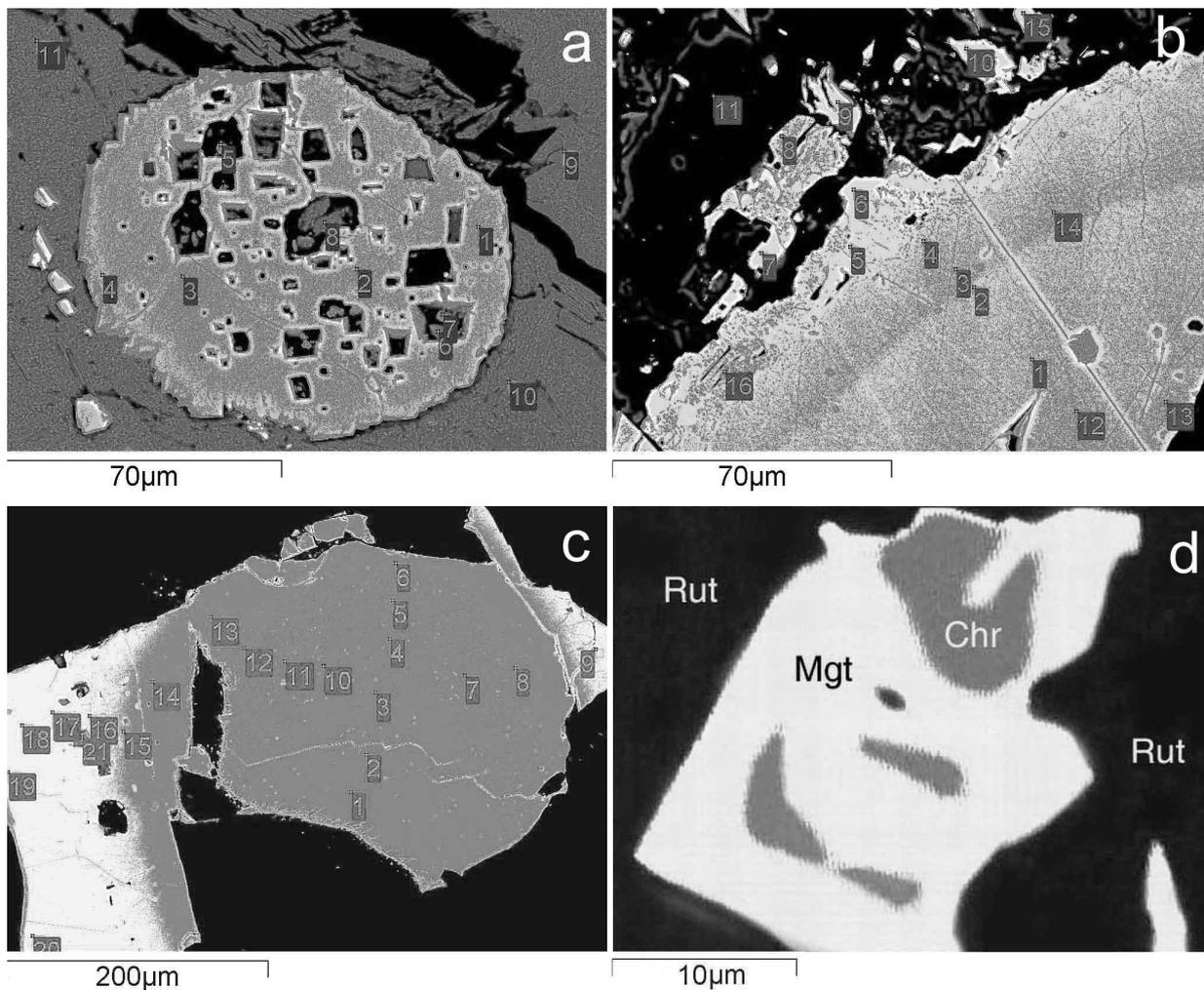


Рис. 4. Типы хромитов из тальк-карбонатных пород (а, b, с) и карбонатитов (d) участка Веселый.

а – метакристал с включениями флогопита, фенгита, магнезита; вмещающая матрица – флогопит (спектры 9-11); b – часть зонального зерна хромита; внешняя зона сложена низкохромистой фазой переходящей в высокохромистый магнетит (спектры 5-7, 9, 10, 15); во вмещающей нерудной матрице рассеяны “осколки” дезинтегрированного зерна (существенно магнетита); с – реликтовый хромит с повышенными содержаниями Al и Mg; внешняя зона зерна сложена хромитом обогащенным окисным железом; d – реликты хромита (Chr) в магнетите из ксенокласта в карбонатите; черное – рутил. Цифрами показаны участки проведенных анализов. Снято в обратнорассеянных электронах: а, b, с - электронный микроскоп LEO-1430 (ГИН СО РАН), d - микрозонд Cameca SX50 (Музей Естественной истории, Лондон).

По составу и особенностям строения выделяется три типа хромита. В зернах одного из них отсутствует явно выраженная зональность. Они оторочены позднее образовавшейся низкохромистой фазой, обогащенной окисным железом (рис. 4с). Второй тип слагает зерна с зональным строением с последовательно изменяющимся составом – понижением от центра к краю содержания хрома и цинка, повышением окисного железа (рис. 4б). Еще один тип характеризуется присутствием большого количества включений нерудных минералов и представляет собой метакристы (рис. 4а). В их составе также фиксируется зональность аналогичная предыдущему типу. Включения образованы частично захватом более ранних высокомагнезиальных минералов, частично за счет замещения их в результате привноса кремнезема, калия и глинозема. Они представлены флогопитом, фенгитом, железосодержащим магнезитом, хлоритом. Нередко включения нерудных минералов располагаются в виде цепочек разрозненных зерен по зонам роста хромита.

Шпинелиды относятся к типу феррохромитов. По химическому составу среди них выделяется несколько групп (табл. 6). В одной из них присутствует 3-5 мас. % ZnO, другая обогащена до 10-11 мас. % глиноземом и одновременно содержит до 5 мас. % MgO. В третьей группе содержание цинка обычно не превышает 0,7 мас. %, глинозема 1,5-2 мас. %, а MgO отсутствует. Такие же концентрации магния и алюминия характерны для первой группы хромитов. Еще одна группа представлена высокожелезистой и соответственно низкохромистой фазой. Содержание Cr₂O₃ в ней снижается до 32-40 мас. %. В них резко повышено количество окисного железа. Этот хромит слагает внешние зоны большинства зерен и образовался на завершающей стадии кристаллизации минерала.

Таблица 6.

Химические составы хромшпинелидов и магнетитов из тальк-карбонатных пород и карбонатитов участка Веселый (мас. %)

Оксиды	I (14)	II (17)	III (21)	IV (23)	V (5)	VI (9)
TiO ₂	н/о	н/о	н/о	н/о	$\frac{1.60 - 2.98}{2.32}$	н/о
Al ₂ O ₃	$\frac{5.19 - 11.19}{10.08}$	$\frac{1.29 - 3.27}{2.19}$	$\frac{н/о - 1.99}{0.86}$	$\frac{1.07 - 2.97}{1.92}$	$\frac{0.97 - 1.12}{1.04}$	н/о
Cr ₂ O ₃	$\frac{50.80 - 57.14}{54.90}$	$\frac{45.30 - 53.72}{50.73}$	$\frac{27.31 - 48.99}{39.13}$	$\frac{50.91 - 60.52}{57.66}$	$\frac{41.80 - 50.21}{44.05}$	$\frac{2.53 - 13.96}{7.73}$
FeO	$\frac{29.05 - 46.17}{34.27}$	$\frac{41.85 - 48.67}{44.42}$	$\frac{51.04 - 66.09}{58.91}$	$\frac{37.98 - 45.46}{40.12}$	$\frac{41.72 - 45.86}{43.98}$	$\frac{80.91 - 90.34}{85.73}$
MnO	н/о – 0.73	н/о	н/о	$\frac{н/о - 0.90}{0.24}$	$\frac{0.06 - 0.18}{0.12}$	н/о
MgO	$\frac{0.92 - 5.92}{3.80}$	н/о – 0.54	н/о – 0.64	$\frac{н/о - 0.57}{0.25}$	$\frac{0.04 - 0.08}{0.06}$	н/о
ZnO	$\frac{н/о - 0.78}{0.48}$	$\frac{3.20 - 5.58}{4.59}$	н/о	$\frac{н/о - 0.73}{0.25}$	$\frac{6.15 - 7.11}{6.53}$	н/о
NiO	н/о	н/о	$\frac{н/о - 1.16}{0.48}$	$\frac{н/о - 0.95}{0.48}$	$\frac{н/о - 0.13}{0.11}$	$\frac{1.32 - 1.98}{1.60}$

Примечание. I - IV – хромшпинелиды из тальк-карбонатных пород; V – хромшпинелиды из ксенокластов в карбонатитах; VI – магнетиты из тальк-карбонатных пород. В скобках указано количество анализов. В числителе содержания элементов от – до, в знаменателе – среднее; н/о – элемент не обнаружен. Анализы выполнены на электронных микроскопах LEO-1430 (ГИН СО РАН), Probe SEM - Jeol 5900LV (Музей Естественной истории, Лондон) и микрозонде Cameca SX50.

Магнетит располагается на контакте с наиболее низкохромистой фазой шпинели, слагает в основном внешние зоны зерен, редко встречается автономно. Содержания Cr₂O₃

в минерале варьирует от нескольких десятых долей до 14 мас. % (табл. 6). Имеются анализы с содержанием Cr_2O_3 близким к хромиту. Характерной особенностью магнетита является отсутствие в нем титана и ванадия. Он постоянно содержит никель (в среднем 1,65 мас. % NiO).

Типоморфными минералами, образовавшимися на втором этапе преобразования пород, являются фенгит и хлорит. В фенгите до 0,5 формульных единиц приходится на магний и железо, а количество Si (ф.е.) варьирует в интервале 3,25-3,4. Для фенгита характерны повышенные и высокие концентрации хрома (табл. 7). При этом наибольшая концентрация этого элемента (до 6-12 мас. % Cr_2O_3) отмечается в минерале включенном в зерна хромита или образующим реакционные оторочки вокруг последнего. В фенгите, распространенном в тальк-карбонатной матрице хрома меньше (от десятых долей до 2-3 мас. % Cr_2O_3).

Таблица 7.

Химические составы фенгитов, хлоритов и амфиболов из тальк-карбонатных пород участка Веселый (мас. %)

Компонент	Фенгит (25)	Хлорит (11)	Тремолит-актинолит (4)
SiO₂	<u>45.83 – 50.98</u> 49.03	<u>28.58 – 32.78</u> 31.23	<u>52.21 – 56.54</u> 54.82
TiO₂	<u>н/о – 0.12</u> 0.05	<u>н/о – 0.06</u> 0.02	н/о
Al₂O₃	<u>22.06 – 26.67</u> 24.65	<u>9.45 – 17.82</u> 15.16	<u>0.69 – 1.09</u> 0.93
Cr₂O₃	<u>0.57 – 12.22</u> 5.29	<u>0.34 – 5.78</u> 2.11	<u>н/о – 2.68</u> 1.17
FeO	<u>0.83 – 4.08</u> 1.29	<u>4.49 – 8.95</u> 6.50	<u>2.77 – 7.31</u> 5.61
MgO	<u>1.55 – 5.94</u> 3.55	<u>27.56 – 34.93</u> 30.18	<u>19.85 – 22.79</u> 21.15
CaO	<u>н/о – 0.14</u> <0.05	н/о – 0.05	<u>10.59 – 11.36</u> 11.03
Na₂O	н/о – 0.12	н/о	<u>0.62 – 1.27</u> 1.09
K₂O	<u>10.15 – 12.16</u> 11.06	н/о – 0.05	<u>н/о – 0.38</u> 0.21
NiO	н/о	н/о	н/о – 0.41

Примечание. Анализы выполнены на микрозонде MAP-3 (аналитик С.В. Канакин) и электронном микроскопе LEO-1430 (аналитик Н.С. Карманов). В скобках указано количество анализов. В числителе содержания элементов от – до, в знаменателе – среднее; н/о – элемент не обнаружен.

Хлориты характеризуются высокой (в среднем около 30 мас. % MgO) магниальностью (табл. 7). Они также как и фенгит содержат хром. При этом большая обогащенность хромом отмечается в случаях непосредственных контактов с хромитом и в зернах присутствующих в виде включений в хромите (до 6,15 мас.% Cr_2O_3). Хлориты, образовавшиеся в удалении от зерен хромита, содержат Cr_2O_3 от десятых долей процента,

до 1-2 мас. %. Нередко в хлоритах присутствуют и повышенные содержания (до 1,33 мас. %) никеля.

Флогопит встречен не во всех телах тальк-карбонатных пород. Он представлен одиночными чешуйками внутри зерен хромита и небольшими агрегатными скоплениями вместе с кварцем среди тальк-карбонатной матрицы. По составу это фторфлогопит с низкой концентрацией железа, пониженным содержанием глинозема и отсутствием титана. Во всех проанализированных пробах его отмечены повышенные содержания хрома и никеля (табл. 8).

К числу распространенных минералов тальк-карбонатных пород относится кварц. Он неравномерно распределен в породе и представлен несколькими генерациями. Кварц слагает маломощные прожилки, небольшие гнездообразные выделения или приурочен к пограничным участкам зерен карбонатов. Часть его образовалась при карбонатизации пород и представлена мелкозернистыми агрегатными выделениями в ассоциации с магнезитом, тальком, являющихся продуктом псевдоморфного замещения высокомагнезиальных силикатных минералов. Существенные количества кварца связаны с наложением хлорит-кварцевых, фенгит-кварцевых парагенезисов, сопровождавших этап более позднего метаморфизма. В этих же участках нередко происходило образование талька, тремолит-актинолита. Небольшое количество кварца связано с еще более поздними кварц-сульфидными прожилками.

Таблица 8.

Химические составы флогопита из тальк-карбонатных пород участка Веселый (мас. %)

Компонент	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	43.45	42.77	42.49	42.59	43.24	42.70	43.14
Al ₂ O ₃	10.47	10.68	10.77	11.41	11.11	10.96	10.99
Cr ₂ O ₃	0.94	0.77	0.84	1.38	1.55	4.75	1.98
FeO	2.75	3.13	3.12	3.23	3.48	4.20	3.05
MgO	26.76	26.68	26.57	26.29	26.86	24.26	24.98
K ₂ O	10.84	11.51	10.99	10.90	11.09	10.10	10.44
F	5.35	5.02	5.25	5.01	5.08	4.53	5.81
NiO	1.03	0.95	1.24	0.48	н/о	0.88	1.01
Сумма	101.59	101.51	101.27	101.29	102.41	102.38	101.41

Примечание. Не обнаружены Ti, Ba, Sr. Пробы 1-5 из карбонатной матрицы, 6-7 – из включений в хромите. Анализы выполнены на электронном микроскопе LEO-1430, аналитик Н.С. Карманов, ГИН СО РАН.

Обсуждение

При решении проблем петрогенезиса карбонатитоносных комплексов к числу важных относится изучение ассоциирующих с карбонатитами силикатных пород. Обычно связь пород в таких ассоциациях доказывается достаточно определенно, но в некоторых случаях она встречает определенные трудности. Известно также [5], что около 20% проявлений карбонатитов не сопровождается силикатными магматическими породами. Причины отсутствия их обусловлены либо пространственной разобщенностью продуктов дифференциации силикатно-карбонатного расплава, либо существованием автономных карбонатных выплавов в мантийных условиях. К числу типоморфных силикатных комагматов, с которыми ассоциируют карбонатиты, относятся щелочно-основные и ультраосновные породы. Именно поэтому были изучены тела базитов и ультрабазитов, распространенные на проявлении Веселом. С одной стороны нами не исключалась возможность их связи с карбонатитами, с другой, что также весьма важно, такие породы часто являются маркерами зон глубинных разломов. Дайки базитов и тальк-карбонатных пород в пределах изученной площади, имея четкую единую ориентировку, трассируют

направление осевой части зоны и достаточно определенно позволяют геометризовать контуры рифтогенной структуры, к которой приурочены тела карбонатитов.

Единообразие конфигураций кривых содержаний малых элементов в спайдердиаграммах базитов, тальк-карбонатных пород и карбонатитов (см. рис. 3) указывают на принадлежность всех этих пород к продуктам мантийного происхождения. Различие же конфигураций кривых нормированных содержаний РЗЭ в них (см. рис. 2) вполне объяснимо разным петрографическим составом пород. Постоянная пространственная ассоциация тальк-карбонатных пород и карбонатитов, близость изотопных составов углерода и кислорода в карбонатных минералах предполагает возможность их связи. Признаком такой связи между этими породами может рассматриваться и присутствие хромита в них. По крайней мере, некоторая часть хромитов в них имеет относительно близкий состав. В первую очередь это касается повышенных содержаний цинка. В целом же хромиты из тальк-карбонатных пород и из ксеногенных включений в карбонатитах (рис. 5, табл. 6), достаточно резко отличаются.

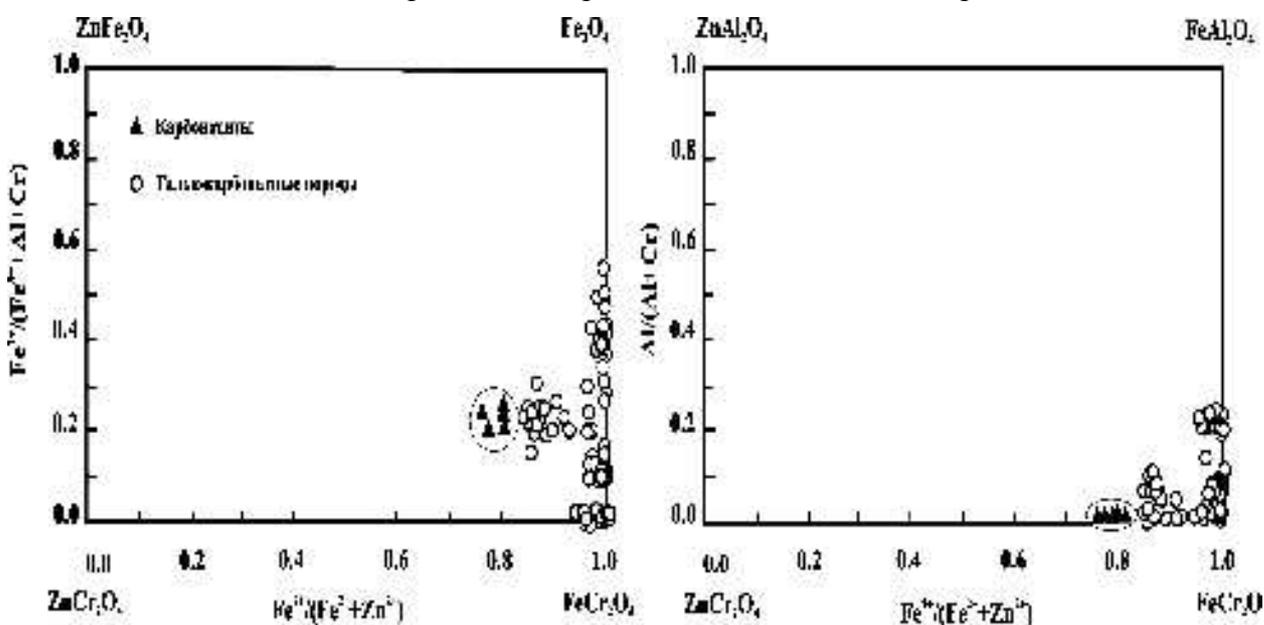


Рис. 5. Сравнение составов хромитов из тальк-карбонатных пород и карбонатитов участка Веселый.

Необходимо отметить, что среди хромитов в тальк-карбонатных породах присутствует два типа. Один из них реликтовый и встречается редко. Он содержит повышенные количества глинозема и магнезия. В зернах его отсутствует явная зональность в распределении элементов и в том числе хрома и железа. И только во внешней зоне, образовавшейся в результате более позднего изменения минерала отмечается резкая смена состава минерала. Она представлена каймой с крайне низкими концентрациями магнезия и глинозема, но обогащенная окисным железом и обедненная хромом (см. рис. 4с). Все остальные изученные хромиты являются регенерированными. Они характеризуются гетерогенностью состава даже в одном теле. При этом довольно отчетливо видны признаки их метасоматического способа образования. В одних случаях это метакристы, содержащие большое количество включений магнезита, фенгита, флогопита, хлорита (см. рис. 4а). В них четко проявлена зональность роста с последовательным изменением состава минерала от центра зерен к краям (см. рис. 4б). Уменьшение содержаний хрома и смена его окисным железом свидетельствует об увеличении окислительных условий в процессе формирования пород. Составы таких хромитов нанесенных на диаграмму Cr-Al-Fe₃ лежат в основном за пределами полей известных типов ультраосновных пород (рис.

б). И только часть наиболее высокохромистых шпинелидов находится в контуре коматиитов. В силу своего происхождения они не могут служить индикаторами формационной принадлежности протопород. Повышенные содержания цинка в некоторых анализах хромита также вероятно связаны с метасоматическими процессами и едва ли можно интерпретировать как признак принадлежности пород к коматиитам. Составы наиболее высокохромистых шпинелидов с повышенными содержаниями глинозема и магния, для которых предполагается первичная природа, лежат в пределах поля хромитов встречающихся в кимберлитах (рис. 6).

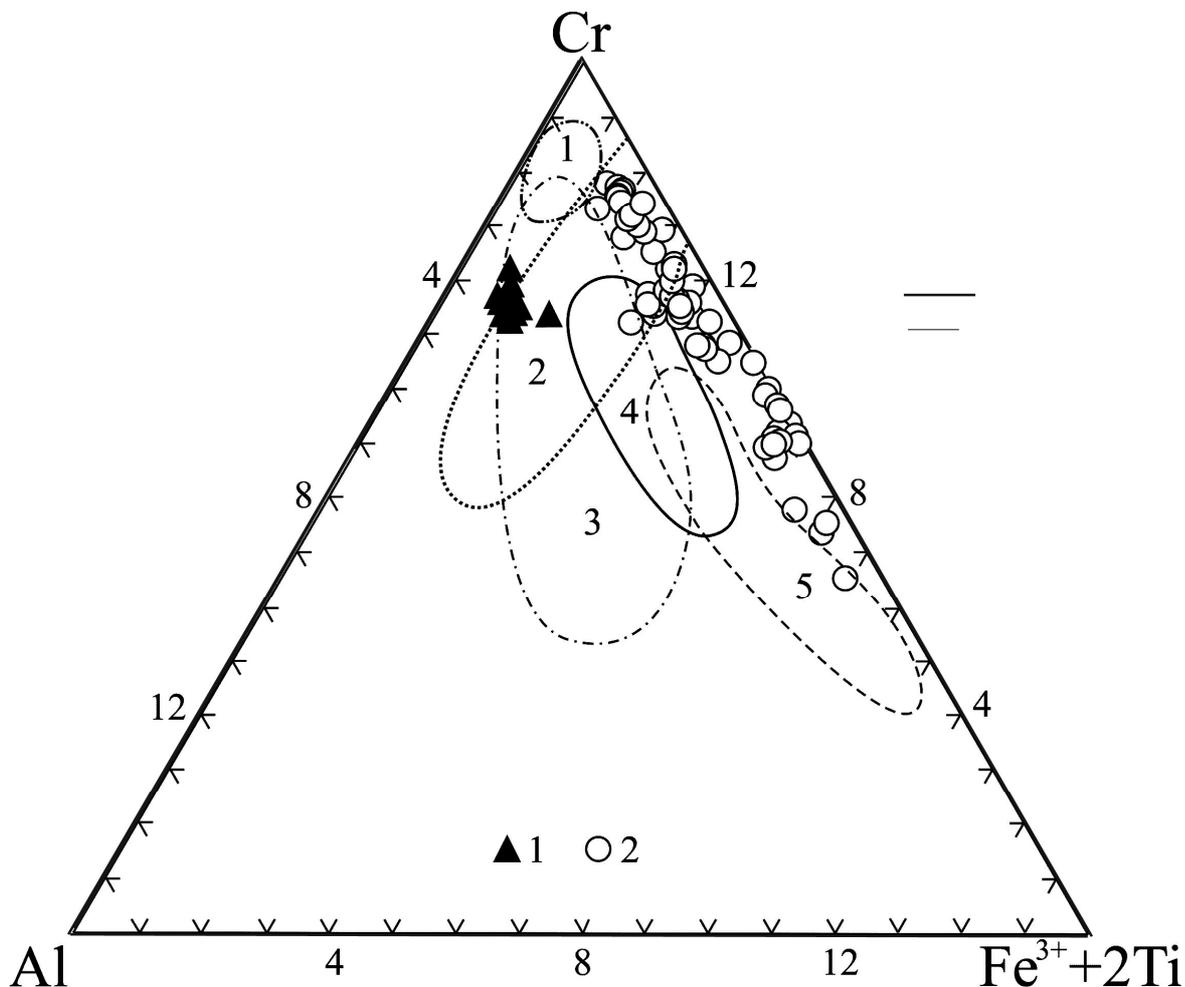


Рис. 6. Диаграмма составов хромитов из тальк-карбонатных пород участка Веселый.

1 – реликтовый хромит, 2 – регенерированный хромит. Поля составов хромитов различных типов ультрабазитов по [1]: 1 – из ассоциации с алмазами, 2 – из коматиитов, 3 – из кимберлитов, 4-5 – их щелочно-ультраосновных пород.

Флогопит, встреченный в тальк-карбонатных породах, также скорее всего связан с метаморфическими процессами, хотя высокое содержание фтора в нем при отсутствии этого элемента в фенгите, пока не находит своего объяснения.

Сопоставление петрохимических и геохимических особенностей тальк-карбонатных пород и карбонатитов все же не дает достаточных оснований для утверждения о их комагматичности. Об этом свидетельствуют крайне низкие щелочность, титанистость, стронциевость и фосфатность тальк-карбонатных пород. При общей высокой хромистости шпинелей в карбонатитах, отсутствии глинозема и магния в них, отчетливо выше концентрация цинка и титана. Различие их еще более подчеркивается ассоциацией этого минерала с высокотитанистыми магнетитом, рутилом, характеризующихся, кроме того,

повышенными концентрациями ванадия и ниобия. Хромиты из карбонатитов содержат в 1,5-2 раза больше цинка.

Несколько повышенная щелочность силикатных пород частично обусловлена наложенными процессами, связанными с метаморфизмом. Несмотря на появление фенгита, ультрабазиты в целом отличаются низкой концентрацией как щелочей, так и глинозема. Проведенные исследования позволяют пока лишь говорить о едином источнике углекислоты в карбонатитах и тальк-карбонатных породах. В качестве одного из вариантов может быть предложена модель, по которой ранее образовавшиеся тела ультрабазитов впоследствии, в результате потока CO_2 , имевшего единый источник с карбонатитами, преобразовал их в хромитсодержащие существенно доломит-магнезитовые с тальком породы.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 03-05-65270), Интеграционного проекта СО РАН № 67, НИИ- 2284.2003.

Литература

1. **Плаксенко А.Н.** (1989) Типоморфизм акцессорных хромшпинелидов ультрамафит-мафитовых магматических формаций. Воронеж: Изд-во ВГУ. 224 с.
2. **Рипп Г.С., Бадмацыренов М.В., Дорошкевич А.Г., Избродин И.А.** (2005) Новая карбонатитоносная площадь в Северном Забайкалье, Петрология, т. 15, 5, с. 538-547.
3. **Sun S., McDonough W.F.** (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. Eds. Saunders A.D. & Norry M.J. Magmatism in the ocean basins. Geol. Soc. Special Publ. 42. pp. 313-345.
4. **Massone S., Schreyer W.** (1989) Stability field of the high-pressure assemblage talc-phengite and two new phengite barometers. Eur. J. Miner. 1, pp. 391-410.
5. **Woolley A.R.** (2003) Igneous silicate rocks associated with carbonatites: their diversity, relative abundances and implications for carbonatite genesis. Periodico di Mineralogia 72, pp. 9-17.
- 6.

Щелочные базальтоидные дайки Юхтинского массива: их характеристика и генезис

Панина Л.И.¹, Усольцева Л.М.¹, Поспелова Л.Н.¹, Владыкин Н.В.²

¹ Объединенный институт геологии геофизики и минералогии СО РАН, Новосибирск

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

Введение

На территории Центрального Алдана широким распространением пользуется мезозойский магматический комплекс щелочных калиевых пород основного и ультраосновного состава. Он приурочен преимущественно к Верхне-Якутской впадине и Юхтинскому поднятию, к зоне пересечения Юхтинского глубинного разлома с Якутским меридиональным разломом. В комплексе отмечаются, лампрофиры, лампроиты, кимберлитовиды, щелочные базальтоиды, которые представлены единичными дайками и их поясами, мелкими штоками, трубками, некками и силами [5, 8, 1, 2, 3] Эти породы часто карбонатизированы, визуалью очень похожи и их трудно отличить друг от друга. В их минеральном составе отмечаются вкрапленники оливина I и II генерации, фенокристы клинопироксена, флогопита, реже псевдолейцита, которые чаще всего погружены в стекловатую или девитрифицированную основную массу. Для пород обычно характерны относительно низкие содержания Ti, Zr, Nb. По соотношению щелочей и Al большинство из них относится к миаскитовым разновидностям и в некоторых случаях обнаруживают сходство с лампроитовыми породами Юго-Восточной Испании [1, 2] Одной из важных задач изучения пород этого комплекса является выделение среди них собственно лампроитов.

Таблица 1.

Химический состав вкрапленников клинопироксена (в мас.%).

SiO ₂	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	Сумма
51.03	0.71	0.03	2.29	7.52	15.04	23.11	0.33	100.06
50.04	0.76	0.04	2.99	8.53	14.46	21.93	0.53	99.28
50.78	0.63	0.04	2.60	8.61	14.87	21.80	0.49	99.98
50.04	0.57	0.03	2.92	9.58	14.93	20.05	0.60	98,93*
50.11	0.62	0.00	3.12	8.19	15.51	21.56	0.64	99.82
50.97	0.77	0.00	2.73	7.29	15.62	22.76	0.45	100.59
50.33	0.57	0.03	2.41	7.71	15.34	22.26	0.40	99.05
50.60	0.50	0.03	2.92	9.02	15.06	20.95	0.62	99.70

Формульные единицы

Si	Ti	Cr	Al ^{IV}	Al ^{VI}	Fe ³⁺	Fe ²⁺	Mg	Ca	Na	Mg#
1.883	0.020	0.001	0.100	0.000	0.117	0.115	0.827	0.914	0.024	0.78
1.864	0.021	0.001	0.131	0.000	0.135	0.131	0.803	0.875	0.038	0.75
1.880	0.018	0.001	0.113	0.000	0.125	0.142	0.821	0.865	0.035	0.75
1.873	0.016	0.001	0.127	0.000	0.135	0.165	0.833	0.804	0.044	0.74
1.846	0.017	0.000	0.136	0.000	0.183	0.069	0.852	0.851	0.046	0.77
1.864	0.021	0.000	0.118	0.000	0.145	-0.078	0.851	0.892	0.032	0.79
1.872	0.016	0.001	0.106	0.000	0.147	0.093	0.850	0.887	0.029	0.78
1.873	0.014	0.001	0.127	0.000	0.143	0.136	0.831	0.831	0.044	0.75

Примечания: * в составе минерала установлено также 0,21 мас. % MnO.

Юхтинский массив состоит из нескольких выходов щелочноземельных сиенитов и в разных частях он сечется лампрофировыми дайками. Дайки на р. м.Юхта карбонатизированы и амфиболизированы. Они состоят из вкрапленников оливина, замещенного К-рихтеритом, диопсида и слюды и калишпат-пироксеновой основной массы с рудным. Калишпат явно раскристаллизовывался из стекла и образует полусферолитовые агрегаты. Эти дайки были отнесены к семейству лампроитов [1, 2]. Химический анализ породы и редкие элементы в ней не противоречат этому выводу (табл.3, ан. 14). Из-за наложенных процессов эти дайки не подходят для исследования расплавных включений. Нами были обнаружены более свежие дайки К-лампрофиров, по составу близкие первым, но более основного состава (табл.3, ан. 13), которые и явились предметом данного исследования. Породы окрашены в темно-серый цвет, порфировидные, состоят из свежих вкрапленников светло-зеленого клинопироксена, мелких ограненных ромбовидных и изометрично-тетрагональных зерен оливина II и крупных резорбированных и интенсивно замещенных фенокристов оливина I, которые погружены в слегка измененную девитрифицированную полевошпатовую основную массу, полевошпат в которой так же образует полусферолитовые агрегаты.

Химический состав вкрапленников *клинопироксена* в исследуемых породах (табл.1), согласно международной классификации [7], отвечает составу диопсида. Он сравнительно высокомагнезиальный: #Mg от 0,74 до 0,79. Практически весь Al в нем присутствует в четверной координации и лишь в незначительных количествах иногда отмечается как Al^{VI}.

Таблица 2.

Химический состав мелких зерен оливина II

Массовые проценты

SiO ₂	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Сумма
38.77	0.01	0.00	0.00	21.04	40.29	0.30	100.41
38.88	0.00	0.00	0.00	22.04	38.85	0.29	100.06
38.80	0.03	0.01	0.00	21.12	39.88	0.33	100.17
38.78	0.02	0.00	0.00	22.51	38.88	0.34	100.53
38.70	0.02	0.00	0.00	21.96	39.21	0.30	100.19
38.63	0.01	0.00	0.01	22.21	38.93	0.28	100.07
38.71	0.00	0.00	0.00	20.53	40.79	0.33	100.36
38.74	0.00	0.00	0.00	20.42	40.59	0.38	100.13
39.39	0.03	0.00	0.00	21.06	40.80	0.38	101.66

Формульные единицы

Si	Ti	Fe	Mg	Ca	Mg#	Fo
1.000	0.000	0.452	1.548	0.008	76.15	75.85
1.009	0.000	0.477	1.505	0.008	75.85	75.54
1.003	0.001	0.457	1.537	0.009	77.94	77.58
1.005	0.000	0.487	1.502	0.009	76.31	75.94
1.004	0.000	0.477	1.515	0.008	76.50	76.18
1.004	0.000	0.483	1.509	0.008	75.39	75.09
0.997	0.000	0.441	1.565	0.007	77.57	77.23
0.999	0.000	0.440	1.562	0.010	77.36	76.99
1.002	0.001	0.449	1.546	0.010	77.15	76.76

Последний, по-видимому, идет на построение чермакитового минала, так как весь Na связывается с эгириновым миналом. Исходя из результатов расчета, диопсид не содержит

жадеитового компонента, что, по-видимому, свидетельствует об его кристаллизации в условиях малых глубин.

Оливин – проанализированы только мелкие свежие неизмененные зерна оливина П. Их химический состав (табл.2) высокомагнезиальный (76-78 мол.кол-в) и соответствует $Fo_{75,5-77,5}$. В составе оливина в небольшом количестве (0,28-0,38 мас.%) постоянно присутствует известь, которая, по-видимому, замещает основные катионы минерала – Mg и Fe. Обычно считается, что заметные содержания CaO в составе оливина свидетельствуют о кристаллизации минерала в высокотемпературных условиях в щелочной среде. Другие примесные компоненты – Sr и Ti – в оливине отсутствуют.

Магнетит отмечен в породе в основном в виде мельчайших микролитов в клинопироксене и дочерних фаз в раскристаллизованных включениях расплава из того же минерала. Форма микролитов квадратная, нередко частично ограненная. Дочерние фазы магнетита из включений обычно ксеноморфны. Микролиты иногда образуют сростки с чешуйками биотита и пироксена. Дочерний магнетит во включениях ассоциирует преимущественно с калишпатом, к которому иногда присоединяется биотит. В химическом составе магнетита (табл.3) в довольно большом (от 3,2 до 12,3 мас.%) количестве присутствует TiO_2 , вследствие чего часть магнетита, по-видимому, следует относить к титаномагнетиту. Кроме того, в заметных количествах в этом минерале отмечаются MnO (0,3-0,8 мас.%), Cr_2O_3 (0,2-1,03 мас.%) и CaO (0,4-0,9 мас.%), а также переменные количества MgO и Al_2O_3 (от 0,3 до 5,7 и от 1,9 до 6,2 мас.%, соответственно). Присутствие в большом количестве последних оксидов возможно связано с некачественным анализом минерала из-за его малого размера и захватом зондовым лучом окружающего материала. Возможно, это также является причиной малой суммы анализируемых компонентов.

Таблица 3.

Химический состав микролитов* и дочерних фаз из включений в минералах щелочных базальтоидов и самих пород Юхтинского массива, мас.%**

Оксид	Магнетит				Калишпат					Пл	Биотит		Породы	
	1**	2*	3*	4*	5*	6*	7*	8**	9**		10**	11*	12**	13
SiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.00	66.14	64.11	64.51	65.27	64.43	66.85	38.77	41.58	48.76	42.46
TiO ₂	12.36	3.21	4.85	7.57	0.06	0.12	0.01	0.01	0.03	0.06	3.49	2.62	1.15	0.66
Cr ₂ O ₃	0.00	0.35	0.51	1.03	-	-	-	-	-	-	-	-	0.04	0.06
Al ₂ O ₃	4.78	1.92	6.23	4.90	19.93	18.47	19.55	19.47	17.97	20.01	12.75	15.36	12.40	7.90
Fe ₂ O ₃	37.61	55.27	53.13	48.01	-	-	-	-	-	-	-	-	5.23	5.13
FeO	40.32	30.48	26.56	29.46	0.06	0.00	0.01	0.57	0.34	0.50	17.23	11.36	5.50	6.20
MnO	0.80	0.37	0.25	0.34	-	-	-	-	-	-	-	-	0.15	0.15
MgO	0.64	0.30	5.71	5.09	0.00	0.00	0.02	0.28	0.04	0.30	13.26	13.21	6.71	10.86
CaO	0.85	0.89	0.42	0.49	0.09	0.63	0.28	1.09	0.29	0.02	0.76	1.31	8.27	10.52
Na ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	4.51	1.96	6.72	0.55	1.13	9.70	0.54	1.38	2.58	1.55
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	9.10	14.89	8.03	13.88	15.05	2.65	8.80	7.77	6.40	7.22
BaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.25	0.25	0.15	0.98	0.52	0.22	0.40
SrO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.48	0.10	0.27	-	-	0.13	0.15
P ₂ O ₅	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.95	1.06
Сумма	97.36	92.79	97.66	96.89	99.89	100.18	99.13	101.85	99.63	100.51	96.58	95.11	100.99	100.53

Примечания: матрица микролитов и включений: 1-11 - клинопироксен, 12 - оливин П, Пл - плагиоклаз. Определялись: в породе 13: H₂O - 1.74, CO₂ - 0.06, F - 0.7; в породе 14: H₂O - 1.9, CO₂ - 4.16, F - 0.15 мас.%.

Полевые шпаты слагают крипто- и тонкозернистую основную массу породы, среди которой иногда выделяются тонкоигольчатые кристаллики плагиоклаза. Полевые шпаты также отмечаются в виде микролитов во вкрапленниках клинопироксена и в виде

дочерней фазы в составе раскристаллизованных включений расплава, в которых ассоциируют с титаномагнетитом и биотитом.

Химический состав полевых шпатов (табл.3) очень разнообразен и включает все вариации от существенно калиевых разновидностей (санидина или ортоклаза), через промежуточные члены Na-K состава (при незначительном преобладании K над Na). При этом соотношения основных миналов $ap:ab:ort$ у них меняется от 3 : 4 : 93 до 0,1 : 84 : 15,9.

Биотит в породе является редким минералом. Он отмечается в виде дочерней фазы совместно с калишпатом и магнетитом в составе раскристаллизованных включений расплава в оливине, а также в виде чешуйчатых агрегатов зеленоватого цвета в сростках с магнетитом, включенных в крупные вкрапленники клинопироксена. В химическом составе биотита (табл.3) присутствует заметная примесь (2,6-3,5 мас.%) TiO_2 , Na_2O (1,3-0,8 мас.%), а также BaO (0,5-1,0 мас.%).

Обнаружение плагиоклаза в составе расплавных включений исследуемых пород как будто препятствует отнесению их к семейству лампроитов [6,4]. Для окончательного решения этого вопроса мы решили использовать генетические критерии выделения лампроитов, разработанные на основе особенностей состава расплавных включений, законсервированных в минералах породы [11].

Методы изучения расплавных включений

Для изучения расплавных включений применялись методы минералотермометрии и рентгеноспектрального микроанализа.

При *термометрических исследованиях* содержимое включений плавилось, определялись температуры гомогенизации, после чего включения закалялись. Для этих целей использовалась совмещенная с микроскопом усовершенствованная термокамера с контактовым силитовым нагревателем. Калибровка термокамеры производилась по точкам плавления химически чистых солей и металлов, помещенных в рабочую зону микротермокамеры. Точность измерения температуры составляла $\pm 10-15^\circ C$.

Рентгеноспектральный электронно-зондовый микроанализ применялся для определения состава минералов-матриц и содержимого включений: минералов-узников и минералов-спутников, а также закаленных в эксперименте расплавных включений. Анализы выполнялись на микроанализаторе "Camebax-micro". Использовались международные стандарты природных минералов и стекол. Условия съемки: ток – 40 нА, ускоряющее напряжение – 20 кВ, время съемки – 10 с, размер электронного пучка – 3-5 микрон. Анализ элементов начинался с определения содержания щелочей. Точность анализа составляла 1-1,5 мас.%.

Результаты изучения включений

Как показали *минералотермометрические исследования*, расплавные включения в большом количестве присутствуют во вкрапленниках клинопироксена и оливина II генерации. Располагаются они сравнительно равномерно по всей площади вкрапленников. Размер их варьирует от 20-30 до 2-5 микрон.

В *клинопироксене* включения имеют призматическую, овальную и неправильную форму, которая при нагревании приобретает более округлые очертания. В фазовом составе включений отмечаются кристаллики полевого шпата (вместо которых нередко присутствует бурое стекло), кубики магнетита, чешуйки биотита, а также газовый пузырь. Химический состав кристаллических фаз приведен в таблице 3. При нагревании первым около $700^\circ C$ начинает размягчаться стекло, и включения становятся непрозрачными. В интервале $900-1000^\circ C$ происходит плавление кристаллических фаз, и включения просветляются. Начиная с $1080-1100^\circ C$, отмечается уменьшение газовых пузырей, хотя

кристаллические фазы еще полностью не расплавились. Гомогенизация включений осуществляется при 1190-1205°C в жидкость. При быстром охлаждении содержимое включений застекловывается.

В оливине II включения имеют округлую и правильную шестиугольную форму. Содержимое включений либо представлено буроватым девитрифицированным стеклом со сферическим газовым пузырьком, либо состоит из кристалликов полевого шпата, рудной фазы, биотита и апатита. При нагревании включений минерал-хозяин начинает темнеть уже при 780°C и становится полностью непрозрачным, черным, около 1000-1050°C. По этой причине включения прогревались лишь до этих температур. Однако содержимое стекловатых включений к этому моменту достаточно размягчилось, и их состав был вполне гомогенным. Это позволило нам отождествлять его с составом расплава, ответственного за кристаллизацию оливина II.

Химический состав законсервированных во включениях расплавов

Химический состав включений во вкрапленниках диопсида и оливина II существенно различается (табл.4), хотя в целом он высоко щелочной и калий в нем преобладает над натрием. Состав включений в клинопироксене малокремнистый и отвечает составу щелочных базальтоидов, вернее, близок составу шошонитов и абсарокитов. В нем содержится (масс.%): 48-56 SiO₂, 13-15 Al₂O₃, 6-9 FeO, 3-5 MgO, 5,3-8,4 CaO, 2-3 Na₂O и 5,5-6,7 K₂O, а также небольшое (0,2-0,3) количество BaO.

Состав включений в оливине II соответствует составу щелочных сиенитов – трахитов: SiO₂ достигает 60-62 мас.%, Al₂O₃ – до 20-22 мас.%, а количества MgO, FeO CaO понижаются до первых процентов.

Таблица 4.

Химический состав расплавных включений из вкрапленников клинопироксена и оливина II щелочных базальтоидов Юхтинского массива, мас. %

№№	минерал-хозяин	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	BaO	SrO	Сумма	SiO ₂ /Al ₂ O ₃	f
1	клинопироксен	48.72	1.14	13.24	7.36	4.60	7.90	2.78	6.05	0.23	0.03	92.05	3.68	56.18
2	клинопироксен	52.13	1.23	13.67	8.62	5.02	8.37	1.92	5.42	0.23	0.05	96.66	3.81	57.98
3	клинопироксен	53.45	1.07	14.12	7.25	4.30	7.22	2.71	6.32	0.26	0.00	96.70	3.78	57.45
4	клинопироксен	53.46	0.81	14.13	6.69	4.75	7.22	2.75	6.37	0.22	0.00	96.40	3.78	54.61
5	клинопироксен	53.70	0.91	14.33	6.70	4.24	6.87	2.66	6.66	0.26	0.00	96.33	3.75	56.64
6	клинопироксен	54.82	0.70	15.05	7.05	3.33	5.79	2.89	6.77	0.28	0.08	96.76	3.64	63.63
7	клинопироксен	55.53	1.30	15.17	7.57	3.00	5.28	2.42	6.82	0.28	0.08	97.45	3.66	63.77
8	клинопироксен	55.77	0.78	15.09	6.08	3.41	5.33	2.90	6.63	0.25	0.03	96.27	3.69	59.20
9	клинопироксен	55.95	1.13	14.58	6.88	3.89	6.35	2.70	6.67	0.30	0.00	98.45	3.78	57.80
10	клинопироксен	56.06	1.19	14.38	8.12	3.00	5.67	2.43	7.19	0.28	0.00	98.32	3.90	66.00
11	клинопироксен	56.28	0.84	15.03	6.83	3.33	5.95	2.42	7.17	0.31	0.01	98.17	3.74	62.10
12	оливин II	57.68	0.41	16.12	4.43	3.73	7.05	3.11	5.97	0.05	0.09	98.64	3.58	51.69
13	оливин II	58.16	0.19	20.10	3.10	1.17	3.03	3.09	7.76	0.34	0.13	97.07	2.89	69.51
14	оливин II	59.92	0.06	22.50	1.19	0.39	1.87	4.24	8.75	0.32	0.13	99.37	2.66	72.56
15	оливин II	62.54	0.12	17.22	4.12	1.68	2.60	1.47	4.42	0.06	0.00	94.23	3.63	69.60

Примечания: Температуры гомогенизации включений в клинопироксене: №№ 1-5 – 1195°C, №№ 8,9 – 1200°C, остальные – 1205°C. Расстеклованные включения в зернах оливина II прогревались до 1030°C. f = 100FeO/FeO+MgO+TiO₂

Однако если учесть, что вкрапленники клинопироксена безусловно кристаллизовались раньше зерен оливина II, то полученные результаты вполне закономерны и укладываются в единый тренд эволюции щелочно-базитовой магмы

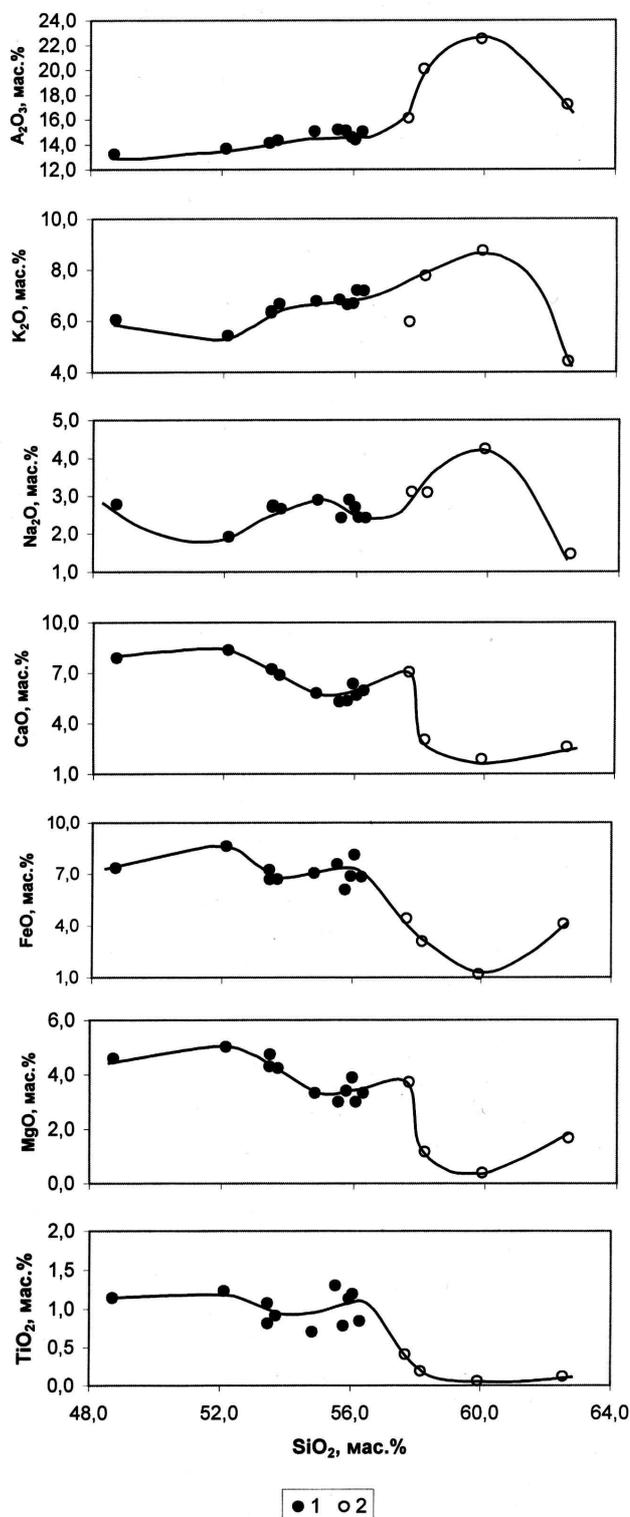


Рис.1. Вариационная диаграмма петрогенных компонентов на основе кремнезема при эволюции химического состава щелочно-базальтоидной магмы в процессе ее кристаллизации

1 – включения в клинопироксене; 2 – включения в оливине II.

(рис.1). Различия в составе включений из диопсида и оливина II указывают на проявившийся процесс кристаллизационной дифференциации исходной магмы вследствие образования и отсадки из нее минералов [11]. При этом следует учитывать, что вкрапленники диопсида кристаллизовались после выделения крупных вкрапленников оливина I, т.е. уже кристаллизовались из частично отдифференцированного и отфракционированного исходного расплава, который изначально был еще более основной. Тем не менее расплав на стадии образования вкрапленников диопсида оставался малокремнистым, был достаточно обогащен глиноземом и щелочами и содержал повышенные количества Mg, Fe, Ca. При кристаллизации оливина II концентрация Si в расплаве увеличилась, еще более возросло количество глинозема и щелочей, а содержание феррических компонентов – Fe, Mg, Ca – резко упало. Увеличение количества Al и щелочей в расплаве происходило синхронно и достигло своего максимума при содер-

жании в расплаве 60 мас.% SiO_2 (табл.4), после чего произошло их резкое снижение.

Возможность эволюции щелочно-базальтоидных магм в сторону остаточных кислых дериватов в настоящее время не вызывает сомнений. Считается, что появление кварц- или

нефелинсодержащего остатка определяется особенностями фракционной кристаллизации расплава, его окислительным потенциалом, общим давлением и давлением воды. Ряд исследователей [12, 10] показали, что при дифференциации и фракционировании щелочно-базитовых расплавов в коровых магматических камерах ($P=2-7$ кбар, $T=800-1300^{\circ}C$) тренд их эволюции идет в сторону низкощелочных трахитов, фонолитов, риолитов, дацитов, что согласуется с нашими данными.

Особенности химического состава расплавов и тренд их преобразования при кристаллизации является одним из надежных критериев выделения семейства лампроитов из группы калиевых щелочных базитов. Установлено [11], что классические

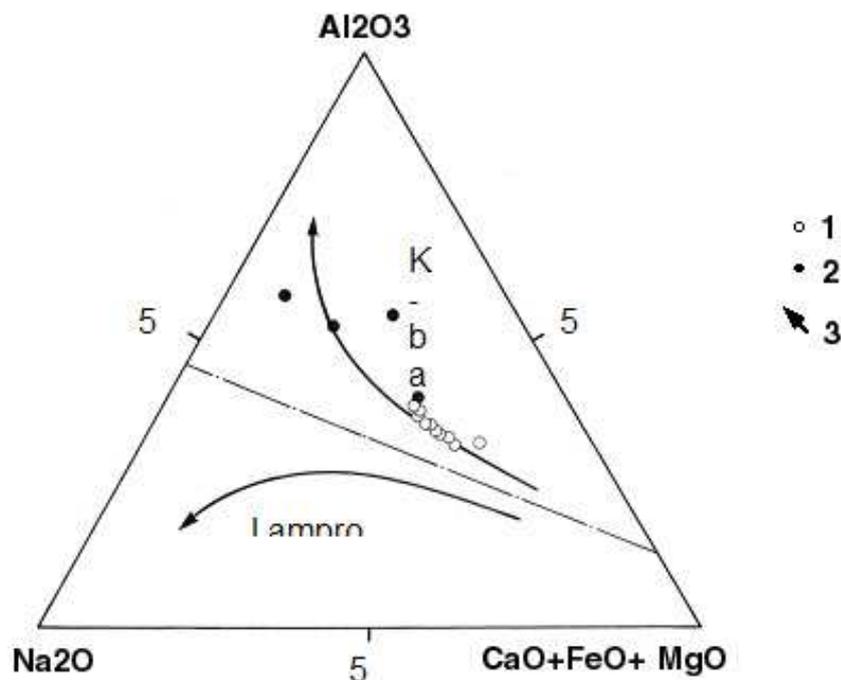


Рис.2. Диаграмма $Al_2O_3 - (K_2O+Na_2O) - (CaO+FeO+MgO)$, отражающая положение щелочных базальтоидов и типичных лампроитов и тренд их эволюции при кристаллизации [11].

1 – включение в клинопирок-сене юхтинских щелочных базальтоидов; 2 – включение в оливине II юхтинских щелочных базальтоидов; 3 – тренд эволюции расплавов, законсервированных во включениях.

лампроитовые магмы на всем протяжении кристаллизации остаются агпайтовыми, имеют невысокую железистость (f меньше 50 мас.%) и высокое (>5 мол.кол-в) отношение SiO_2/Al_2O_3 . Состав же расплавов в исследуемых нами включениях в клинопироксене и оливине II был более железистый ($100FeO/FeO+MgO+TiO_2 > 50\%$), отношение SiO_2/Al_2O_3 у него было меньше 5 мол кол-в и находилось в пределах 2,7-3,9 мол. кол-в. Тренд эволюции расплава на всем протяжении кристаллизации был направлен в сторону миаскитовых расплавов. Это особенно хорошо видно при нанесении данных изучения расплавных включений в диопсиде и оливине II на треугольную диаграмму петрогенных компонентов $Al_2O_3 - (Na_2O+K_2O) - (CaO+MgO+FeO)$, которая отражает положение в этой системе типичных лампроитовых и щелочно-базальтоидных расплавов и тренды их кристаллизации [11]. На этой диаграмме (рис.2) изучаемые нами законсервированные во включениях расплавы располагаются в области кристаллизации щелочно-базальтоидных магм, и их тренд эволюции направлен в сторону преобладания Al над щелочами (миаскитовый тип кристаллизации), тогда как типичные лампроитовые магмы эволюционируют в сторону избытка щелочей над глиноземом (агпайтовый тип кристаллизации).

Выводы

Таким образом полученные результаты дают основание утверждать, что присутствующие на Юхтинском массиве дайки порфировидных меланократовых К-щелочных пород основного состава скорее всего относятся к семейству шошонитов-абсарокитов и их более основных разностей. Их кристаллизация начиналась с выделения

вкрапленников оливина I при температурах, заведомо превышающих температуры кристаллизации вкрапленников клинопироксена (1205-1190°C) и продолжалась до образования мелких зерен оливина II. После этого, по-видимому, произошло резкое падение температуры и осуществилась закалка расплава, вероятнее всего в связи с подъемом магмы на поверхностные горизонты. Исходный расплав был малокремнистый, обогащен Mg, Fe, Ca и щелочами при преобладании K над Na. В процессе кристаллизации вкрапленников оливина и клинопироксена расплав эволюционировал в сторону образования высококремнистых низкощелочных трахитов с резким преобладанием глинозема над щелочами (миаскитовый тип эволюции).

Работа проведена при финансовой поддержке гранта РФФИ 03-05-64146 и интеграционных проектов: СО РАН № 67 и РАН № 6-2-1.

Литература

1. **Богатиков О.А., Рябчиков И.В., Кононова В.А.** и др. Лампроиты, 1991, М. Наука, 301с.
2. **Владыкин Н.В.** Геохимия и генезис лампроитов Алданского щита // Геология и геофизика, 1997, т.38, № 1, с 123-131.
3. **Владыкин Н.В.** Лампроиты Сибирской платформы//Щелочные комплексы Центральной Сибири, Красноярск, 2003, с.68-80
4. **Владыкин Н.В.,** Лелюх М.И. Лампроиты Сибири-химизм и систематика // Проблемы прогнозирования, поисков и изучения месторождений полезных ископаемых на пороге XXI века (Тр. конф.), 2003. с.365-370
5. **Кривенко А.П.** Мезозойские калиевые пикритоиды Центрального Алдана // Докл. АН СССР, 1980, т.124, № 2, с 465-469.
6. **Митчелл Р.Х.** Лампроиты – семейство щелочных горных пород // Зап.ВМО, 1988, ч.117, вып.5, с.575-586.
7. **Моримото Н.** Номенклатура пироксенов // Минерал журнал, 1989, 11, № 5, с 67-83.
8. **Орлова М.П.** Мезозойский этап магматизма В кн.: «Калиевый щелочной магматизм Байкало-Становой рифтогенной системы». 1990, Новосибирск, с.65-129.
9. **Панина Л.И.** Образование высококалиевых богатых глиноземом расплавов // Геология и геофизика, 1983, т.24, № 4, с.34-40.
10. **Панина Л.И., Махмудов С.А., Имамвердиев Н.А., Мамедов М.Н.** Особенности эволюционного преобразования состава субщелочной нефелин-нормативной базальтоидной магмы в процессе фракционной кристаллизации (на примере позднеорогенных вулканитов Малого Кавказа) // Геология и геофизика, 1989, т.30, № 4, с.94-101.
11. **Панина Л.И.** Лампроитовые породы Алдана и генетические критерии лампроитового расплава // Геология и геофизика, 1993, № 6, с.82-89.
12. **Поляков А.И., Турков В.А., Муравьев И.Т.** и др. Физико-химические условия процессов выплавления и эволюции базальтовых магм Байкальской рифтовой зоны // Геохимия, 1985, № 1 с.41-48.

Океанические базальты Чарского офиолитового пояса: геохимия, мантийные источники и геодинамические обстановки формирования

Сафонова И.Ю., Буслов М.М.

*Институт геологии СО РАН, пр-т Коптюга 3, Новосибирск, Россия,
e-mail: inna@uiggm.nsc.ru*

В Чарском офиолитовом поясе в ассоциации с позднедевонско-раннекарбовыми океаническими осадочными породами присутствуют два типа базальтов: обогащенные LREE, Nb и Ti базальты океанического острова (типа OIB) и базальты океанического дна (типа N-MORB) со средним содержанием TiO_2 . Базальты типа OIB характеризуются обогащенными LREE кривыми распределения редкоземельных элементов (REE) с заметными вариациями La/Sm_N (1,06-2,97, Gd/Yb_N = 1,47-2,74). Относительно средних PЗЭ имеются небольшие отрицательные аномалии по Zr и Hf. Базальты типа MORB слегка истощены LREE и характеризуются плоскими участками тяжелых PЗЭ (La/Sm_N = 0,51-0,83, Gd/Yb_N = 1,12-1,17), а также Nb минимумами (Nb/La_N = 0,46-0,72). Базальты океанического острова слегка обеднены железом по отношению к базальтам океанического дна (Fe_2O_3 = 7,8-13 vs. 11,5-15,2 масс.%). В них Mg# варьирует от 36 до 58 при относительно узком разбросе содержаний SiO_2 (45-52 масс.%). Характерны отрицательные Th аномалии по отношению к La (Th/La_n = 0,4-0,9) при преимущественно положительных Nb аномалиях (Nb/La_N = 1,0-2,17). По соотношениям La/Sm - Lu/Hf и Ce/Nb – Th/Nb обогащенные базальты выплавлялись на уровне глубин между шпинелевой и гранатовой фациями из гетерогенного мантийного источника, образованного при смешении компонентов DMM и RSC.

По геологическим и геохимическим критериям базальты изливались в геодинамических обстановках срединно-океанических хребтов и океанических островов. Позднедевонско-раннекарбовая кора Палеоазиатского океана была сформирована по аналогии с корой западной части Тихого океана.

Введение

Большинством исследователей складчатые структуры Восточного Казахстана рассматриваются как аккреционно-коллизионные зоны, сформированные на окраине Сибирского континента. Аккреционно-коллизионные зоны сложены фрагментами океанической коры, островных дуг и микроконтинентов и были сформированы в ходе финальной коллизии Сибирского континента с Казахстанским в позднем карбоне – ранней перми после закрытия Южно-Монгольской ветви Палеоазиатского океана. Складчатые структуры региона сложены разнообразными террейнами, разделенными и смещенными относительно друг друга по крупно-амплитудным сдвигам. К числу тектонических единиц, содержащих фрагменты океанической коры Палео-Азиатского океана, относятся и Чарский офиолитовый пояс, в состав которого входит одноименная зона сдвигов. Чарская зона маркирует позднекарбово-раннепермскую структуру сочленения Казахстанского и Сибирского континентов, формирование которой также сопровождалось сдвиговыми смещениями, приведшими к нарушению первичных взаимоотношений между осадочными и вулканическими породами океанической коры Палео-Азиатского океана (Ермолов и др., 1981; Полянский и др., 1979).

В ходе вышеуказанных тектонических этапов фрагменты океанической коры и океанических островов Палео-Азиатского океана вошли в состав аккреционно-коллизийных зон и позже также претерпели деформации и преобразования, вызванные позднепалеозойскими сдвиговыми процессами. Среди этих фрагментов присутствуют базальты океанических островов и поднятий, связанные с плюмовым магматизмом.

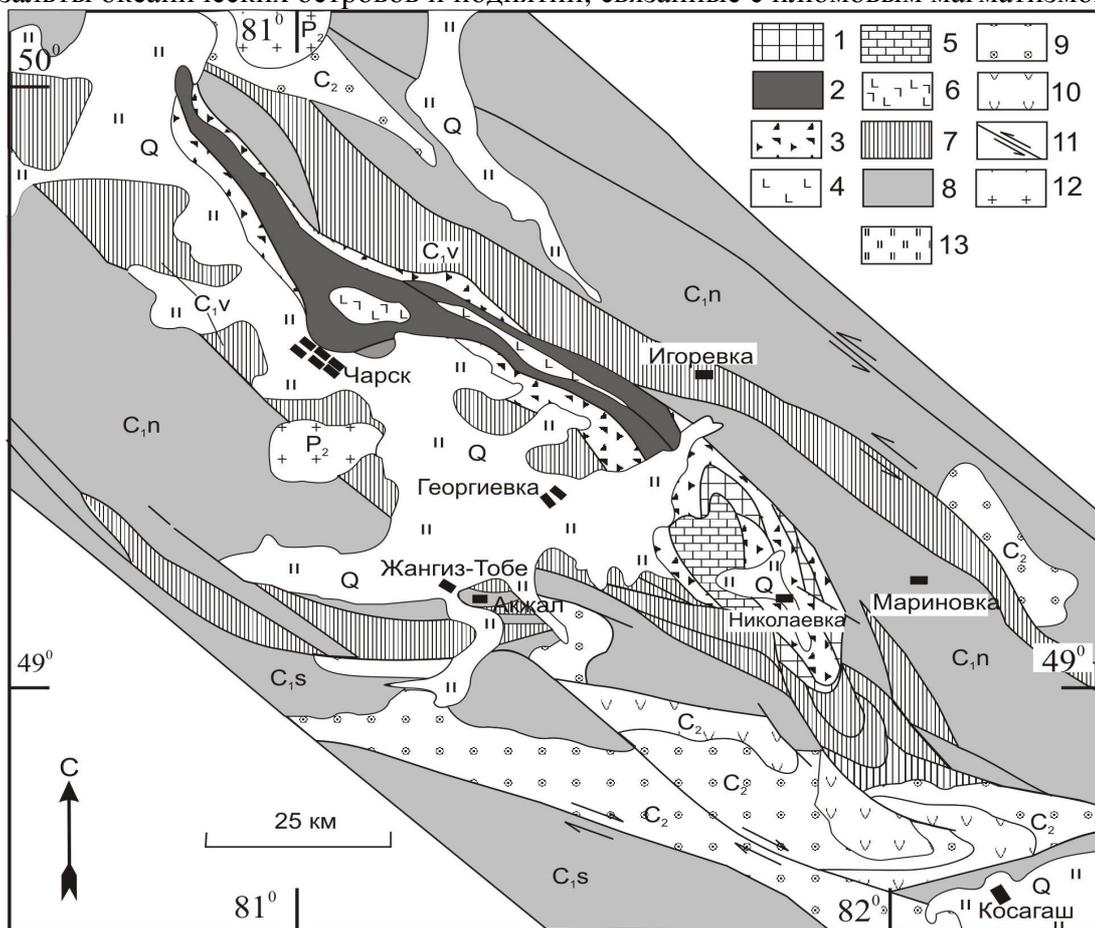


Рис. 1.

Геологическая схема Чарской сдвиговой зоны (по Буслову и др., 2003).

1 – серпентинитовый меланж I типа с блоками раннепалеозойских HP пород; 2 – меланж II типа с блоками ордовикских перидотитов и габбро; 3 – меланж III типа с блоками меланжа I и II типов, ордовикско-карбоневой океанической коры и островных дуг; 4 – фрагменты среднедевонских палео-океанических островов (базальты и кремни); 5 – фрагменты ранне-среднедевонских палео-океанических островов (массивные известняки); 6 – ордовикские габбро; 7 – чередование тектонических пластин визейско-намюрских олистостром и среднедевонско-раннекарбоневых базальтов N-MORB и OIB; 8 – чередование тектонических пластин раннекарбоневых преддуговых турбидитов, раннекарбоневых рифовых известняков и океанических вулканогенно-кремнистые пород; 9 – позднекарбоневые вулканогенные молассы; 10 – позднекарбоневые щелочные вулканисты; 11 – позднекарбонено-раннепермские сдвиги; 12 – позднепермские пост-коллизийные граниты.

Геохимический состав базальтов, образованных в результате проявления древних горячих точек, является единственным источником информации о составе и эволюции мантийных источников прошлого.

Геологическое положение

В Чарском офиолитовом поясе океанические базальты позднедевонско-раннекарбоненового возраста присутствуют в виде маломощных тектонических пластин в ассоциации с осадочными породами. Чарский пояс традиционно

рассматривается как сутурная зона, сформированная при закрытии Обь-Зайсанской ветви Палеоазиатского океана (Buslov et al., 2003; Safonova et al., 2004). В современной структуре он трассирует зону сдвига северо-западного простирания, как и хорошо известный С₂-Р₁ Иртышский сдвиг (Buslov et al., 2001) (рис. 1). В Чарском офиолитовом поясе, шириной до 80 км, можно выделить следующие тектонические единицы разного строения, возраста и геодинамического типа:

1. Позднеордовикский-раннесилурийский субдукционный меланж, расположенный в юго-восточной части Чарской зоны. В составе меланжа преобладают гранатовые амфиболиты, эклогиты, глаукофановые, гранат-глаукофановые, глаукофан-лавсонитовые сланцы и диафториты по ним, гранат-мусковит-глаукофановые и рибекитовые кварциты и амфиболовые сланцы. Офиолиты представлены метагаббро-диабазами, базальтами и серпентинитовым меланжем.

Таблица 1

Химический состав (мас.%) океанических базальтов Чарского офиолитового пояса.

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	П.п.п	сумма	Mg#
97-106	46,16	2,16	12,4	13,55	0,2	5,62	14,95	0	0,04	0,21	4,75	100,04	48,2
97-116	49,28	2,43	13,16	15,04	0,21	6,7	6,8	3,05	0,37	0,25	2,75	100,04	50,0
97-117	49,67	2,39	11,65	14,83	0,2	7,33	8,9	2,51	0,31	0,21	1,96	99,96	52,6
97-118	48,17	2,45	12,63	15,23	0,19	6,66	9,09	2,05	1,21	0,22	2,21	100,11	49,6
95-94	48,52	1,60	12,75	11,51	0,21	6,48	12,4	2,68	0,1	0,127	3,58	99,96	55,9
97-101	45,05	2,06	16,15	13,08	0,18	5,95	9,56	2,23	0,15	0,41	5,16	99,98	50,6
97-102	52,77	1,61	16,35	12,07	0,2	2,28	4,55	4,6	0,68	0,84	4,02	99,97	29,8
97-103-1	47,24	1,53	15,1	11,18	0,15	5,09	10,02	1,98	0,22	0,3	7,35	100,16	50,6
97-103-2	48,37	1,52	15,36	10,59	0,14	5,07	9,97	1,89	0,21	0,25	6,8	100,17	51,8
97-104	46,52	2,04	17,7	11,36	0,16	4,34	9,25	2,22	0,23	0,35	5,91	100,08	46,2
97-107	47,79	2,64	16,11	11,65	0,15	5,05	5,91	3,87	1	0,37	5,42	99,96	49,3
97-108	46,63	2,55	15,16	12,65	0,16	5,48	6,7	4,03	0,45	0,36	5,92	100,09	49,4
97-119-3	50,38	2,67	15,68	9,85	0,17	2,54	9,36	3,33	1,4	0,36	4,23	99,97	36,5
95-83	46,37	1,85	16,47	7,83	0,183	4,93	8,87	5,58	0,32	0,43	7,34	100,17	58,6

С раннепалеозойскими высокобарическими образованиями в Чарском поясе структурно связаны блоки и чешуи вулканогенно-кремнистых пород с остатками радиолярий и конодонтов D₂-C₁ (Iwata et al., 1994, 1997), а также карбонатных пород силура, раннего девона и живета. Вулканыты, ассоциирующие радиляриевыми кремнистыми породами, относятся к нормальным и щелочным толеитовым базальтам имеющим геохимические характеристики базальтов COX (N-MORB) и океанических поднятий и островов (OIB). Силурийско-девонские карбонатные породы являются, вероятно, образованиями океанических поднятий и островов.

2. Ордовикские офиолиты с блоками и чешуями пород океанической коры. Среди них присутствуют массивные апоперидотитовые серпентиниты (гарцбургиты, лерцолиты, дуниты и пироксениты), габбро, плагиоклазовые амфиболиты, горнблендиты, плагиогранитоиды, углеродистые, слюдястые и мономинеральные кварциты, базальтовые лавы, содержащие прослой кремнистых алевролитов и яшмоидов с радиоляриями (D₂-C₁) (Iwata et al., 1994, 1997), а также фрагменты карбонатно-кремнисто-грауваккового разреза раннего силура-девона (Ротараш и др., 1982). Лавы относятся к плагиобазальтам с щелочным уклоном и высоким содержанием глинозема и титана, а также к толеитовым низкотитанистым базальтам (Полянский и др., 1979), которые формировались в условиях срединно-океанических хребтов.

3. Позднекарбово-раннепермский полимиктовый меланж разделяет тектонические

по обе стороны от Чарских офиолитов. Среди турбидитов встречаются горизонты мелкообломочных олистостром и конгломератов, которые представлены продуктами разрушения вулканических дуг; 2) раннекарбонными образованиями островодужного

Таблица 2.

Состав редких элементов (ppm) в океанических базальтах Чарского офиолитового пояса

	деплементированные					обогащенные								
	97-106	97-116	97-117	97-118	95-94	97-101	97-102	97-103-1	97-103-2	97-104	97-107	97-108	97-119	95-83
La	4,7	5,2	4,5	5,7	4,2	21,5	32	22	21,8	20,1	14,2	15,5	13,8	33
Ce	14,3	18	13	18	12	45	70	45	45	44	33	34	35	60
Nd	13	17	15	17	10	24	41	23	24	24	21	22	27	30
Sm	5,2	6,3	5,6	6	3,2	5,72	10	5,5	6	6,1	6,4	6,4	8,2	7
Eu	1,81	1,85	1,49	1,9	1,5	1,73	3,09	1,7	1,82	1,92	2,15	2,25	2,58	2,1
Gd	7,2	8,6	7,7	8,3	5,5	5	10,1	4,8	5,5	6	6,9	6,8	9,3	8
Tb	1,31	1,42	1,38	1,45	0,70	0,82	1,62	0,75	0,85	0,87	1,02	1,03	1,60	0,80
Yb	5,23	5,96	5,58	6	3,8	1,93	3,81	1,78	1,83	2,15	2,04	2,13	5,14	3,8
Lu	775	932	842	862	0,6	256	508	265	242	285	282	289	740	0,68
Cr	93	86	91	107		68	22	250	256	41	49	50	32	
Co	47,8	48,7	44,1	43	48	44,1	16,6	42,1	40,6	40,7	41,3	49	38,5	68
Ni	47	64	45	54		50	6	99	102	47	88	94	20	
Sc	53	54	54	51	48	29,8	13,4	33,7	34,3	25,3	22,5	22,8	44	32
V	328	394	362	425		366	148	240	223	321	296	233	298	
Rb	2	8	6	24	1,2	3	10	3	4	5	15	9	12	5
Sr	30	75	43	147	120	554	680	771	792	885	515	437	403	205
Ba		200	200	200	68	184	368	280	364	256	196	299	259	100
Ta	0,22	0,15	0,26	0,15	0,18	0,95	2,21	0,6	0,68	1,18	1,26	1,35	0,65	2,8
Nb	3,5	3,5	3,2	2,7	2	16,6	35	8,9	9,3	17,5	19,2	19,6	8,7	61
Zr	150	131	127	132	92	132	238	104	107	151	158	150	218	250
Hf	3,7	4,7	4,1	4,2	2,5	3,3	5,9	2,8	2,9	3,8	4,1	4,3	5,9	4,7
Th	0,3	0,5	0,5	0,4	0,4	2,1	2,8	2,2	2,2	2	1,2	1	0,8	4
Y	41,2	47,2	44,4	48,8	32	20,2	39,1	17,2	18,4	21,7	23,3	21,4	43,7	40
Ba/Rb		25,0	33,3	8,3	56,7	61,3	36,8	93,3	91,0	51,2	13,1	33,2	21,6	20,0
La/Sm	0,57	0,52	0,51	0,60	0,83	2,37	2,01	2,52	2,29	2,07	1,40	1,52	1,06	2,97
Gd/Yb	1,12	1,17	1,12	1,12	1,17	2,10	2,15	2,19	2,44	2,26	2,74	2,59	1,47	1,71
La/Yb	0,61	0,59	0,54	0,64	0,75	7,53	5,68	8,35	8,05	6,32	4,70	4,92	1,81	5,87
Al ₂ O ₃ /TiO ₂	5,74	5,42	4,87	5,16	7,94	7,84	10,1	9,87	10,11	8,68	6,10	5,95	5,87	8,92
Ti/Zr	131	166	167	165	157	143	61	137	132	124	153	157	110	68,8
Zr/Y	3,64	2,78	2,86	2,70	2,88	6,53	6,09	6,05	5,82	6,96	6,78	7,01	4,99	6,25
Nb/Ta	15,9	23,3	12,3	18,0	11,1	17,4	15,8	14,8	13,6	14,8	15,2	14,5	13,3	21,7
Nb/La	0,72	0,65	0,69	0,46	0,46	1,88	1,05	1,36	1,59	0,84	2,17	1,22	0,61	1,78
Th/La	0,52	0,78	0,90	0,57	0,58	0,79	0,71	0,81	0,82	0,80	0,68	0,52	0,47	0,98
Nb/Th	1,39	0,83	0,76	0,80	0,06	2,38	1,49	1,68	1,95	1,04	3,18	2,34	1,30	1,82
Eu/Eu*	0,90	0,77	0,69	0,82	1,08	0,97	0,93	0,99	0,95	0,96	0,98	1,04	0,90	0,86
Hf/Hf*	1,71	1,73	1,70	1,58	1,68	1,07	1,11	0,95	0,92	1,19	1,34	1,38	1,51	
Ti/Ti*	1,38	1,27	1,39	1,33	1,48	1,52	0,62	1,20	1,05	1,33	1,57	1,53	1,19	0,99

состава, представленными пиллоу-лавами и туфами андезито-базальтового и андезитового составов, рифогенными известняками и кремнистыми породами (верочарская свита). Они участвуют в строении тектонической зоны к северо-востоку от Чарских офиолитов и участвуют в строении серпентинитового меланжа; 3) пластиной щелочных базальтов в ассоциации с кремнистыми породами. В районе п. Игоревка в кремнистых породах определены радиолярии раннего карбона (Iwata et al., 1997); 4) визейскими

олистостромами, представленными обломками пород океанической литосферы среднего девона - раннего карбона (Ермолов и др., 1981). Они прослеживаются полосой вдоль Чарского офиолитового пояса; 5) базальтовыми и кремнистыми породами (карабаевская и терентьевская свиты) океанической литосферы. Большинство выходов кремнистых пород содержат радиоларии верхнего девона (Iwata, 1997).

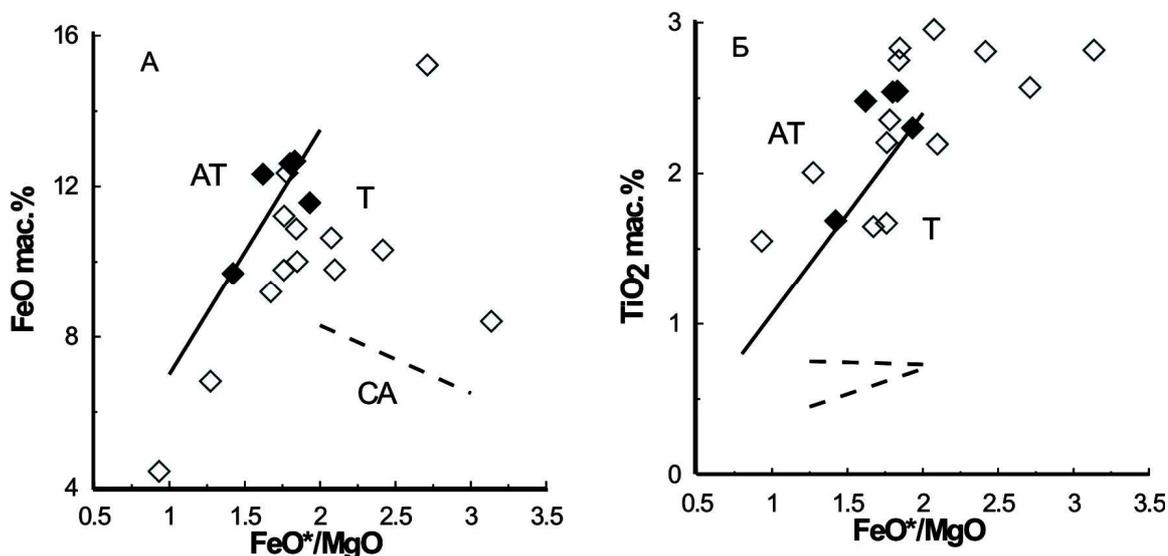


Рис. 4. Бивариантные диаграммы для базальтов Чарского офиолитового пояса.

Условные обозначения: А - FeO* - FeO*/MgO; Б - TiO₂ - FeO*/MgO. Поля абиссальных толеитов (АТ), толеитов (Т) и известково-щелочных вулканитов (СА) приведены по данным Мияширо (Miyashiro, 1973). Обозначения см. на рис. 2.

С раннепалеозойскими высокобарическими образованиями в Чарском поясе структурно связаны блоки и чешуи вулканогенно-кремнистых пород с остатками радиоларий и конодонтов D₂-C₁ (Сенников и др., 2003; Iwata et al., 1997), а также карбонатных пород силура, раннего девона и живета. Вулканиты относятся к толеитовым и щелочным базальтам.

Результаты

Химический состав базальтов

Валовые анализы образцов толеитовых и щелочных базальтов приведены в таблице 1. Породы подверглись низкотемпературному региональному метаморфизму зеленосланцевой фации. Базальты Чарской зоны были разделены на две группы по содержанию LREE (La < 6 и > 13, La/Sm_n - <0.8 и >1.5) (табл. 2): деплетированные (первая группа) и обогащенные (вторая группа), соответственно. На диаграмме TAS (Le Maitre et al., 1989) (рис. 2) точки составов попадают в поле базальта, трахибазальта и базальтового андезита. Более надежная классификация основана на соотношении Nb/Y и SiO₂ (Winchester, Floyd, 1977), согласно которой породы четко делятся на две группы: одна группа точек попадает в поле щелочных базальтов, а вторая в поле субщелочных базальтов (рис. 3).

Для обеих групп пород характерно наличие тренда обогащения пород железом в ходе фракционирования, причем содержание титана при этом тоже увеличивается с ростом FeO*/MgO (рис. 4а,б). Такие тренды напоминают таковые для дифференцированных толеитовых серий (Miyashiro, 1973). В целом, чарские базальты имеют содержания TiO₂ (табл. 1) и величины отношений FeO*/MgO, меняющиеся в

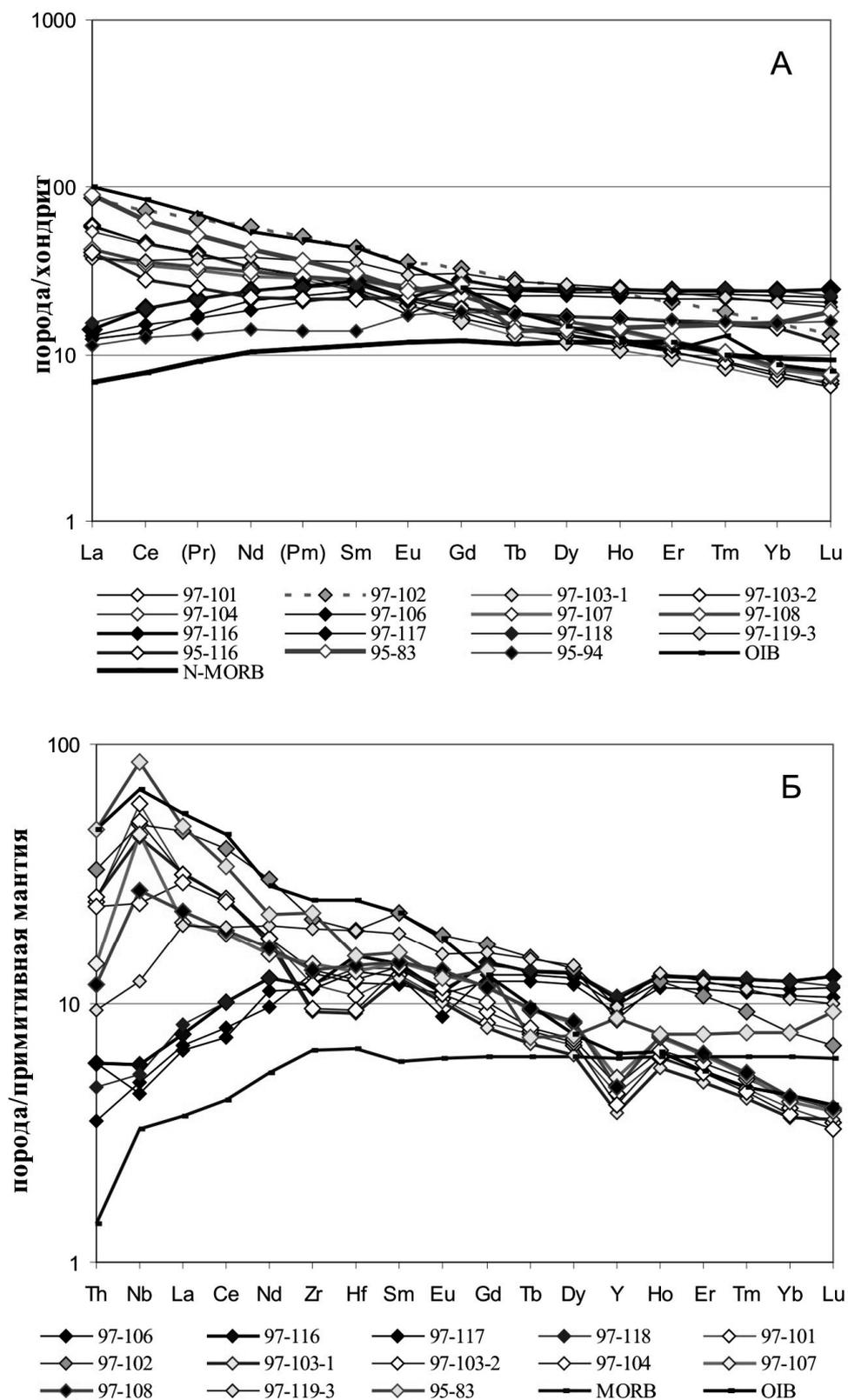


Рис. 5. А - нормированные по хондриту кривые распределения редкоземельных элементов для базальтов Чарского офиолитового пояса.

Б - Мульти-компонентные диаграммы распределения редких элементов, нормированные по примитивной мантии для базальтов Чарского офиолитового пояса. Нормировочные значения взяты из Sun, McDonough (1989). Обозначения см. на рис. 2.

пределах 1,5-2,6 и 1-3,3, соответственно, что указывает на низкую и среднюю степень дифференциации (рис. 4б). Поскольку натрий, калий и другие литофильные элементы являются подвижными при вторичных изменениях (Humphris, Thompson, 1978), то для определения магматической природы пород и петрогенетических построений также использовались только высоkozарядные и редкоземельные элементы. Содержание MgO варьирует от 2,5 до 7,3 мас.%. Значения Mg# также рассчитывались, исходя из количества трехвалентного железа 10%.

Чарские базальты характеризуются относительно широким разбросом значений #Mg и Fe₂O₃ при достаточно узком разбросе SiO₂. Содержания SiO₂ варьируют от 46,1 до 49,3 мас.%, Mg#=48,2-55,86, Fe₂O₃=13,5-15,2 мас.% для деплетированной группы и SiO₂=45-52,8 мас.%, Mg#=29,8-58,6, Fe₂O₃=7,8-13 мас.% для обогащенной группы. В обеих группах концентрации Al₂O₃, P₂O₅, п.п.п., Nb, Zr, Th, Sm и La уменьшаются с ростом MgO, а Fe₂O₃, SiO₂, Cr, Sr, Y и CaO – увеличиваются. Отношения Ba/Rb варьируют от 8 до 57 в деплетированной группе и от 13 до 93 в обогащенной группе, что косвенно подтверждает подвижность этих элементов в ходе постмагматических преобразований (табл. 1, 2).

В деплетированной группе содержания TiO₂ и P₂O₅ варьируют от 1,6 до 2,45 и от 0,13 до 0,25 мас.%, соответственно, а Al₂O₃ меняется от 12,4 до 13,1 мас.%. По сравнению с обогащенными разностями базальты этой группы содержат меньше Ta, Th, Hf, LREE, P₂O₅, Nb, Zr (табл. 1, 2). По сравнению с толеитовыми базальтовыми сериями островных дуг (Фролова, Бурикова, 1997) деплетированные базальты Чарской зоны отличаются более низкими содержаниями SiO₂, Al₂O₃ и Th и более высокими концентрациями титана, магния, железа. Отношение Zr/Nb варьирует от 37 до 48.

В обогащенной группе содержания TiO₂ и P₂O₅ варьируют от 1,5 до 2,7 и от 0,25 до 0,84 мас.%, соответственно, а Al₂O₃ меняется от 15 до 17,7 мас.%, что в среднем ниже, чем в IAT, но выше, чем в деплетированных разностях. Отношения Ba/Rb в среднем выше, чем в обогащенной группе (табл. 2). Отношение Zr/Nb варьирует от 4 до 25.

Породы первой группы имеют химические характеристики, близкие к таковым нормальных базальтов срединно-океанических хребтов (N-MORB), т.е. обеднены HFSE и LREE и имеют повышенные значения Zr/Nb, за исключением повышенных содержаний титана, что делает их более похожими на задуговые базальты (Jenner et al., 1991; Румянцев и др., 1998). Породы второй группы близки по составу к базальтам океанических островов (OIB), т.е. характеризуются повышенными LREE и HFSE и низкими значениями Zr/Nb (табл. 2).

Кривые распределения REE для *первой группы* (рис. 5а) показывают, что породы обеднены LREE с La_{Ncp} = 13, (La/Yb)_N = 0,54-0,75. Eu максимумов не наблюдается. По распределению нормированных к примитивной мантии редких элементов (рис. 5б) видно, что породы этой группы обеднены Nb и Th, что в целом характерно для большинства базальтов срединно-океанических хребтов (Nb/La_{pm}=0,16-0,96, Nb/Th_{pm}=0,24-0,69).

Кривые распределения REE для *второй группы* (рис. 5а) показывают явное обогащение базальтов LREE с La_{Ncp} = 54,8, (La/Yb)_N = 1,8-8,3. Выраженный Eu минимум имеется только на кривой образца 95-83. Степень дифференциации LREE и HREE средняя: La/Sm_N варьирует от 1 до 2,97, а Gd/Yb_N - от 1,47 до 2,74. По распределению нормированных к примитивной мантии редких элементов (рис. 5б) видно, что большинство образцов с наиболее дифференцированными REE имеют Nb максимум относительно La и Th (Nb/La_{pm}=1,2-1,88, Nb/Th_{pm}=1,3-3,1), что большинством исследователей считается характерным для базальтов океанических островов. Для некоторых образцов отмечается минимум по Y, что может быть связано с кристаллизацией граната, поскольку такие образцы также характеризуются достаточно дифференцированными HREE (Gd/Yb_n=2,2-2,6). В целом, геохимические характеристики

этой группы предполагают их выплавление из обогащенных мантийных пород на уровне гранатовой фации.

Дискуссия

Коровая контаминация

Контаминация материала континентальной коры вполне вероятна (Arndt, Jenner, 1986; Puchtel et al., 1997), но на основании геологических данных исследователи данного региона считают, что рассматриваемые базальтовые толщи образовались в океанической обстановке (Ермолов и др., 1981; Полянский и др., 1979; Buslov et al., 2001; Safonova et al.,

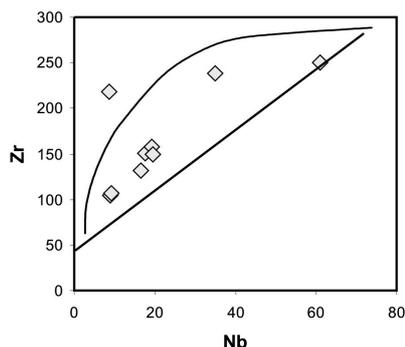


Рис. 6. Распределение Nb и Zr, имеющее линейный вид, что свидетельствует о смешении двух расплавов из различных источников, а не о варьирующих степенях плавления одного источника.

Кривой линией показано плавление без фракционирования с уменьшением степени плавления слева направо от 1 до 0,5% (Kamber, Collerson, 2000).

2004). Ассоциации базальтов с океаническими осадками и породами из офиолитовых разрезов и переслаивание базальтов с кремнями с радиоляриями и конодонтами (засурьбинская свита и Чарская зона) предполагает океанические условия их формирования, а не излияние вулканических пород в континентальной обстановке, что многократно отмечалось для многих более древних базальтов из коллизионно-аккреционных зон по всему миру, например, архейских базальтов из складчатых поясов Кливервилль западной Австралии (Ohta et al., 1996) и Шрейбер-Хелмо и Уайт Ривер в Канаде (Polat et al., 1998). Кроме того, отсутствие участия материала континентальной коры подтверждается отсутствием ксенокристов циркона. В данном регионе гранитоиды прорывают более древние породы и везде являются более молодыми по возрасту, чем изученные базальты, где встречаются небольшие тела среднепермских гранитов, прорывающих визе-намюрские аккреционные толщи (возраст базальтов – поздний девон – ранний карбон) (Владимиров и др., 2001). Таким образом, все перечисленные выше геологические данные убедительно доказывают внутриокеаническое происхождение изученных базальтовых толщ. Отсутствие отрицательных аномалий по Nb и низкие значения Th в деплетированных базальтах также не подтверждают коровую контаминацию (табл. 2, рис. 5,б).

Отмеченные выше геохимические характеристики, взятые в совокупности с геологическими данными, свидетельствующими об океанической обстановке излияния базальтов, дают основания утверждать, что низкие значения Nb/La_{pm}, характерные для деплетированных базальтов, могут скорее отражать деплетированный мантийный источник, а не контаминацию материала континентальной коры.

Процессы плавления в мантии

Различный состав некогерентных элементов в базальтах предполагает различные условия частичного плавления. Для толеитовых

(деплетированных) базальтов не характерны отрицательные аномалии по Nb относительно легких REE. Для них если и предполагать процессы частичного плавления в мантийном источнике, то, вероятно, на

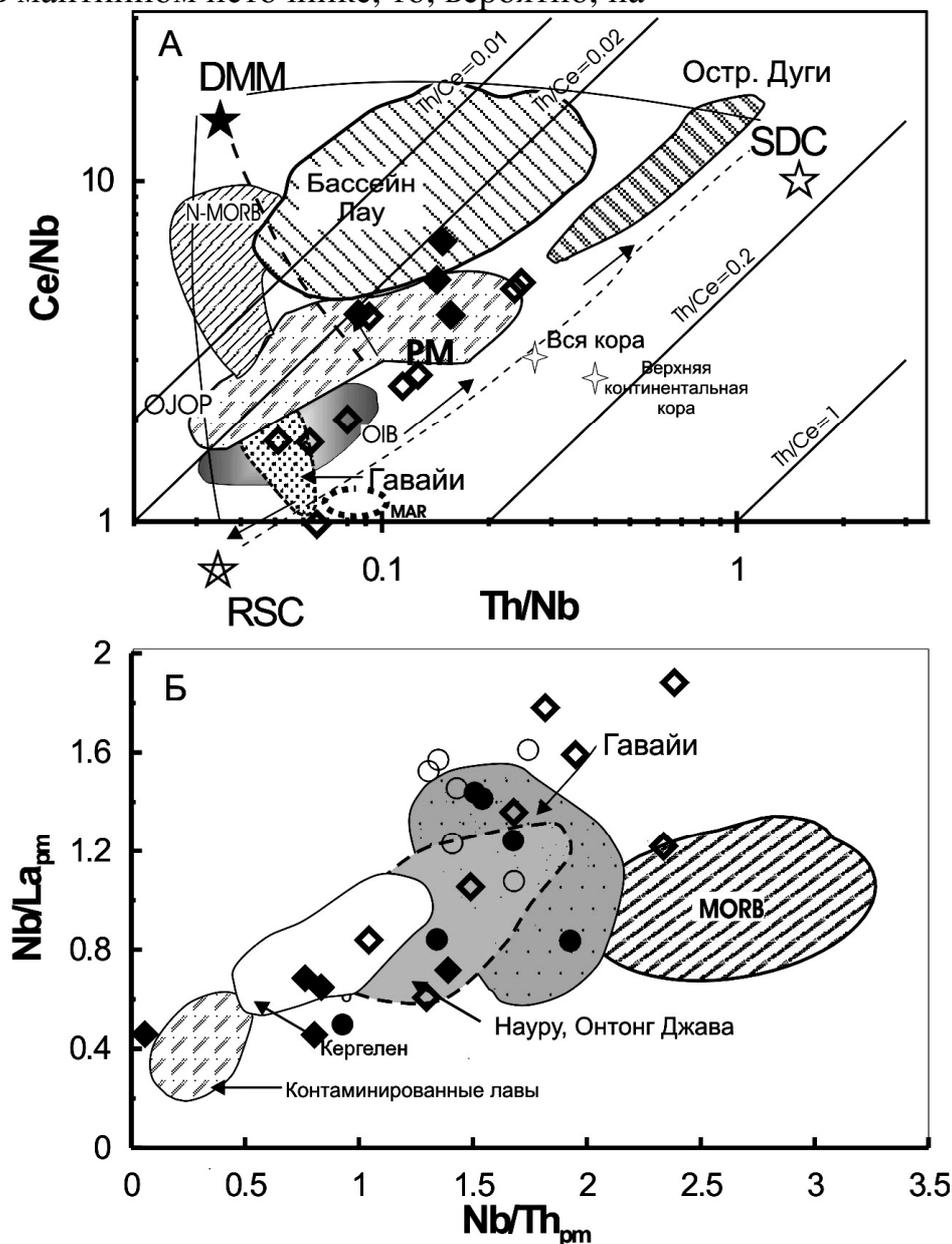


Рис. 7. А. Вариационная диаграмма Ce/Nb - Th/Nb по Саундерсу (Saunders et al., 1988).

Данные по океаническим плато Науру, Онтонг-Ява (OJOP) и бассейну Лау взяты из (Floyd, 1989), (Hemmond et al., 1993) и (Ewart et al., 1994), соответственно. Сплошными линиями показано простое смешение деплетированной мантии (DMM), остаточных компонентов слэба (RSC) и компонентов, полученных при плавлении субдуцирующего слэба (SDC). Пунктиром показано простое отделение расплава и образование DMM, RSC и SDC (Saunders et al., 1988). Данные для Срединно-Атлантического хребта (MAR) и островных дуг взяты из (Saunders et al., 1988; 1991), соответственно. Данные для примитивной мантии (PM), N-MORB, E-MORB и OIB взяты из (Sun, McDonough, 1989). Поле для Гавайских островов построено автором по данным базы данных GEOROC. Значения для всей коры (bulk crust) и верхней континентальной коры даны по (Taylor, McLennan, 1985).

Б. Вариационная диаграмма Nb/Th_n - Nb/La_{pm} по Puchtel et al., 1997. Поля для Гавайских островов и плато Науру и Онтонг-Ява построены автором по данным базы данных GEOROC.

уровне шпинелевой фации для деплетированных разностей, т.к. большинство образцов имеют кривые REE, не фракционированные в области тяжелых редких земель (рис. 5a) (Hirschmann and Stolper, 1996).

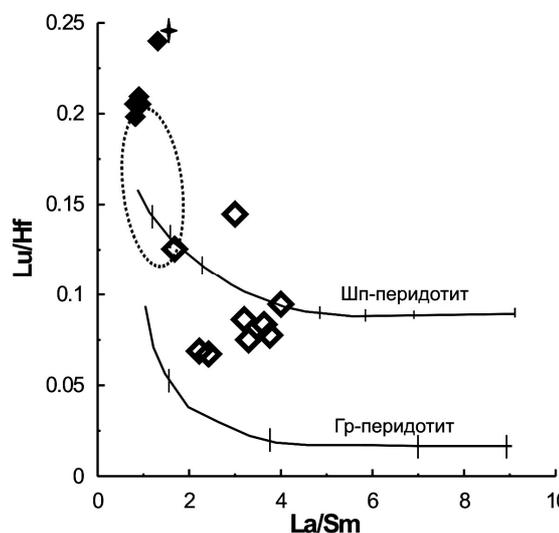


Рис. 8. Кривые, показывающие эффект частичного плавления шпинелевого и гранатового перидотита от 0,01 до 20% (Regelous et al., 2003).

Звездочка — состав примитивной мантии (Sun, MacDonough, 1989). Поскольку Чарские базальты вероятно являются результатом смешения и гранатового и шпинелевого перидотита, средние значения La/Sm и средние и высокие значения Lu/Hf свидетельствуют об относительно низких степенях плавления в пределах поля устойчивости поля шпинели и граната. Пунктирное поле — MORB (Niu et al., 1999).

Для обогащенных LREE высокотитанистых базальтов Чарского пояса характерны средние содержания Th при повышенных концентрациях Nb, что свидетельствует о частичном плавлении при формировании базальтовых расплавов. Довольно высокая степень фракционирования тяжелых редких земель ($Gd/Yb_n > 2$; табл. 2) является признаком фракционирования граната, т.е. выплавления базальтов на уровне глубин > 80 км (Hirschmann, Stolper, 1996). Корреляции Nb/La_{pm} и Th/La_{pm} с Gd/Yb_n достаточно слабые, встречаются образцы с заметно фракционированными HREE, но нулевыми и отрицательными значениями Nb аномалий (табл. 2). Это говорит о том, что на распределение этих элементов оказывало влияние не только частичное плавление, но и другие процессы, например, смешение расплавов. Большую вероятность смешения подтверждает линейный характер зависимости содержаний Nb от Zr. Результаты моделирования показали (Kamber, Collerson, 2000), что в случае образования обогащенных базальтов с разными концентрациями некогерентных элементов (в частности, Nb и Zr) в результате различных степеней плавления одного источника зависимость имела бы вид выполаживающейся кривой вследствие различных коэффициентов распределения Zr и Nb между расплавом и гранатом/клинопироксеном (рис. б).

Мантийные источники

Допуская, что процессы частичного плавления в мантии и коровой контаминации не оказали существенного влияния на соотношения элементов в системе Th-Nb-LREE, то вариации этих элементов могут свидетельствовать о химически гетерогенной мантии, что ранее было обосновано для океанических островов Гавайской системы и Исландии (Hards et al., 1995; Regelous et al., 2003).

Поскольку Nb, La и Th имеют близкие коэффициенты распределения, то считается маловероятным, что они будут фракционировать друг от друга, т.е. их соотношения не

будут заметно меняться даже при относительно высоких степенях частичного плавления, что считается принятым при образовании ультраосновных и основных океанических лав (Sun and McDonough, 1989). В работе Saunders et al. (1988) было показано, что взаимоотношения в системе Th-Nb-Се для океанических базальтов можно описать с точки зрения смешения трех мантийных компонентов (рис. 7а): 1) DMM (depleted MORB mantle) – компонент истощенного мантийного источника MORB, характеризующегося

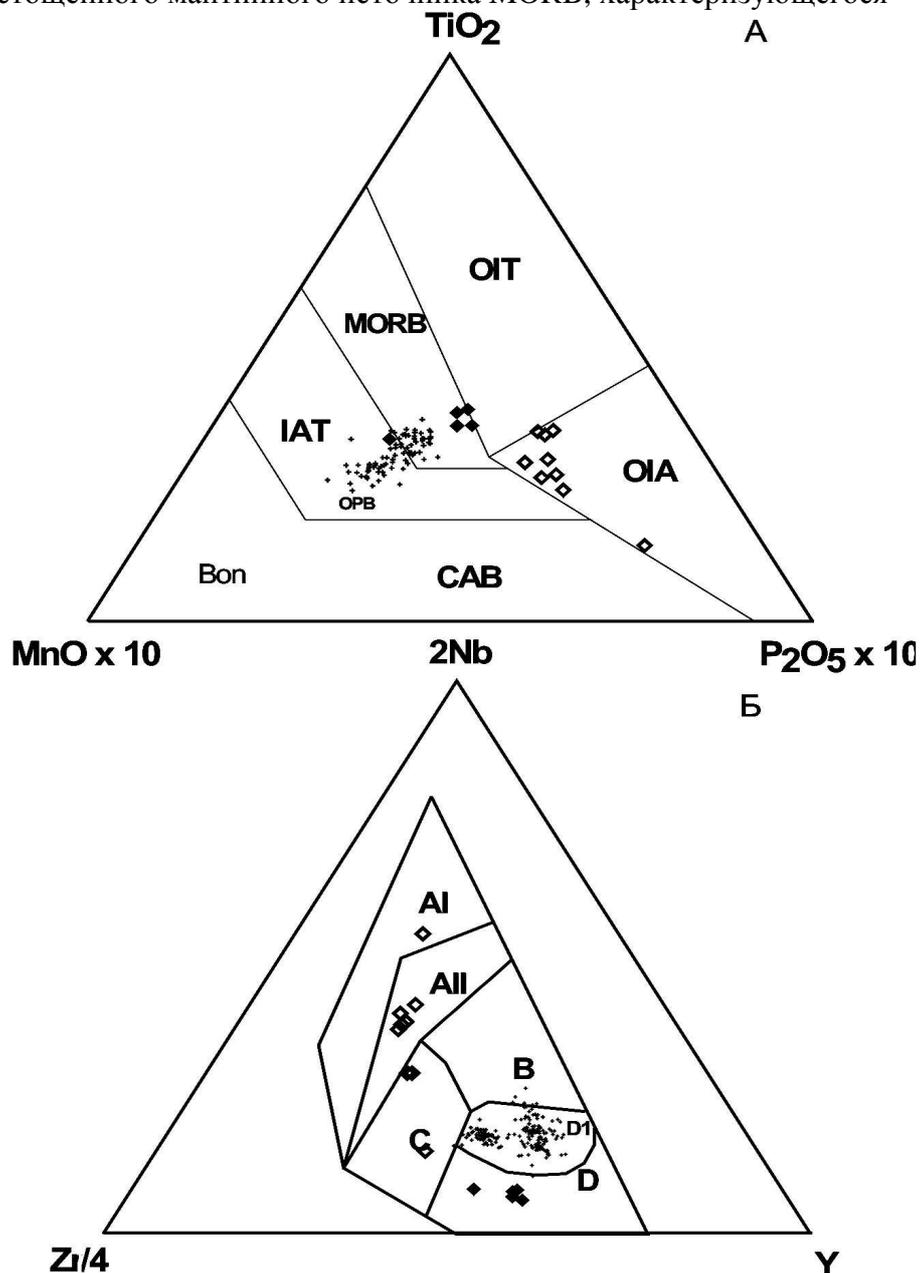


Рис. 9. Дискриминационные диаграммы.

А - $MnO \cdot 10 - TiO_2 - P_2O_5 \cdot 10$ (Mullen, 1983); поля – MORB – базальты срединно-океанических хребтов, IAT – островодужные толеитовые базальты, CAB – островодужные известково-щелочные базальты, Bon – бониниты, OIT – толеитовые базальты океанических островов, OIA – щелочные базальты океанических островов.

Б – $Zr/4 - 2Nb - Y$ (Meschede, 1986); поля: AI – внутриплитные щелочные базальты; AII – внутриплитные щелочные базальты и внутриплитные толеиты; B - E-MORB; C – внутриплитные толеиты и островодужные базальты; D - N-MORB и островодужные базальты. Обозначения см. на рис. 2. Мелкие точки – океанические платобазальты Онтонг-Джава и Науру

относительно высоким отношением Ce/Nb , но низким Th/Nb ; 2) RSC (residual slab component) – остаточный компонент рециклированного слэба, прошедшего через зону субдукции и характеризующегося низкими отношениями Ce/Nb и Th/Nb ; SDC (subduction derived component) – субдукционный компонент островных дуг с высокими Ce/Nb и Th/Nb , т.е. этот компонент комплементарен к компоненту RSC.

Относительно низкие Nb/La_n характерны для деплетированных базальтов Чарского пояса (табл. 2, рис. 7б), можно объяснить смешением компонентов DMM и RSC. Обогащенные базальты характеризуются четко выраженными положительными аномалиями Nb по отношению к La, что может свидетельствовать об участии в плюмовом расплаве остаточного компонента рециклированной океанической коры (RSC). Таким образом, по распределению редких элементов и положительным аномалиям по ниобию ($Nb/La_{pm} > 1$) в позднедевонско-раннекарбонных толщах Чарского офиолитового пояса впервые идентифицированы базальты, имеющий состав, соответствующий мантийным источниками типа HIMU, но это можно подтвердить только с помощью изучения изотопного состава Pb.

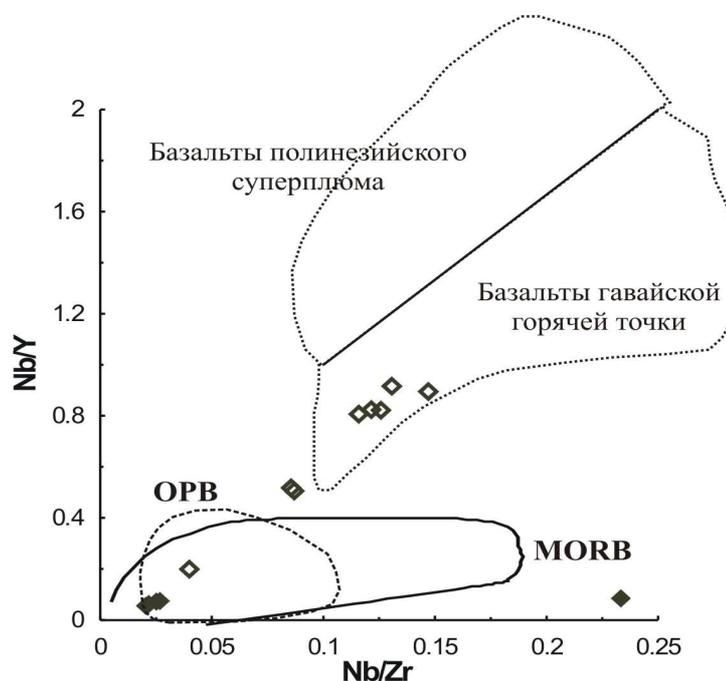


Рис. 10. График $Nb/Zr - Nb/Y$ (Tatsumi et al., 1998).

Обозначения см. на рис. 2.

На диаграмме $Th/Nb - Ce/Nb$ (рис. 7а) точки составов обогащенных базальтов чарской зоны образуют группу в поле гавайских базальтов. Деплетированные базальты попадают в поле плато Онтонг-Джава. На диаграмме $Nb/Th_n - Nb/La_{pm}$ (рис. 7б) деплетированные разновидности базальтов ложатся вдоль нижней границы полей плато Кергелен и Науру, а обогащенные базальты – в поле гавайской горячей точки и выше.

Разнообразие состава редких некогерентных элементов в обогащенных базальтах может быть объяснено не только смешением в разных соотношениях мантийных компонентов, выделенных Саундерсом и соавторами (Saunders et al., 1988). Причиной существенного различия степени обогащения внутриплитного базальтового магматизма и различные степени частичного плавления, что связано с глубиной выплавления базальтов. Предполагая существование гетерогенной мантии, мы допускаем, что она состоит из деплетированного тугоплавкого матрикса и более легкоплавких неоднородностей, обогащенных некогерентными элементами (Regelous et al., 2003). Чем выше степень частичного плавления, тем больше материала деплетированного тугоплавкого матрикса вовлекается в расплав. Если степень плавления снижается, в расплаве участвуют в основном более легкоплавкие компоненты мантийных неоднородностей

На состав редких элементов могла повлиять меняющаяся глубина плавления в зависимости от того, сколько расплава образуется в поле устойчивости граната (Ellam, 1992; Haase, 1996). Чарские обогащенные базальты, которые мы рассматриваем как образования океанического острова, имеют средние La/Sm и средние до высоких Lu/Hf

отношения (табл. 1), т.е. они являются продуктом средних до высоких степеней мантийного плавления, и при этом расплав выплавлялся в двух режимах: при невысоком и высоком давлении, в пределах поля устойчивости шпинели и граната, соответственно (рис. 8)

Геодинамические обстановки формирования базальтовых толщ

При геодинамических реконструкциях образования базальтовых толщ используются дискриминационные диаграммы на основе порообразующих и редких элементов. Большинство исследователей наиболее надежными признаются диаграммы, построенные по наименее подвижным главным (титан, фосфор) и примесным (Nb, Zr, Y, Ta, Hf) элементам, особенно те из них, которые построены как минимум по трем или четырем элементам.

На диаграммах $MnO \cdot 10 - TiO_2 - P_2O_5 \cdot 10$ Муллена (Mullen, 1983) и $Zr/4 - 2Nb - Y$ (Meschede, 1986) деплетированные базальты попадают в поле MORB, а обогащенные базальты - в поле базальтов океанических островов (рис. 9а,б).

На известной диаграмме Тацуми Nb/Zr - Nb/Y выделяются поля MORB, OPB, базальтов гавайской горячей точки и базальтов полинезийского суперплюма (Tatsumi et al., 1998). Деплетированные разности попадают в поле MORB/OPB, обогащенные разности - в поле гавайской системы океанических островов.

Выводы

Таким образом, проведенное обобщающее изучение геологических и геохимических характеристик базальт-осадочных толщ Чарской сдвиговой зоны Восточного Казахстана позволяет сделать вывод, что позднедевонско-раннекарбоновые базальты формировались в геодинамических обстановках срединно-океанических хребтов и океанических островов, из двух типов мантийных источников – деплетированного и комбинированного, т.е. образованного при смешении деплетированного и обогащенного мантийных расплавов.

Геологическими признаками обстановок океанического дна является ассоциация базальтов с зелеными тонкозернистыми терригенно-кремнистыми породами, содержащими обильные остатки радиолярий. В пользу обстановок океанического острова свидетельствуют кремнисто-карбонатные отложения склоновых фаций, которые характеризуются конседиментационной складчатостью (структуры оползания) и брекчированием пород.

По приведенным в статье геохимическим характеристикам деплетированные базальты схожи с базальтами океанического дна или срединно-океанических хребтов Тихого океана, но содержат больше титана. Обогащенные базальты близки по составу к внутриплитным базальтам Тихого океана. Тесная связь базальтов плюмового происхождения с базальтами океанического дна свидетельствует о том, что в позднем девоне и раннем карбоне в составе океанической коры Палео-Азиатского океана существовали океанические острова. В целом, позднедевонско-раннекарбоновая кора Палеоазиатского океана формировалась по аналогии с корой западной части Тихого океана, т.е. в ней действовали горячие точки типа Гавайской системы океанических островов и поднятий.

Авторы выражают благодарность Боброву В.А. и Палесскому С.В. за анализ содержаний редкоземельных элементов. Работа выполнена при финансовой поддержке Российского Фонда фундаментальных исследований (проект № 03-05-64668).

Литература

1. **Владимиров А.Г., Козлов М.С., Шокальский С.П.** и др. Основные возрастные рубежи интрузивного магматизма Кузнецкого Алатау, Алтая и Калбы (по данным U-Pb изотопного датирования). Геология и геофизика - 2001 - № 8, Т. 42. - С.1157-1178.

2. **Ермолов П.В., Добрецов Н.Л., Полянский Н.В.** и др. Офиолиты Чарской зоны. Офиолиты. - Алма-Ата: Наука КазССР, 1981. - С. 103-178.
3. **Полянский Н.В., Добрецов Н.Л., Ермолов П.В., Кузубный В.С.** Структура и история развития Чарского офиолитового пояса. Геология и геофизика, 1979, №5, с. 66-78.
4. **Ротараш И.А., Самыгин С.Г., Гредюшко Е.А.** и др. Девонская активная континентальная окраина на Юго-Западном Алтае. Геотектоника, 1982, N1, с.44-59.
5. **Румянцев М.Ю., Туркина О.М., Ножкин А.Д.** (1998) Геохимия Шумихинского гнейсово-амфиболитового комплекса Каннской глыбы (северо-западная часть Восточного Саяна), Геология и геофизика, т. 39, № 8, с. 1103-1115.
6. **Фролова Т.И., Бурикова И.А.** (1997) Магматические формации современных геотектонических обстановок. Москва, изд-во МГУ, 319 с.
7. **Arndt N.T., Jenner G.A.**, 1986. Crustally contaminated komatiites and basalts from Kambalda, Western Australia. Chem. Geol., V. 56, p. 229-255.
8. **Buslov, M.M., Watanabe, T., Smirnova, L.V., Fujiwara, Y., Iwata, K., De Grave, J., Semakov, N.N., Travin, A.V., Kirjanova, A.P. and Kokh D.A.** (2003) Role of strike-slip faults in Late Paleozoic-Early Mesozoic tectonics and geodynamics of the Altai-Sayan and East Kazakhstan folded zones. Russian Geology and Geophysics, v. 44, pp. 49-75.
9. **Buslov, M.M., Saphonova, I.Yu., Watanabe, T., Obut, O.T., Fujiwara, Y., Iwata, K., Semakov, N. N., Sugai, Y., Smirnova, L.V., Kazansky, A.Yu. and Itaya, T.** (2001) Evolution of the Paleo-Asian Ocean (Altai-Sayan Region, Central Asia) and collision of possible Gondwana-derived terranes with the southern marginal part of the Siberian continent. Geoscience journal, v. 5, N 3, pp. 203-224.
10. **Ewart A., Hergt J.M., Hawkins J.M.** (1994) Major element, trace element, and isotope (Pb, Sr, Nd) geochemistry of site 839 basalts and basaltic andesites, implications for arc volcanism. Proc. Ocean Drilling Program, Sci. Res., v. 135, pp. 519-531.
11. **Floyd P.A.** (1989) Geochemical features of intra-plate oceanic plateau basalts. In: Saunders A.D., Norry M.J. (Eds.). Magmatism in the ocean basins. Geol. Soc. London Special Publication, v. 42, pp. 215-230.
12. **Hards V.L., Kempton P.D., Thomson R.N.**, 1995, The heterogeneous Iceland plume of the Snaefell volcanic centre. J. Geol. Soc. Lond., 152, 1003-1009.
13. **Hemmond C., Arndt N.T., Lichtenstein U., Hofmann A.W., Oskarsson N., Steinthorsson S.**, 1993, The heterogeneous Iceland plume: Nd-Sr-O isotope and trace element constrains. J. Geophys. Res., v. 98, 15833-15850.
14. **Hirschman, M.M. and Stolper, E.M.** (1996) A possible role for garnet pyroxenite in the origin of the "garnet signature" in MORB. Contrib. Miner. Petrol., v. 124, pp. 185-208.
15. **Iwata, K., Obut, O.T., and Buslov, M.M.** (1997) Devonian and Lower Carboniferous radiolaria from the Chara ophiolite belt, East Kazakhstan. News of Osaka Micropaleontologist, v. 10, pp. 27-32.
16. **Iwata, K., Watanabe, T., Akiyama, M., Dobretsov, N.L. and Belyaev, S.Yu.** (1994) Paleozoic microfossils from the Chara Belt (Eastern Kazakhstan). Russian Geology and Geophysics, v. 35, pp. 125-130.
17. **Jenner G.A., Dunning G.R., Malpas J., Brown M., Brace T.** (1991) The Bay of Islands and Little Port complexes, revisited: age, geochemical and isotopic evidence confirm suprasubduction-zone origin.
18. **Kamber B.S., Collerson K.D.** (2000) Zr/Nb systematics of ocean island basalts reassessed – the case for binary mixing. J. Petrology, v. 41, no. 7, p.1007-1021.
19. **Le Maitre R.W., Bateman P., Dudek A., et al.** (1989) A classification of igneous rocks and glossary of terms. Blackwell, Oxford.
20. **Meschede, M.** (1986) A method of discriminating between different types of Mid-Oceanic Ridge Basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. Chem. Geol., v. 56, pp. 207-218.
21. **Miyashiro, A.** (1974). Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. American Journal of Science, v. 274, pp. 321–355.
22. **Mullen, E. D.** (1983) MnO/TiO₂/P₂O₅: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis. Earth Planet. Sci. Let., v. 62, pp. 53-62.

23. **Ohta H., Maruyama Sh., Takahashi E., Watanabe Y., Kato Y.** (1996) Field occurrence, geochemistry and petrogenesis of the Archean mid-oceanic ridge basalts (AMORBs) of the Cleaverville area, Pilbara craton, Western Australia. *Lithos*, v. 37, p. 199-221.
24. **Polat A., Kerrich R., Wyman D.A.** (1998) The late Archean Schreiber-Helmo and White River-Dayohessarah greenstone belts, Superior Province: collages of oceanic plateaus, oceanic arcs and subduction-accretion complexes. *Tectonophysics*, v. 289, pp. 295-326.
25. **Putchel, I.S., Hasee, K.M., Hofmann, A.W., Chauvel, C., Kulikov, V.S., Garbe-Schonberg, C.-D., Nemchin, A.A.** (1997a) Petrology and geochemistry of crustally contaminated komatiitic basalts from the Vetreny belt, southeastern Baltic shield: evidence for an early Proterozoic mantle plume beneath rifted Archean continental lithosphere. *Geochim. Cosmochim. Acta*, v. 61, pp. 1205-1222.
26. **Regelous M., Hofmann A.W., Abouchami W., Galer S.J.G.**, 2003, Geochemistry of lavas from the Emperor seamounts, and the geochemical evolution of Hawaiian magmatism from 85 to 42 Ma. *J. Petrology*, v. 44, no. 1, pp. 113-140.
27. **Safonova I.Yu., M.M. Buslov, K. Iwata, D.A. Kokh** (2004) Fragments of Vendian-Early Carboniferous oceanic crust of the Paleo-Asian Ocean in foldbelts of the Altai-Sayan region of Central Asia: geochemistry, biostratigraphy and structural setting. *Gondwana Research*, v. 7, no. 3, pp. 771-790.
28. **Saunders, A.D., Norry, M.J., Tarney, J.** (1988) Origin of MORB and chemically-depleted mantle reservoirs: trace element constraints. *J. Petrol. (Special Lithosphere Issue)*, pp. 415-455.
29. **Saunders, A.D., Norry, M.J., Tarney, J.** (1991) Fluid influence on the trace element compositions of subduction zone magmas, *Philos. Trans. Roy. Soc. London*, v. A 335, pp. 337-392.
30. **Sennikov, N.V., Iwata, K., Ermikov, V.D., Obut, O.T. and Khlebnikova, T.V.** (2003) Oceanic sedimentation settings and fauna associations in the Paleozoic on the southern framing of the West Siberian Plate. *Russian Geology and Geophysics*, v. 44, pp. 156-171.
31. **Sun, S. and McDonough, W.F.** (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A.D. and Norry, M.J. (Eds.) *Magmatism in the Ocean Basins*. Geol. Soc. London. Spec. Publ., v. 42, pp. 313-345.
32. **Tatsumi, Y., Shinjoe, H., Ishizuka, H., Sager, W.W. and Klaus, A.** (1998) Geochemical evidence for a mid-Cretaceous superplume. *Geology*, v. 26, pp. 151-154.
33. **Taylor S.T., McLennan S.M.** (1985) *The continental crust: composition and evolution*. Blackwell, Oxford, p. 312.
34. **Winchester, J.A. and Floyd, P.A.** (1977) Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chem. Geol.*, v. 20, pp. 325-343.

Геодинамические условия образования вулканических пород с внутриплитными геохимическими характеристиками в островодужной системе Камчатки

Авдейко Г. П., Хлебородова О.А.

*Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский
e-mail: gavdeiko@kcs.iks.ru*

Введение

Геохимические методы реконструкции палеогеодинамических обстановок формирования различных регионов и условий магмообразования приобрели в последнее время широкую популярность. Метод сравнительного анализа большого числа петрогенных и редких гигромагматофильных элементов, нормированных по неистощённой мантии, впервые применённый Д.А. Вудом [3, 4], позволил выявить геохимические критерии основных геодинамических режимов проявления вулканизма: рифтовых зон срединно-океанических хребтов, внутриокеанических островов (внутриплитный вулканизм), островных дуг и активных континентальных окраин [24].

Курило-Камчатский регион представляет собой типичную островодужную систему, состоящую из трёх разновозрастных вулканических дуг, сформированных над зонами субдукции островодужного или окраинно-континентального типа [3, 4, 17, 21]. Геохимические критерии вулканических пород островодужного (надсубдукционного) типа чётко проявлены на ряде классификационных диаграмм, особенно на спайдерграммах нормированного распределения петрогенных и редких гигромагматофильных элементов, нормированных по неистощённой мантии. На таких спайдерграммах типичные островодужные породы Камчатки, так же как и других островных дуг и активных окраин континентов, характеризуются минимумами по Ta, Nb и Th и менее выраженным минимумом по Ce, а также максимумами по Sr, K и Ba [7, 8, 12, 33]. Вместе с тем, на Камчатке О.Н.Волынцом обнаружены и детально изучены субщелочные породы с внутриплитными геохимическими характеристиками [6, 11, 13, 33]. От типичных островодужных лав они отличаются отсутствием или ослабленным Ta-Nb-минимумом, более высокими концентрациями Ti, большинства редких элементов и рядом других признаков [8].

Совместное нахождение пород с геохимическими параметрами, характеризующими разные геодинамические режимы, – довольно редкий феномен, но, тем не менее, понимание геодинамических условий его проявления в современной островодужной системе приобретает большое значение для реконструкции геодинамических режимов тектонических областей прошлого. Оценка таких геодинамических условий является целью настоящего сообщения.

Геологические условия проявления островодужных и «внутриплитных»* лав

Как указывалось во введении, в пределах Курило-Камчатской островодужной системы выделяются три разновозрастных вулканических комплекса, сформированных в

* (слово «внутриплитные» мы берём в кавычки, так как они формировались на краю надвигаемой плиты в зоне субдукции)

кайнозой над зонами субдукции (Рис.1). Эти комплексы представляют собой автохтонные вулканические дуги, последовательно омолаживающиеся в сторону Тихого океана [3, 4].

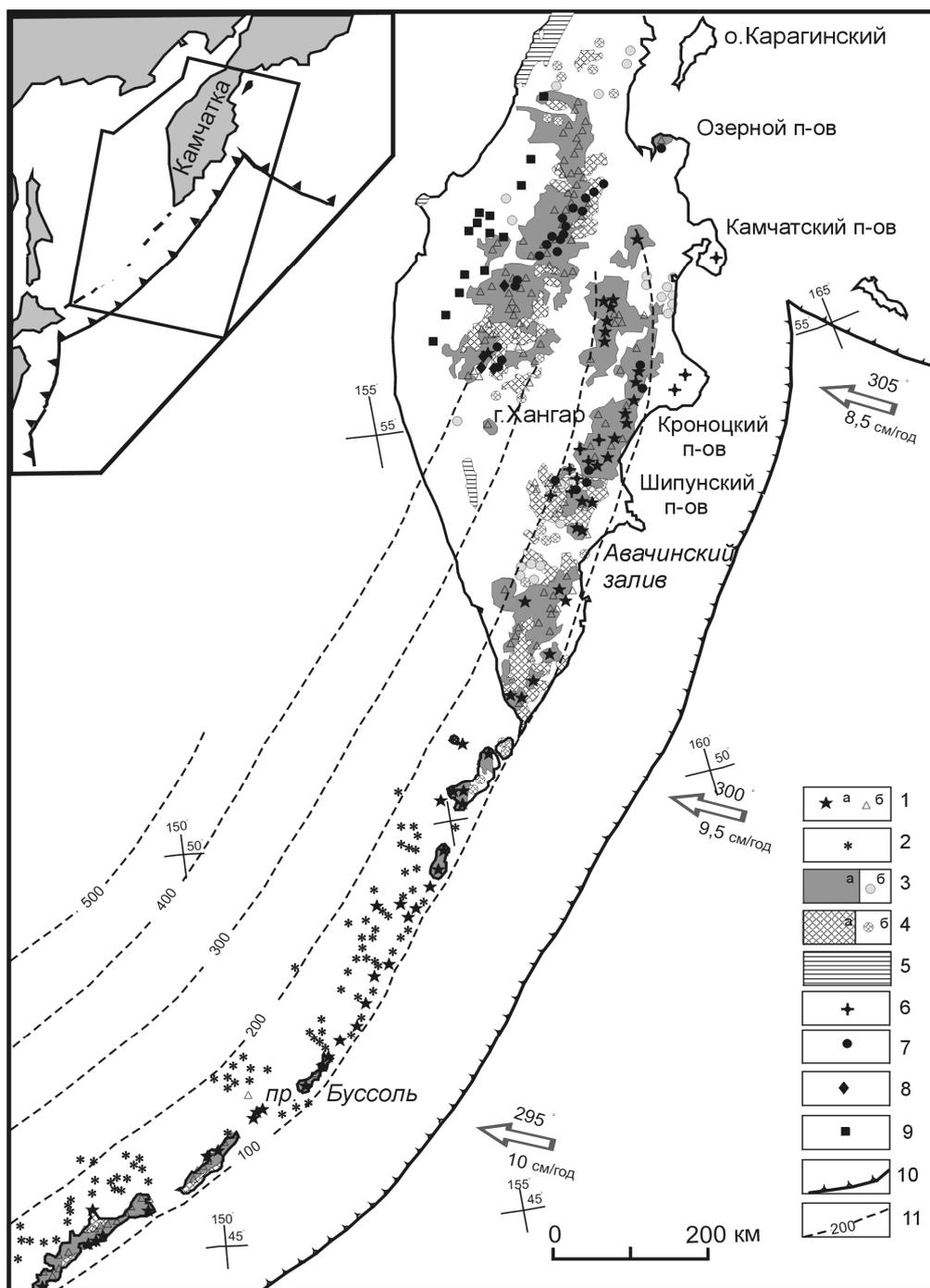


Рис.1. Пространственное распределение кайнозойских автохтонных вулканогенных комплексов в Курило-Камчатской островодужной системе по [4] с дополнениями.

1 – Наземные активные (а) и потухшие (б) вулканы, 2 – подводные вулканы, 3 – поля распространения (а) и локальные выходы (б) плиоцен-четвертичных островодужных вулканических формаций, 4 – поля распространения (а) и локальные выходы (б) верхнеолигоцен(?)–миоценовых островодужных вулканических формаций, 5 – палеогеновые вулканические формации Западной Камчатки. 6 – 9 – Выходы пород внутриплитного геохимического типа по [33]: 6 – К-Na-щелочные базальты, 7 – К-Na- щелочные оливинные базальты, 8 – К-Na-базальт-командиты, 9 – К-щелочных базальтов; 10 – осевая зона глубоководных желобов, 11 – изолинии глубины до сейсмофокальной зоны. Стрелками показано направление и скорость движения Тихоокеанской плиты.

Наиболее древний (эоценовый) вулcano-плутонический комплекс распространён на Западной Камчатке и представлен породами известково-щелочной серии. По мнению Н.И.Филатовой, этот комплекс типичен для окраинно-континентальных поясов [20, 22].

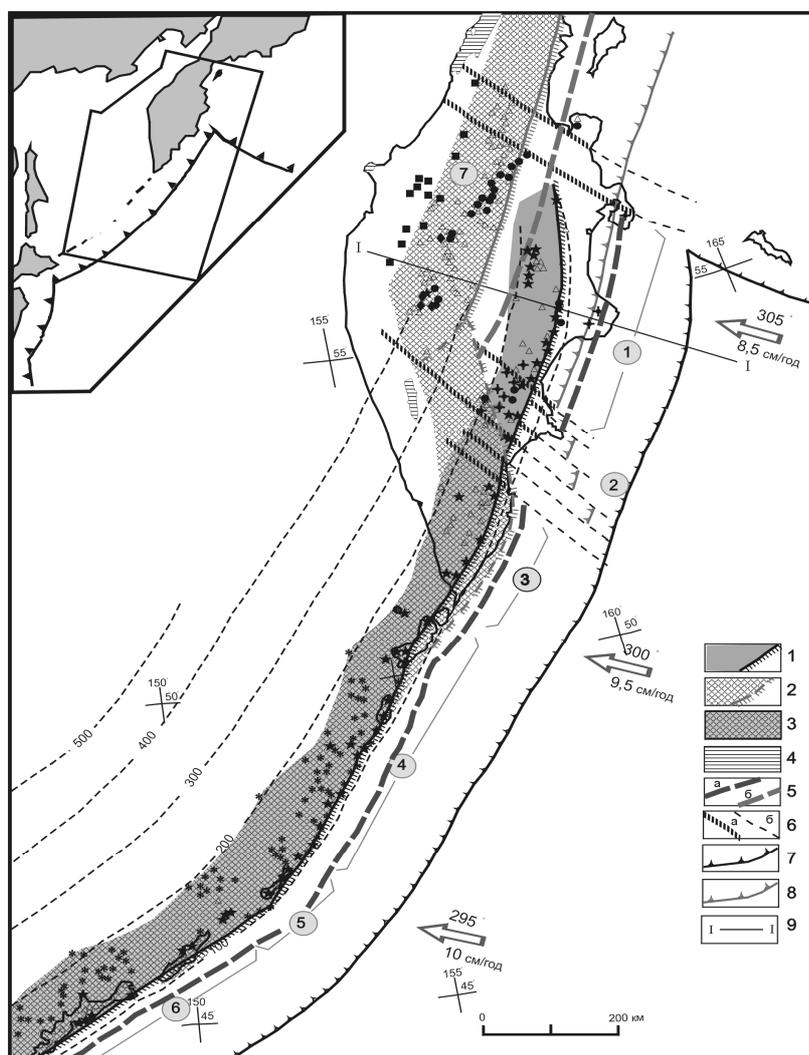


Рис. 2. Соотношение разновозрастных вулканических дуг Курило-Камчатской островодужной системы по [4] с дополнениями.

1 – Современная вулканическая дуга Восточной Камчатки и ее вулканический фронт, 2 – неогеновая вулканическая дуга Срединного хребта и Южной Камчатки и ее вулканический фронт, 3 – Курило – Южно-Камчатский участок наложения современной Курило-Камчатской дуги на неогеновую дугу, 4 – фрагменты предполагаемой палеогеновой вулканической дуги Западной Камчатки, 5 – осевая зона современной тектонической (фронтальной) дуги современной ОД (а) и реконструируемая осевая зона тектонической дуги неогеновой Срединно-Камчатской ОД(б); 6 – основные поперечные разломы на суше (а) и на море (б), вероятно, являвшиеся трансформными в неогене; 7 – ось современного глубоководного желоба; 8 – предполагаемое положение оси палеожелоба неогеновой островодужной системы; 9 - местоположение модельного разреза на рис. 3. Цифрами в кружочках показаны сегменты (районы) современной дуги: 1 – Восточно-Камчатский, 2 – Петропавловский (Малко-Петропавловская зона поперечных дислокаций), 3– Южно-Камчатский, 4 – Северо-Курильский, 5 – Центрально-Курильский, 6 – Южно-Курильский, 7 –Срединно-Камчатская дуга. Остальные условные обозначения см. на рис. 1

В пределах Срединного хребта Камчатки, на Южной Камчатке и на некоторых островах Курил широким распространением пользуется надсубдукционный комплекс неоген-четвертичных вулканических, реже интрузивных, пород базальт-липаритового ряда с преобладанием андезитов и андезитобазальтов. Среди них встречаются как породы нормального, так и субщелочного ряда – трахибазальты – трахиандезиты и др., а также породы шошонит-латитовой серии [6, 19]. Щёлочность пород в этих дугах увеличивается от фронтальной к тыловой зоне, то есть является типичной для островных дуг [2, 33]. Эти породы маркируют систему из двух вулканических дуг – Срединно-Камчатской и Южно-Камчатской, которые заложилась в конце олигоцена-начале миоцена [4]. Активный вулканизм надсубдукционного типа на Южной Камчатке продолжается и в настоящее время, тогда как в Срединно-Камчатской дуге вулканическая активность практически завершилась в голоцене. Потенциально активными здесь являются лишь вулканы Ичинский и Хангар [18].

Породы внутриплитного геохимического типа, встречающиеся только в пределах Срединно-Камчатской дуги, характерны для его завершающего этапа ($N^3_1 - Q$) [8] и не встречаются ни на Южной Камчатке, ни на Курилах.

На Восточной Камчатке, включая Центральную Камчатскую депрессию, в отличие от Срединного хребта, Южной Камчатки и Курил, вулканические породы надсубдукционного типа позднеолигоцен-миоценового возраста отсутствуют. Здесь встречаются довольно редкие выходы верхнемиоцен-плиоценовых вулканических образований, представленных лавами и субвулканическими телами базальтов, андезитов и дацитов в разных соотношениях [15]. Именно эти породы имеют внутриплитные геохимические характеристики [10, 13].

Четвертичные типично островодужные вулканические комплексы базальт-дацитового ряда на Восточной Камчатке пользуются наиболее широким распространением. Среди них преобладают базальты и андезитобазальты. Характерны нормальные по щёлочности лавы известково-щелочной серии. Наблюдается обычная для надсубдукционных комплексов зональность от низкокальциевых пород на фронте до высококальциевых в тыловой части дуги [33].

Закономерности пространственно-временного положения островодужных вулканогенных комплексов, а также гравиметрические и сейсмологические данные, позволили трактовать историю тектонического развития в кайнозойе как дискретное омоложение зон субдукции в сторону Тихого океана (Рис.2) [4]. В палеогене на Западной Камчатке, по-видимому, существовала вулканическая дуга окраинно-континентального типа, от которой к настоящему времени сохранились лишь отдельные выходы покровов и субвулканических тел. Начиная с конца олигоцена, в пределах Камчатки и Курил существовала система из двух дуг – Срединно-Камчатской и Южно-Камчатско-Курильской (Рис.2). К югу от стыка с Алеутской дугой формирование системы было обусловлено субдукцией Тихоокеанской плиты, а к северу от неё - молодой Командорской плиты. Предполагаемое положение осевой зоны глубоководного желоба, сопряженного со Срединно-Камчатской вулканической дугой, показано на рис.2.

В конце миоцена произошёл «перескок» зоны субдукции на современное положение, и ККОД-система сформировалась в современном виде. Основной причиной перескока явилась аккреция Кроноцкой палеодуги, которая в современной структуре является террейном восточных полуостровов Камчатки [16, 20]. Мощные вулканотерригенные комплексы этой палеодуги вместе с её корневыми системами, очевидно, придали Тихоокеанской плите, верхнюю часть которой они составляли, положительную плавучесть (рис.2). Кроме того, свою роль в блокировке зоны субдукции, по-видимому, сыграли аккрецированные ранее формационные комплексы Ачайваям-Валагинской палеодуги [5, 16], в настоящее время входящие в состав аллохтонного фундамента

вулканической дуги Восточной Камчатки [4]. Модель перескока зоны субдукции показана на рис.3.

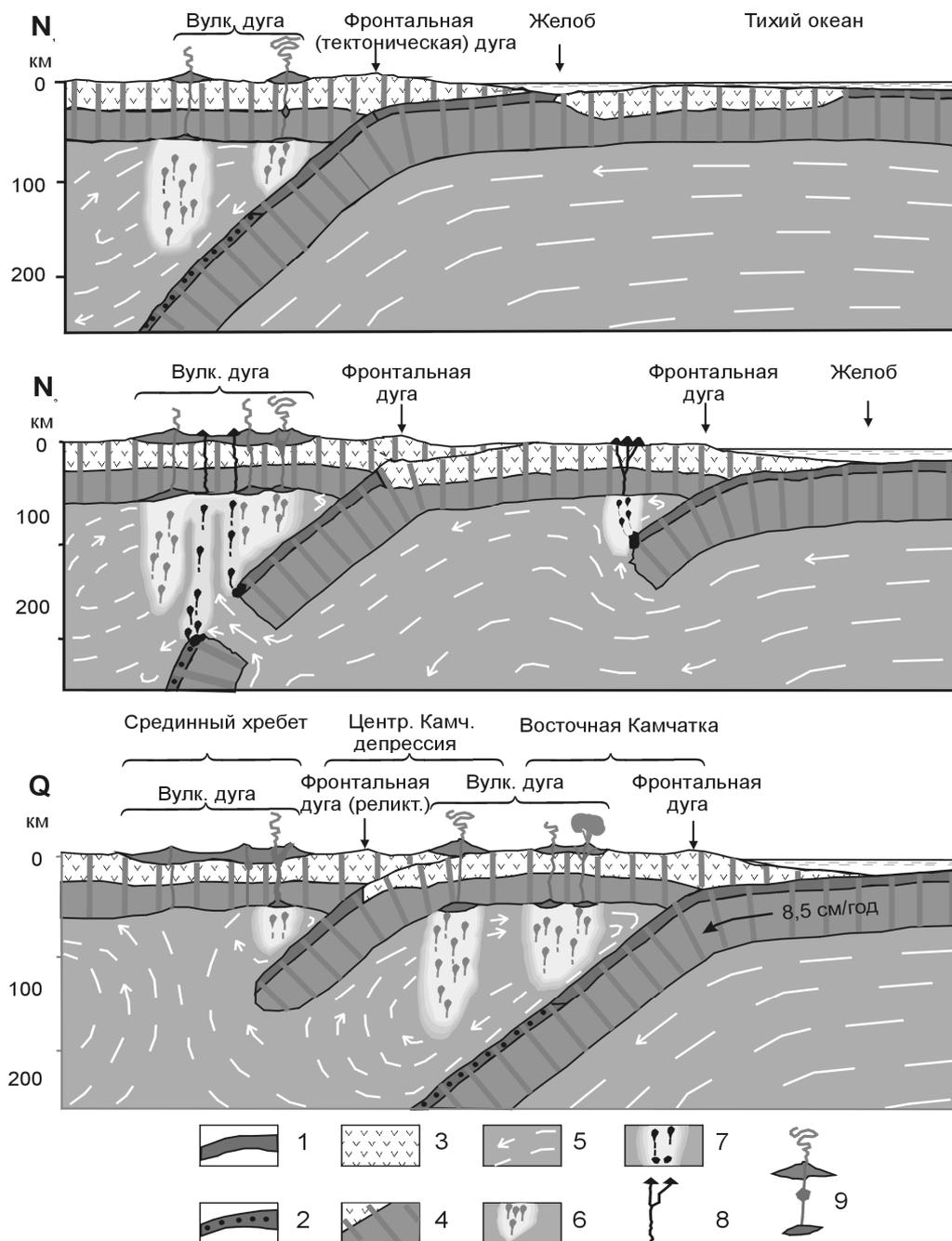


Рис. 3. Концептуальная модель развития Курило-Камчатской островодужной системы на участке между сочленением ее с Алеутской островной дугой и Малко-Петропавловской зоной поперечных дислокаций

1 – Океаническая кора, 2 – эклогиты, 3 – континентальная кора, 4 – литосфера, 5 – астеносфера (стрелками показано направление конвективных течений), 6 - зоны магнообразования в мантийном клине (перевернутые капли показывают пути подъема магмы в астеносфере и участки формирования магматических очагов у подошвы литосферы), 7 – зоны выплавления и подъема магм внутриплитного геохимического типа, 8 – вулканические аппараты и подводящие каналы «внутриплитных» лав, 9 – вулканы и вулканические комплексы островодужного типа с подводящими каналами и магматическими очагами.

В соответствии с рассмотренной тектонической историей и геодинамическими параметрами зоны субдукции и проявления современного вулканизма, в пределах Курило-Камчатской островодужной системы выделяются следующие сегменты, находящиеся на разных этапах развития (см. рис.2).

Восточно-Камчатский сегмент представляет собой начальный этап субдукции. Возраст наиболее древних вулканических пород, сформированных над этой зоной субдукции, соответствует концу миоцена [13]. С учётом времени погружения до глубины 110 ± 5 км, соответствующей 2,5-3 млн. лет [4], субдукция под Восточную Камчатку началась не позже 10 млн. лет назад. Абсолютный возраст большинства «внутриплитных» лав укладывается в интервал 4,9 – 9,12 млн. лет, хотя дайка габбро-сиенита имеет возраст $14,1 \pm 0,2$ млн. лет [10].

В пределах Южно-Камчатского сегмента и на Курилах примерно за 25 млн. лет (с конца олигоцена) сформировался практически стационарный режим субдукции. Здесь выделяется аномальный участок в зоне сочленения с вулканической дугой Срединного хребта, маркируемый Малко-Петропавловской зоной поперечных дислокаций, которая является южной границей перескока зоны субдукции в конце плиоцена.

Срединно-Камчатская вулканическая дуга является примером завершения субдукции после перескока её на современное положение и, соответственно, завершения этапа надсубдукционного вулканизма. Возможны два сценария завершения этого этапа: 1 – постепенное прекращение движения субдуцируемой океанической плиты, и тогда эта плита может быть зафиксирована методом сейсмической томографии как зона повышенных скоростей сейсмических волн, и 2 – отрыв и опускание в мантию более тяжёлой океанической плиты ниже зоны перехода базальта в эклогит на глубине примерно 120-150 км. В соответствии с сейсмотомографическими данными [23], второй сценарий более вероятен.

Итак, в пространственно-структурном положении «внутриплитных» лав выявляются отчётливые закономерности: 1. Все «внутриплитные» лавы встречаются только в Срединном хребте и на Восточной Камчатке, то есть на участке, где произошёл перескок зоны субдукции. 2. Все «внутриплитные» лавы сформированы после перескока зоны субдукции. 3. В пределах Восточно-Камчатского сегмента они соответствуют только начальному этапу субдукции (конец миоцена – плиоцен) и не встречаются в составе более молодых островодужных комплексов. 4. «Внутриплитные» лавы формировались в течение всего завершающего этапа субдукции Срединно-Камчатской дуги с конца миоцена вплоть до голоцена. «Внутриплитные» лавы Западной Камчатки [6, 33] относятся к тыловой зоне этой дуги. 5. «Внутриплитные» лавы встречаются в виде небольших потоков и субвулканических тел среди значительно преобладающих типично островодужных лав.

Петролого-геохимические характеристики «внутриплитных» лав

Как указывалось выше, «внутриплитные» лавы впервые были обнаружены О.Н.Волынцом и детально описаны им с соавторами [6, 10, 13, 33] Приводимая ниже петролого-геохимическая характеристика базируется на этих публикациях.

Все «внутриплитные» лавы относятся к субщелочным и щелочным разностям. В их составе О.Н.Волынец [33] выделяет следующие серии: К-На щёлочнобазальтовую (верхний миоцен Восточной Камчатки), К-На щёлочно-оливинбазальтовую (плиоцен Восточной Камчатки и верхний плейстоцен-голоцен Срединного хребта), К-На базальт-комендитовую (плиоцен, нижний плейстоцен Срединного хребта) и К щёлочнобазальтовую и ассоциирующую с ней шошонит-латитовую (верхний миоцен – плиоцен Западной Камчатки).

К-На щелочные породы Восточной Камчатки, по данным О.Н.Волынца с соавторами [10], встречаются в виде редких лавовых потоков базальтов и базанитов, а также даек

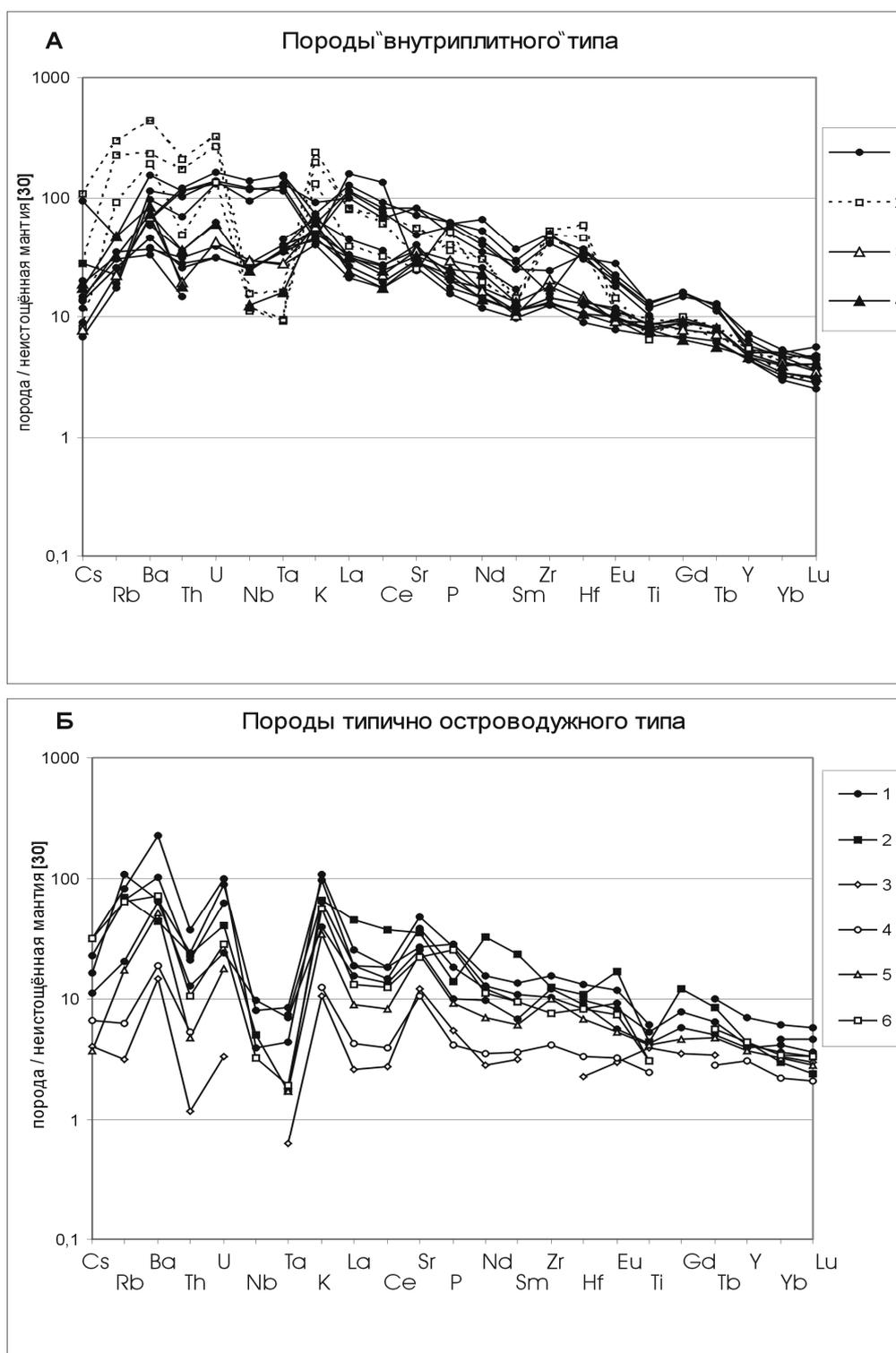


Рис. 4. Спайдерграммы нормированного по неистощенной мантии [30] распределения редких элементов в породах «внутриплитного» (А) и островодужного (Б) типов Камчатки.

Все анализы по [10 табл. 3 и 33 табл. 2 и 3].

А: 1 – К-На щелочные базальты (Восточная Камчатка, N_1^3), 2 – К-щелочные базальты (Западная Камчатка N_1^3), 3 – К-На щелочной оливиновый базальт (Срединный хребет, N_2 , базальт-комендитовая серия), 4 – К-На щелочные оливиновые базальты (Срединный хребет, Q_3 - Q_4).

Б: 1 – базальты вулканов Срединного хребта, 2 – оливин-клинопироксеновый базальт шлакового конуса, северная часть Срединного хребта, 3 – оливин-плаггиоклазовый базальт Ильинского вулкана, 4 – оливин-клинопироксеновый базальт (авачит) Авачинского вулкана, 5 – оливин-клинопироксеновый базальт Харчинского вулкана, 6 – флогопит-амфибол-клинопироксен-оливиновый базальт вулкана Шивелуч.

более раскристаллизованных базальтов и микрогаббро. Среди эффузивов щелочных базальтов встречаются субафировые и порфиновые разности с вкрапленниками магнезиального оливина, редкими вкрапленниками клинопироксена (титанистый диопсид-салит). Основная масса представлена плагиоклазом (лабрадор, реже битовнит), клинопироксеном (титанистый салит), оливином, тройным полевым шпатом (Or_{10-20}), K-Na щелочным полевым шпатом (Or_{30-55}), титаномagnetитом, ильменитом, анальцимом и небольшим количеством стекла. В базанитах, по сравнению с щелочными базальтами, содержится меньше вкрапленников оливина, основная масса менее раскристаллизована, и в ней содержится небольшое количество нефелина. В микрогаббро, наряду с оливином и клинопироксеном, присутствует керсутитовый амфибол и титанистый биотит [10].

В лавах щелочнобазальт-комендитовой серии Срединного хребта содержатся вкрапленники санидина, анортоклаза, умеренно-железистого оливина, в базальтах встречаются мегакристы высокоалюминиевого авгита. В основной массе базальтов присутствуют лейцит и нефелин, а в наиболее кислых разностях – щелочные пироксены и амфиболы. Клинопироксен базальтов характеризуется повышенной титанистостью и кальциевостью [6, 11]. На Западной Камчатке, в тыловой зоне Срединно-Камчатской дуги проявлены породы K - щелочно-базальтовой серии в виде субвулканических тел и даек. В полнокристаллических породах щелочной полевой шпат является одним из главных породообразующих минералов. В базальтах содержатся вкрапленники магнезиального оливина, а также обогащённого титаном флогопита. В основной массе присутствуют щелочные полевые шпаты, анальцим [6].

По валовому химическому составу породы K и K-Na щелочно-базальтовой серий относятся, в основном, к магнезиальному типу ($K_{Mg} > 0,65$), а породы K-Na щелочно-оливин-базальтовой и базальт-комендитовой серий – преимущественно к высокоглинозёмистому типу [33]. По возрастному критерию среди «внутриплитных» пород магнезиальные разности являются наиболее древними, как в Восточно-Камчатском сегменте, где они предваряют островодужный этап развития, так и в Срединно-Камчатской дуге, где они знаменуют начало завершающего этапа развития этой дуги.

В каждой «внутриплитной» серии высокоглинозёмистые разности пород имеют повышенные концентрации когерентных элементов и умеренные концентрации алюминия (13-15 % Al_2O_3). Породы всех «внутриплитных» серий, по сравнению с аналогичными породами островодужных серий, при одинаковом коэффициенте магнезиальности обогащены некогерентными редкими элементами, титаном, фосфором и обеднены кальцием. В целом, наблюдается отчётливая прямая корреляция между коэффициентом магнезиальности пород ($Mg^{\#}$) и содержанием в них когерентных элементов и обратная корреляция между $Mg^{\#}$ и содержаниями некогерентных элементов [10].

Геохимические особенности «внутриплитных» лав отчётливо проявлены на спайдердиаграммах нормированного по неистощённой мантии распределения элементов (рис.4). Особенно заметны повышенные, по сравнению с островодужными лавами, концентрации Nb и Ta в 10-100 раз. В них отсутствует характерный для островодужных лав Ta-Nb минимум. Исключение составляют K- щелочные базальты Западной Камчатки, в которых этот минимум ослаблен. На классификационных диаграммах Th-Ta-Nf рассматриваемые породы попадают в поле внутриокеанических островов (OIB) и частично в поле обогащённых океанических базальтов (E-MORB) [рис.3 в 10]. Как видно на приведённой спайдерграмме (рис.4), наиболее обогащены некогерентными гигромагматофильными элементами лавы начального этапа развития Восточно-Камчатского сегмента и наиболее древние среди «внутриплитных» лав Срединно-Камчатской дуги, но последние имеют, хотя и неглубокий, Ta-Nb минимум.

Модели образования «внутриплитных» лав Камчатки в пределах островных дуг

Проблема образования магм с внутриплитными геохимическими характеристиками обсуждается уже в течение длительного времени [25, 28, 29, 33]. А.Е.Рингвуд [29] предложил два сценария образования «внутриплитных» магм. По первому сценарию, «внутриплитные» магмы выплавляются в пределах мантийного клина, а источником обогащения исходного расплава ниобием, танталом, титаном, а также некогерентными элементами с крупными ионными радиусами (LILE) является субдуцированная океаническая кора на глубинах 150-300 км. На более высоких глубинах выплавляются типичные островодужные магмы. Резкие различия в концентрациях Ti, Nb и Ta, по этой модели, обусловлены поведением рутила, главного минерала-концентратора этих элементов, в процессе выплавления первичных магм. Низкие концентрации Ta, Nb и Ti в типичных островодужных ассоциациях объясняются тем, что при частичном плавлении океанической коры на глубинах 80-100 км рутил является остаточной фазой и, соответственно, эти элементы не переходят в мантийный клин, где происходит выплавление островодужных магм. На глубинах 150-300 км при частичном плавлении океанической коры рутил уже не является остаточной фазой, и поэтому Ti, Nb и Ta становятся сильно некогерентными и эффективно переходят из поддвигаемой плиты в мантийный клин, где и происходит выплавление магм с внутриплитными геохимическими характеристиками.

По второму сценарию А.Е.Рингвуда [29] источником «внутриплитных» магм является ранее субдуцированная океаническая кора, которая, при её разогреве, формирует гравитационно неустойчивый слой на глубине около 650 км. Магмы с внутриплитными геохимическими характеристиками генерируются в результате плавления верхней части этого слоя и реакции поднимающегося расплава с вышележащим пиролитом мантии с образованием мантийного диапира (мантийного плюма).

Модель Е.Накамуры с соавторами [25] близка ко второму сценарию А.Е.Рингвуда. По этой модели «внутриплитные» лавы в пределах островных дуг формируются под воздействием поднимающегося с больших глубин вещества мантийного плюма, реагирующего с веществом мантийного клина.

О.Н.Волынец [33] полагал, что только верхнемиоцен-плиоценовые К-щелочные базальты Западной Камчатки могут быть сформированы по первому сценарию Рингвуда. Эти породы расположены в тыловой части Срединно-Камчатской дуги, имеют высокие концентрации LILE и только несколько повышенные концентрации Ta, Nb и Ti. В отличие от других «внутриплитных» лав, они имеют Ta-Nb минимум, хотя и менее глубокий, чем в типичных островодужных ассоциациях. Появление других «внутриплитных» лав Срединного Хребта и Восточной Камчатки он объяснял влиянием мантийных плюмов на ранней стадии формирования вулканической дуги Восточной Камчатки и на завершающей стадии развития Срединно-Камчатской дуги.

Не отрицая в целом вероятности такого сценария проявления «внутриплитного» вулканизма на Камчатке, мы хотим обратить внимание на следующие обстоятельства. Прежде всего, «внутриплитные» породы характерны только для того сегмента ОД-системы, где произошёл перескок зоны субдукции, и проявлены они только после этого перескока. Далее, «внутриплитный» вулканизм Срединного хребта проявлен вместе с островодужным как в пространстве, так и во времени, а на Восточной Камчатке предшествует ему. Прекращение ОД-вулканизма в Срединном хребте повлекло за собой прекращение и «внутриплитного» вулканизма, то есть мантийный плюм «иссяк» вместе с затуханием ОД-вулканизма. На Восточной Камчатке «внутриплитный» вулканизм прекратился сразу же после начала формирования типичных островодужных пород.

Исходя из этих обстоятельств, нам представляется несколько иной сценарий проявления «внутриплитного» вулканизма на Камчатке. Мы полагаем, что появление щелочных «внутриплитных» серий пород при значительном преобладании типичных островодужных серий, может быть обусловлено их образованием по сценарию, близкому к первому сценарию А.Е. Рингвуда [29] с некоторой модификацией в соответствии с нашей геодинамической моделью (рис.2, 3). Типичные островодужные магмы генерируются в мантийном клине под воздействием флюидов, отделяющихся от субдуцируемой океанической коры [1, 31]. Частичное плавление океанической коры, как полагал А.Е.Рингвуд, невозможно из-за низких температур верхней части поддвигаемой плиты до глубины 200 км и ниже [26, 27]. Формирующийся расплав имеет низкие концентрации Ti, Nb и Ta, так как, согласно экспериментальным данным [32], эти элементы не мобилизуются флюидом. Частичное плавление океанической коры возможно лишь при температурах, превышающих 750⁰С [27]. При этом образующийся расплав будет содержать повышенные концентрации Ti, Nb и Ta, характерные для внутриплитных лав. При каких условиях возможно повышение температуры субдуцируемой плиты? Такие условия возможны как раз после перескока зоны субдукции.

На Восточной Камчатке в начальный этап субдукции передний край поддвигаемой плиты контактирует с астеносферной частью мантии, температура которой превышает 1000⁰С. В этих условиях возможно частичное плавление осадков и базальтов переднего края плиты и поступление порций расплава в мантийный клин, где и происходит плавление под воздействием как расплава, так и флюида, отделяемых от поддвигаемой плиты, и, соответственно, формирование расплава с внутриплитными геохимическими характеристиками.

Формирование «внутриплитных» лав Срединно-Камчатской дуги объясняется нами внедрением горячего вещества подсубдукционной астеносферы с температурой, превышающей 1000⁰С, в образовавшийся после прекращения субдукции разрыв (mantle window) в поддвигаемой плите (рис. 3). В результате этого, происходит частичное плавление океанической коры на контакте с веществом внедряющейся горячей мантии и, соответственно, поступление Ti, Nb и Ta в зону магмообразования в мантийном клине. Более высокие температуры генерируемого расплава, по-видимому, являются также причиной образования высокомагнезиальных базальтов. В зависимости от относительной роли флюида и расплава, поступающего из субдуцируемой плиты, варьирует и состав расплава, генерируемого в мантийном клине.

Заключение

В пределах Курило-Камчатской островодужной системы, наряду с преобладающими типично островодужными породами, встречаются породы с внутриплитными геохимическими характеристиками. Их появление в заключительный этап формирования Срединно-Камчатской дуги и в начальный этап формирования Восточно-Камчатского сегмента Курило-Камчатской дуги мы объясняем плавлением 1-го и 2-го слоёв океанической коры в условиях более высоких температур, чем при стационарном режиме субдукции, когда генерируются магмы с типично островодужными характеристиками [4]. В зоне Камчатско-Алеутского сочленения, где также наблюдаются породы с внутриплитными характеристиками и адакиты [28], также наблюдаются повышенные температуры.

Таким образом, повышение температуры в зоне субдукции в определённых геодинамических условиях приводит к частичному плавлению поддвигаемой океанической коры и генерации расплавов с внутриплитными характеристиками без воздействия мантийного плюма. Иными словами, здесь мы имеем дело с конвергенцией признаков. Лавы внутриплитного геохимического типа могут формироваться не только

внутри плит над мантийными плюмами, а при определённых геодинамических условиях и на краю плит в зонах субдукции. Это обстоятельство следует учитывать при палеотектонических и палеогеодинамических реконструкциях.

Формирование геохимической специфики пород с внутриплитными характеристиками на разных этапах развития зон субдукции является одной из важнейших проблем и требует дальнейшего изучения.

Литература

1. **Авдейко Г.П.** Геодинамика проявления вулканизма Курильской островной дуги и оценка моделей магмообразования. // Геотектоника, 1994, №2. С.19-32.
2. **Авдейко Г.П., Волынец О.Н., Антонов А.Ю.** Вулканизм Курильской островной дуги: структурно-петрологические аспекты и проблемы магмообразования. // Вулканология и сейсмология. 1989, №5, с.3-16.
3. **Авдейко Г.П., Пилипенко Г.Ф., Палуева А.А., Напылова О.А.** Геотектонические позиции современных гидротермальных проявлений Камчатки. // Вулканология и сейсмология, 1998. №6. С.85-99.
4. **Авдейко Г.П., Попруженко С.В., Палуева А.А.** Тектоническое развитие и вулканотектоническое районирование Курило-Камчатской островодужной системы. // Геотектоника. 2002. № 4. С. 64-80.
5. **В.П. Зинкевич, Е.А. Константиновская, Н.В. Цуканов и др.** Аккреционная тектоника Восточной Камчатки. М.: Наука, 1993. 272 с.
6. **Волынец О.Н., Аношин Г.Н., Антипин В.С.** Петрология и геохимия щелочных и субщелочных лав как индикатор геодинамического режима островных дуг. // Геология и геофизика. 1986. №8 (320). С. 10-16.
7. **Волынец О.Н., Аношин Г.Н., Пузанков Ю.И., Пархоменко В.С.** Геохимическая типизация позднекайнозойских базальтов Камчатки (по данным нейтронно-активационного анализа). // Докл. АН СССР. 1987. Т. 293. № 3. С. 685-688.
8. **Волынец О.Н., Антипин В.С., Перепелов А.Б., Аношин Г.Н.** Геохимия вулканических серий островодужной системы в приложении к геодинамике (Камчатка). // Геология и геофизика. 1990. №5. С.3-13.
9. **Волынец О.Н., Карпенко С.Ф., Колосков А.В. и др.** Первые данные об изотопном составе неодима в позднекайнозойских щелочных базальтах Камчатки. // Доклады РАН. 1996. Т. 350. С. 239-241.
10. **Волынец О.Н., Карпенко С.Ф., Кэй Р.У., Горринг М.** Изотопный состав поздненеогеновых К-Na-щелочных базальтоидов Восточной Камчатки: отражение гетерогенности мантийного источника магм. // Геохимия. 1997. №10. С. 1005-1018.
11. **Волынец О.Н., Пополитов Э.И., Патока М.Г., Аношин Г.Н.** Две серии лав повышенной щелочности в позднекайнозойской вулканической зоне Срединного хребта Камчатки. // Докл. АН СССР, 1984. Т. 204. № 5. С. 1185-1188.
12. **Волынец О.Н., Пузанков Ю.М., Аношин Г.Н.** Геохимия неоген-четвертичных вулканических серий Камчатки // Геохимическая типизация магматических и метаморфических пород Камчатки. Труды института геологии и геофизики. Вып.390. Новосибирск, 1990. С.73-114.
13. **Волынец О.Н., Успенский В.С., Аношин Г.Н. и др.** Эволюция геодинамического режима магмообразования на Восточной Камчатке в позднем кайнозое (по геохимическим данным). // Вулканология и сейсмология. 1990. №5. С.14-27.
14. **Волынец О.Н., Успенский В.С., Аношин Г.Н. и др.** Позднекайнозойские внутриплитные базальты Восточной Камчатки. // Докл. АН СССР. 1990. Т. 313. № 4. С. 955-959.
15. Карта полезных ископаемых Камчатской области м-ба 1:500000. Петропавловск-Камчатский: Камчатгеолком, издательство ВСЕГЕИ, 1999.
16. **Константиновская Е.А.** Геодинамика коллизии островная дуга – континент на западной окраине Тихого океана. // Геотектоника. 1999. № 5. С.15-34.

17. **Леглер В.А.** Развитие Камчатки в кайнозой с точки зрения теории тектоники литосферных плит (источники энергии тектонических процессов и динамика плит). // Тектоника литосферных плит. М.:Ин-т океанологии АН СССР, 1977. С.137-169.
18. **Мелекесцев И.В., Брайцева О.А., Пономарева В.В.** Новый подход к определению понятия действующий вулкан // Геодинамика и вулканизм Курило-Камчатской островодужной системы. Петропавловск-Камчатский: ИВГиГ ДВО РАН, 2001. С. 191-203.
19. **Перепелов А.Б.** Неогеновый субщелочной магматизм Срединного хребта Камчатки: этап инверсии островодужного и рифтогенного геодинамических режимов (вулкан Теклетунуп). // Труды III международного семинара «Плюмы и проблемы глубинных источников щелочного магматизма». (Ред. Н.В.Владыкин). Иркутск-Хабаровск. 2003. С. 242-278.
20. Тектоническая карта Охотоморского региона масштаба 1:2500000. // Ред. Н.А.Богданов, В.Е.Хаин, М.:Федеральная служба геодезии и картографии России, 2000.
21. **Трубицын В.П., Шапиро М.Н., Рыков В.В.** Численное моделирование доплиоценовых мантийных течений в области сочленения Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг. // Физика Земли. 1998, №4. С.10-19.
22. **Филатова Н.И.** Периокеанические вулканические пояса. М.: Недра, 1988. 253 с.
23. **Gorbatov A., Vidiyantoro S., Fukao Y. and Gordeev E.** Signature of remnant slabs in the North Pacific from P-wave tomography // *Gephys. J. Int.* 2000. V. 142. P. 27-36.
24. **Holm P.E.** The geochemical fingerprints of different tectonomagmatic environments using hygromagmatophile element abundances of tholeiitic basalts and basaltic andesites. // *Chem. Geol.* 1985. V. 51. №3/4. P. 303-323.
25. **Nakamura Y., McCulloch M.T., Campbell I.H.** Chemical geodynamics in the back-arc region of Japan, based on the trace elements and Sr-Nd isotope component. // *Tectonophysics.* 1990. V. 174. P. 207-233.
26. **Peacock S.M.** Fluid process in subduction zones. // *Science.* 1990. V. 248.№ 4953. P. 329 – 337.
27. **Peacock S.M., Rushmer T, Thompson A.B.** Partial melting of subducting oceanic crust // *Earth and Planetary Science Letters.* 1994. V.121. P.227-244.
28. **Portnyagin M., Hoernle K., Avdeiko G., Hauff F., Werner R., Binderman I., Uspensky V., Garbe-Schönberg D.** Transition from arc to oceanic magmatism at the Kamchatka-Aleutian junction // *Geology.* 2005. V. 33. No. 1. P. 25-28.
29. **Ringwood A.E.** Slab-mantle interactions. 3.Petrogenesis of intraplate magmas and structure of the upper mantle // *Chem.Geol.* 1990. V.82. P.187-207.
30. **Sun S.-s. and MacDonough W.F.** Chemical and isotope systematics of oceanic basalts: implications for mantle compositions and processes. // In: A.D. Saunders and M.J. Norry (Editors). *Magmatism in the Ocean Basins.* Geological Society. London. 1989. P. 313-345.
31. **Tatsumi Y.** Migration of fluid phases and genesis of basalt magmas in subduction zones. // *J.Geophys. Res.* 1989. V.94. №B4. P.4697-4707.
32. **Tatsumi Y., Hamilton D.L., Nesbitt R.W.** Chemical characteristics of the fluid phase released from a subducted lithosphere and the origin of arc magmas: evidence from high pressure experiments and natural rocks. // *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 1986. V. 29. № 1 – 4. P. 293 – 309.
33. **Volynets O.N.** Geochemical types, petrology and genesis of Late Cenozoic volcanic rocks from the Kurile-Kamchatka island-arc system. // *Intern. Geol. Rev.* 1994. Vol. 36. P.373-405.
34. **Wood D.A.** A variably veined suboceanic upper mantle – Genetic significance for mid-ocean ridge basalt from geochemical evidence. // *Geology.* 1979. V. 7. P. 499-503.

Некоторые аспекты геологического строения и особенности проявления вулканизма на активных окраинах Тихого океана, как следствие концепции мантийной вихревой геодинамики

Колосков А. В., Аносов Г. И.

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, 683006 бульвар Пийна, 9, e-mail: kolosav@kcs.iks.ru

В представленной публикации поставлена задача сравнительного рассмотрения некоторых аспектов геологического строения и особенностей проявлений вулканизма в пределах Восточно-Азиатской переходной зоны и Северо-Американского континента с позиций вихревой геодинамики.

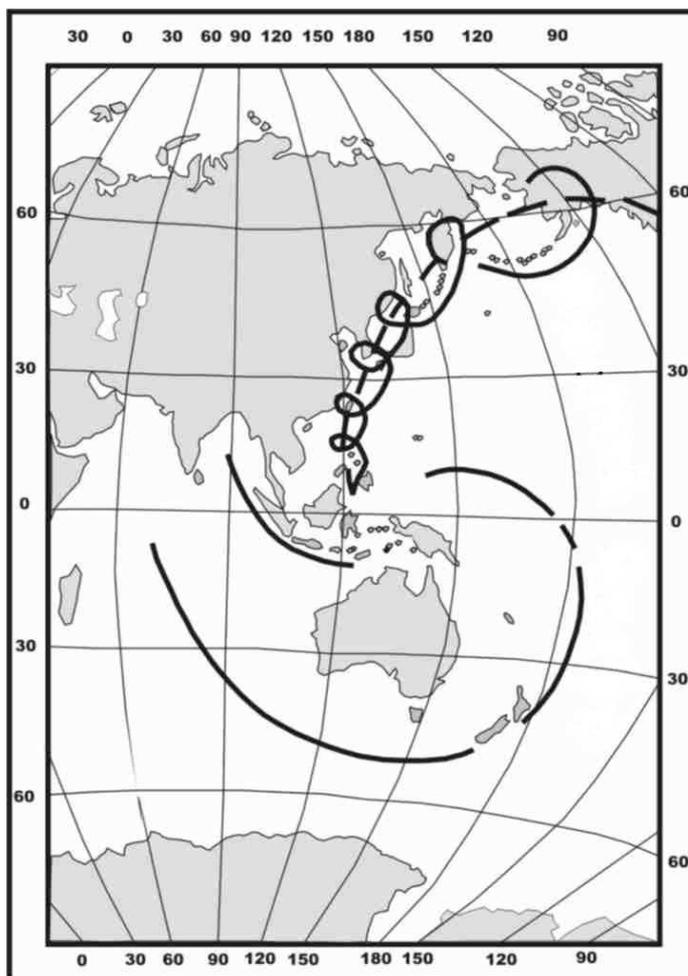
Анализ полученных данных касался возрастной последовательности проявления вулканизма и вариаций в составе и структурном положении базальтоидов и ультраосновных ксенолитов. В результате этих исследований были выделены три вихревых структуры в пределах Западно-Тихоокеанской окраины и две пары подобных структур на Северо-Американском континенте. Предположительно подобного типа структуры могут быть выделены и в области сочленения Северо-Азиатской и Северо-Американских плит. В качестве индикаторов для выделения вихревых структур были выбраны ксенолит-содержащие вулканы позднемiocенового-четвертичного возраста для Западно-Тихоокеанской окраины и от докембрийского до современного для Северо-Американского континента. Выделенные вихревые структуры имеют сходную морфологию и геологическое строение. Примечательно, что многие из них локализованы в тех местах, где в настоящее время фиксируются глубоководные впадины окраинных морей (Японское и Южно-Китайское), краевых или межконтинентальных заливов (Калифорнийский и Мексиканский заливы). Что касается Западно-Тихоокеанской окраины, то здесь в общем случае внутриплитный (или близкий к таковому для Камчатки) вулканизм преобладает в западных сегментах каждой такой структуры. Этот тип вулканизма ассоциирует с ксенолитами шпинель-лгерцолитового типа. Островодужный вулканизм характерен для восточной ветви каждой вихревой структуры. Особый тип ультраосновных включений, характеризующийся условиями оливин-плагиоклазового равновесия, встречается иногда в базальтоидах этой ветви. На примере Восточно-Азиатской окраины показано, что состав вулканических пород и ксенолитов как по макро-, так и по микроэлементам постепенно меняется вдоль простирания каждой вихревой структуры. Он выражается в ослаблении «внутриплитных» и усилении «островодужных» характеристик. В геодинамическом плане выделенные вихревые структуры имеют «астеносферные корни». Поэтому выявленный механизм их ротационной эволюции согласуется с концепцией дифференциально перемещающихся геосфер. При этом, астеносфера, как «смазочный слой», располагается между ними [7, 17, 28,]. Гидродинамика этого слоя хорошо описывается теорией сферического подшипника [21]. Эти модели успешно используются в метеорологии и океанологии для анализа синоптических вихрей и ротационных течений. Выдвинута концепция «флюидно-магматического торнадо» для объяснения тектоно магматических процессов в отдельных вихревых структурах. Эта концепция не является

альтернативой плюмовой тектоники, но ведет к пониманию деталей механизма тепло-массопереноса и источников энергии для этих процессов.

Введение.

Существующие геологические данные [27] свидетельствуют о достаточно древнем (верхнеюрском-раннемеловом) времени образования и сравнительно стабильным положением Западно-Тихоокеанской переходной зоны. Наиболее изучен кайнозойский этап её развития. Однако существующие модели образования этой зоны в рамках концепции тектоники литосферных плит не могут дать удовлетворительного ответа на многие вопросы, возникающие при её изучении. Геофизические данные и аномалии распределения теплового потока [13] вступают в конфликт с моделями субдукционной геодинамики. Проявления вулканизма внутриплитного типа в пределах островодужных систем также «не вписываются» в рамки этих моделей. Для объяснения этого парадоксального феномена потребовалось даже введение специальной терминологии (типа «slab-window formation») и создание экзотических моделей типа «slab windows» («окна в поддвигаемой литосферной плите») [56].

Рис. 1. Глобальная вихревая система Индо-Тихоокеанского региона Земли [Дмитриевский и др., 1993].



Создавшаяся ситуация выдвигает необходимость поиска иных моделей для объяснения наблюдаемых «аномальных явлений». В настоящем сообщении сделана попытка рассмотреть особенности геологического строения и направленность развития вулканизма Западно-Тихоокеанской переходной зоны, а также некоторых проявлений тектоники и вулканизма на Северо-Американском континенте с позиций вихревой геодинамики. Эта концепция не является альтернативой плюмовой тектоники, но является попыткой её дальнейшего развития, поскольку ведет к пониманию деталей механизма процессов тепло-массопереноса и источников энергии для этих процессов. Хорошо известно, что нетрадиционный подход наилучшим образом стимулирует понимание внутренних процессов в недрах Земли [12].

Ксенолит-содержащие вулканы и ротационные структуры

Выявление и интерпретация ротационных структур широко обсуждается в геологической литературе [3, 4, 11, 20, 24, 25, 32]. На рис. 1 показаны глобальные ротационные системы, которые выделены [11] для описания соотношений тектоники и энергетики Земли. В наших исследованиях в качестве

индикаторов для выделения ротационных структур были использованы ксенолит-содержащие вулканиты, возраст которых колеблется от верхнего мела до современного на Восточно-Азиатской окраине и от докембрийского до современного для Северо-Американского континента. Этот тип вулканитов отличается наименьшей дифференцированностью и они наиболее отражают глубинное состояние магматического вещества. Ранее индикаторные возможности подобного рода вулканитов были использованы для выявления позднекайнозойских ротационных структур в пределах Камчатского полуострова [3, 4] (Рис.2).

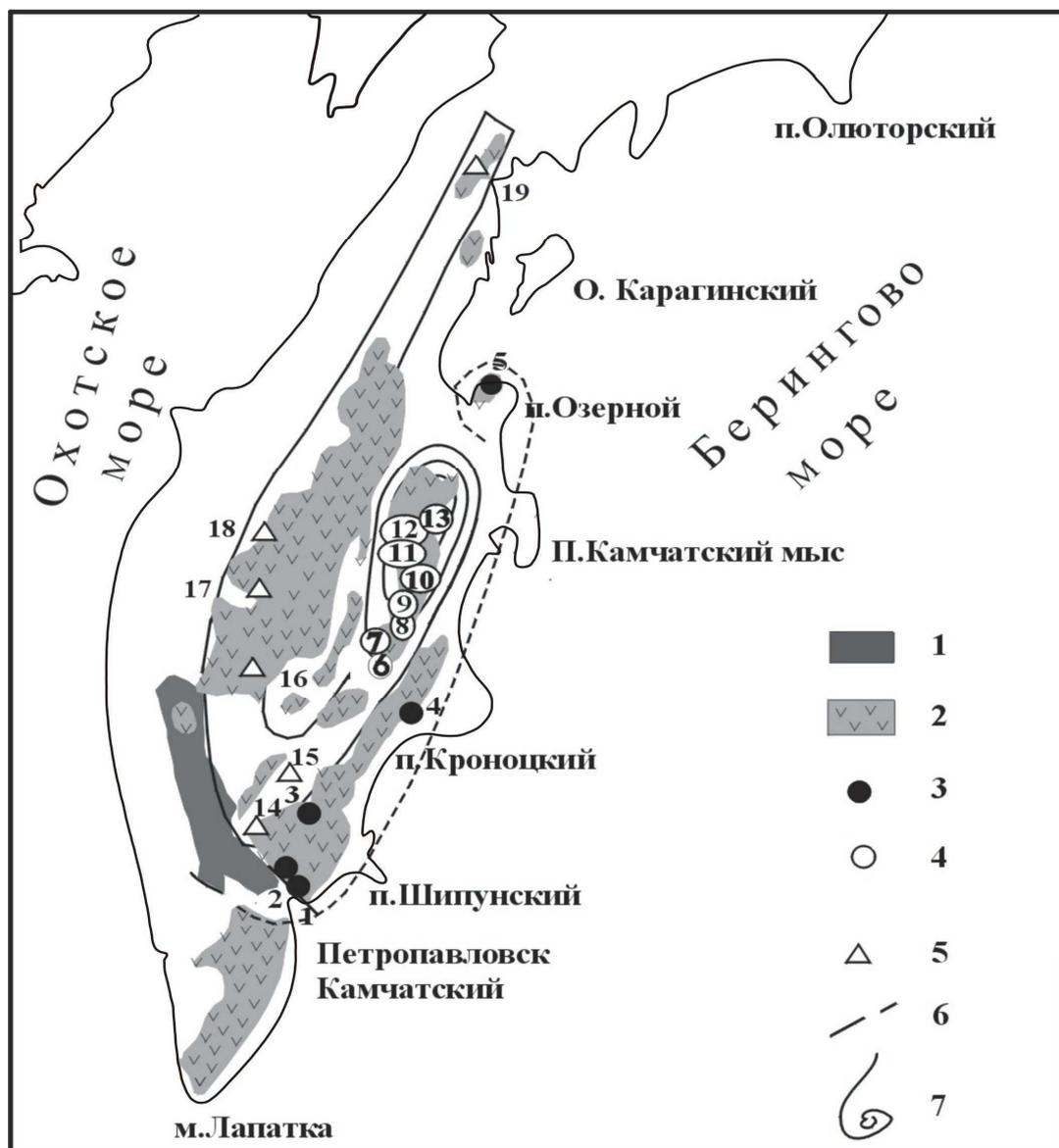


Рис. 2. Плиоцен-четвертичные вулканиты Камчатки, ассоциирующие с ними ультраосновные включения и контуры вихревой тектоно-магматической структуры

1 - Выступы метаморфизованных пород фундамента; 2 - проявления четвертичного вулканизма; вулканиты с ксенолитами: 3 - дунит-гарцбургитовой ассоциации (вулканы: 1 - Авачинский, 2 - Коряжский, 3 - Жупановский, 4 - Кроноцкий, 5 - Начикинский); 4 - дунит-верлит-пироксенитовой ассоциации (вулканы: 6 - Николка, 7 - группа конусов Большого трещинного Толбачинского извержения, 8 - Зимина, 9 - Безмянный, 10 - Ключевской, 11 - Заречный, 12 - Харчинский, 13 - Шивелуч); 5 - верлит-пироксенитовой ассоциации (14 - плато-базальты в р-не в.Бакенинг, 15 - дайки и силлы базальтов на р.Степанова, 16 - Ичинский вулкан, 17 - ареальные и покровные проявления Дола Геологов, 18 - вулкан Кетепана, 19 - р.Валовая; 6 - тектонические нарушения; 7 - условные контуры вихревой тектоно-магматической структуры.

На основании анализа обширного литературного материала была составлена схема распределения ксенолит-содержащих вулканитов в пределах Восточно-Азиатской окраины (рис.3). Анализ временной последовательности эволюции вулканизма на рассматриваемой территории и направленности изменения состава вулканитов и включений позволил выделить здесь три вихревые структуры циклонического типа. Четвертая структура подобного типа, намечается вокруг Берингова моря.

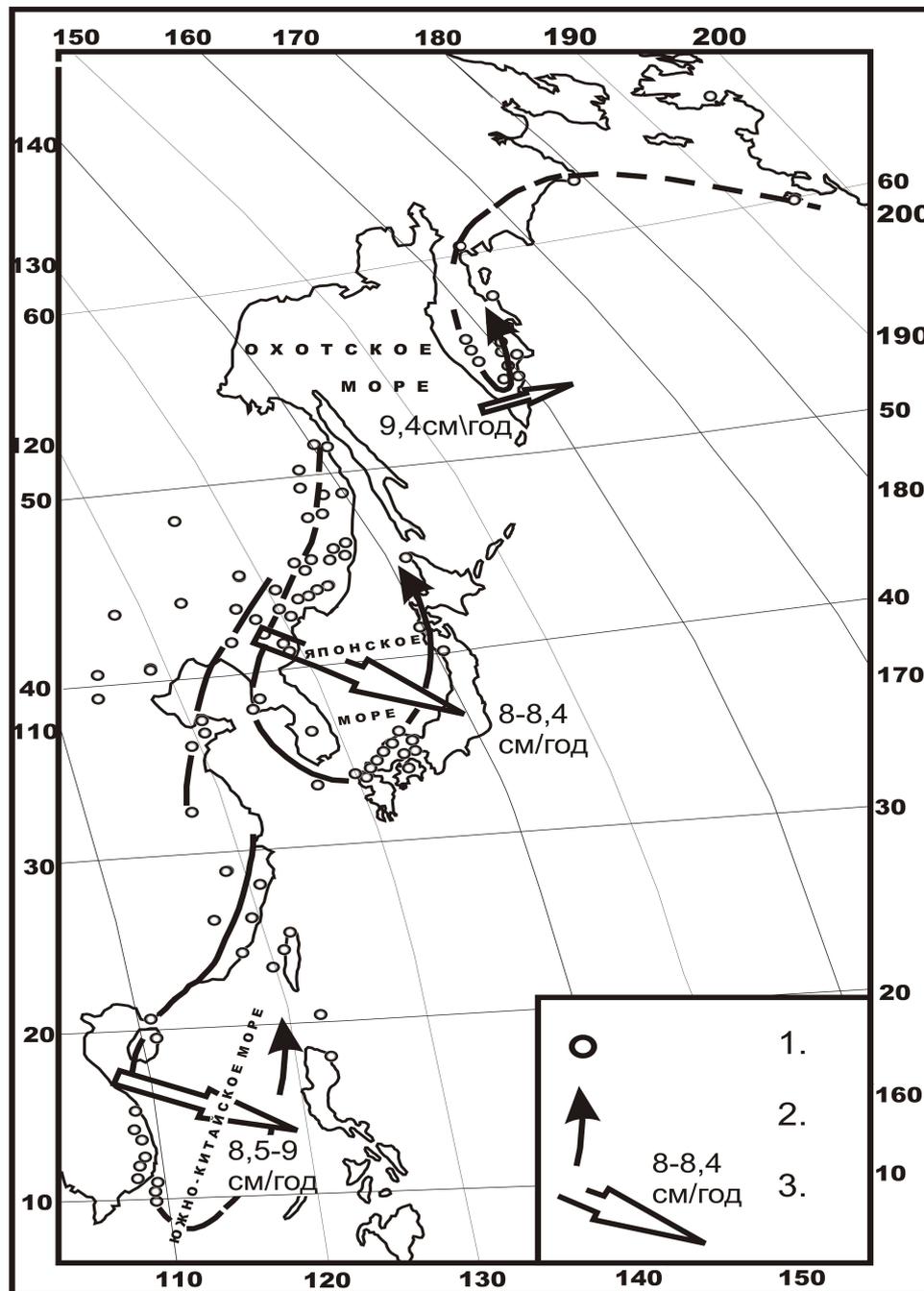


Рис. 3. Вулканические объекты позднекайнозойского возраста с включениями ультраосновного состава в пределах Восточно-Азиатской окраины и контуры вихревых тектоно-магматических структур.

1-объекты, несущие ультраосновные включения (вулканические постройки, лавовые поля); 2- условные контуры вихревых структур; 3- направления и скорости перемещения вулканического фронта в ходе развития вихревой структуры. Использованы материалы из работ: [Сахно, Денисов, 1963; Щека, 1983; Qu et al., 1995; Ionov et al., 1995; Fan et al., 2000; Ikeda et al., 2001].

Примечательно, что две из них оконтуривают окраинные моря (Японское и Южно-Китайское) с характерными для них глубоководными котловинами. В отношении третьей, Камчатской структуры, необходимо заметить, что она в большей своей части тяготеет к Центральной Камчатской депрессии. Не исключено, что эта депрессия может представлять из себя остаточный окраинный бассейн, существовавший в верхнемеловое-палеогеновое время (?).

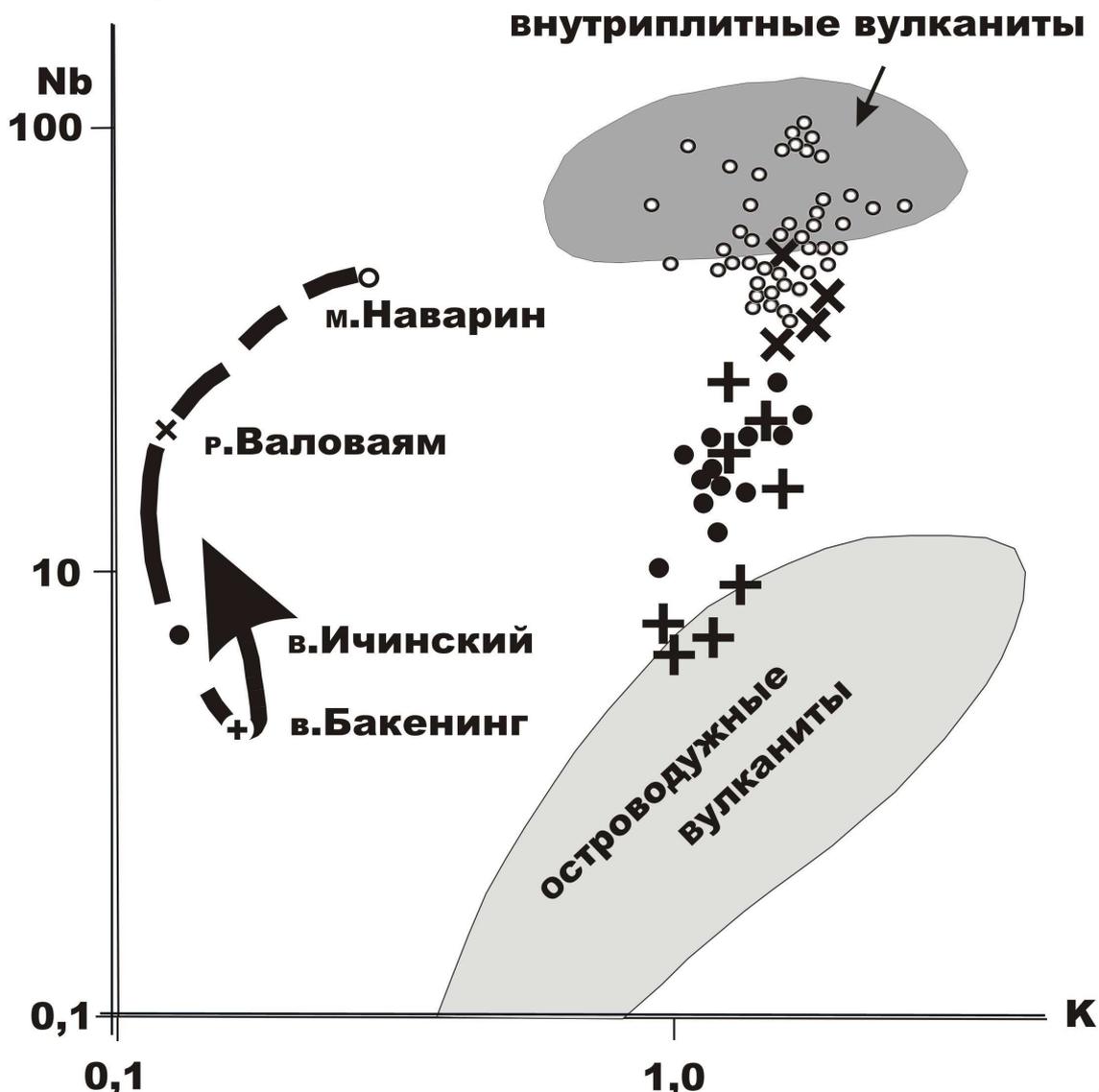


Рис. 4. Соотношение Nb-K в позднекайнозойских вулканидах Камчатской вихревой структуры.

Использованы материалы из работ: [Dorendorf et al., 2000; Churikova et al., 2001]. Поля составов пород взяты из работы: [Колосков, 1999]. Условные обозначения точек для отдельных регионов соответствуют представленным во врезке.

Все три структуры имеют сходную морфологию и геологическое строение. Внутриплитный вулканизм (или близкий к таковому для Камчатки) широко проявлен в западном сегменте каждой структуры и с ним ассоциируют ксенолиты шпинель-лещцолитового типа. Вулканизм островодужного типа обнаруживается в восточной ветви этих структур. Особый тип включений, нередко с плагиоклазом и амфиболом, характеризующийся условиями оливин-плагиоклазового равновесия, встречается иногда в базальтоидах этой ветви. Важно подчеркнуть, что состав и вулканических пород и ксенолитов как по макро-, так и по микроэлементам постепенно изменяется вдоль

простираения каждой вихревой структуры. Ослабление внутриплитных (более глубинных) и нарастание островодужных (менее глубинных) признаков во временной вдоль каждой структуры является её важной генетической особенностью. Рис. 3. демонстрирует направление и средние скорости смещения вулканического фронта в рассматриваемой переходной области. Значения этих скоростей слегка превышают те данные, которые приводятся в литературе для конвергентных границ литосферных плит в этом регионе [76]. Этим лишним раз подчеркивается автономность происхождения выделенных вихревых структур. Закономерности изменения состава вулканитов и включений в ходе эволюции вихревой структуры подробнее рассмотрим на примере Камчатки. Рис. 4 иллюстрирует эти изменения в ряду перехода м. Наварин – р. Валоваям – район Ичинского вулкана – район вулкана Бакенинг. В этом ряду в комплексе вулканических проявлений плиоцен-четвертичного возраста последовательно уменьшается доля щелочных-субщелочных вулканитов с внутриплитными геохимическими признаками и нарастает доля пород с островодужными характеристиками. Как видно на этом рисунке, в рассматриваемой последовательности в узком диапазоне изменения калиевой щелочности пород закономерно уменьшаются концентрации такого типоморфного элемента, как Nb. Соответствующие фигуративные точки смещаются из поля внутриплитных вулканитов в поле островодужных образований. При этом для каждого района выбраны для сравнения породы с максимальными содержаниями Nb.

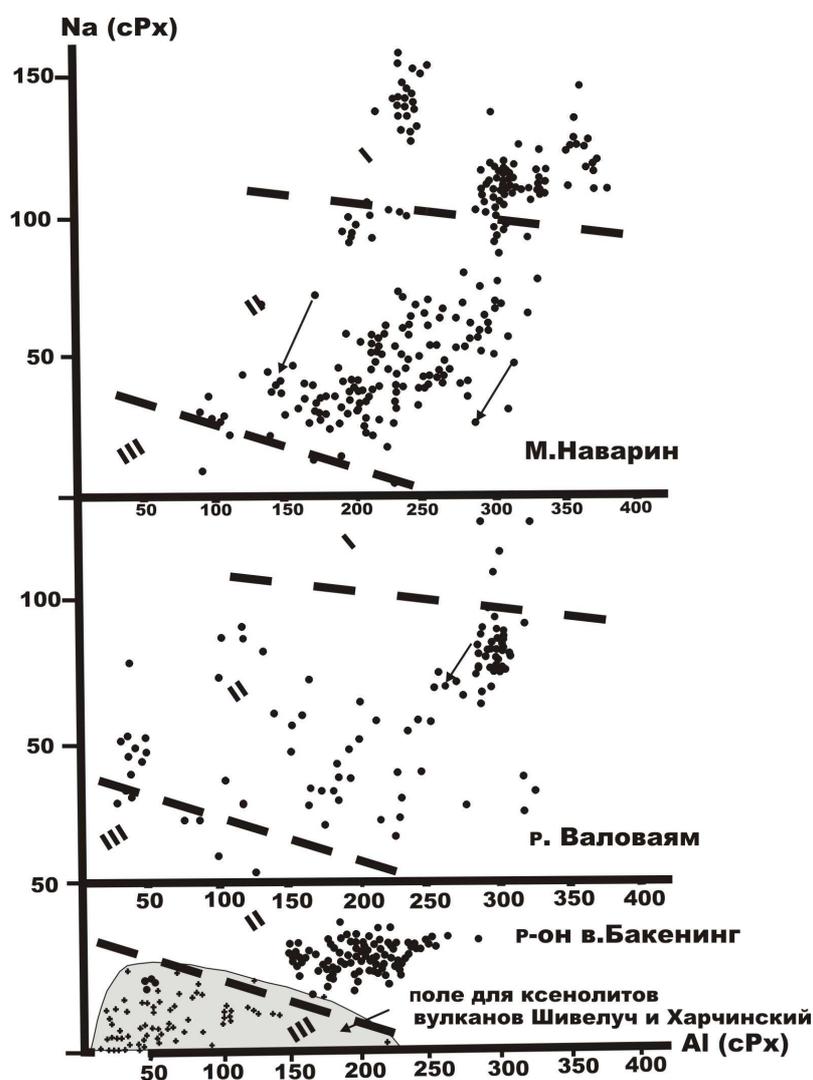


Рис. 5. Соотношение Na-Al (форм. ед.) в клинопироксенах из включений гипербазитов в вулканитах Камчатской вихревой структуры.

Анализы составов минералов выполнены с помощью рентгеновского микроанализатора "Camebax" в лаборатории микрозондового анализа Института вулканологии и сейсмологии ДВО РАН (аналитик В.М. Чубаров).

Параллельно происходит и изменение состава ксенолитов. Это хорошо видно на примере состава клино-пироксенов – наиболее распространенного, типоморфного минерала для этих образований. На рис. 5 представлена серия графиков, отражающих изменение состава этого минерала в координатах Na-Al, из ксенолитов трех районов: м. Наварин – р. Валоваям – район вулкана Бакенинг. В рассматриваемом ряду наблюдается последовательное уменьшение натровости и глиноземистости наиболее ранних генераций

этого минерала, так что соответствующие фигуративные точки постепенно смещаются из

области шпинель-лерцолитового в поле менее глубинного оливин-плагиоклазового равновесия.

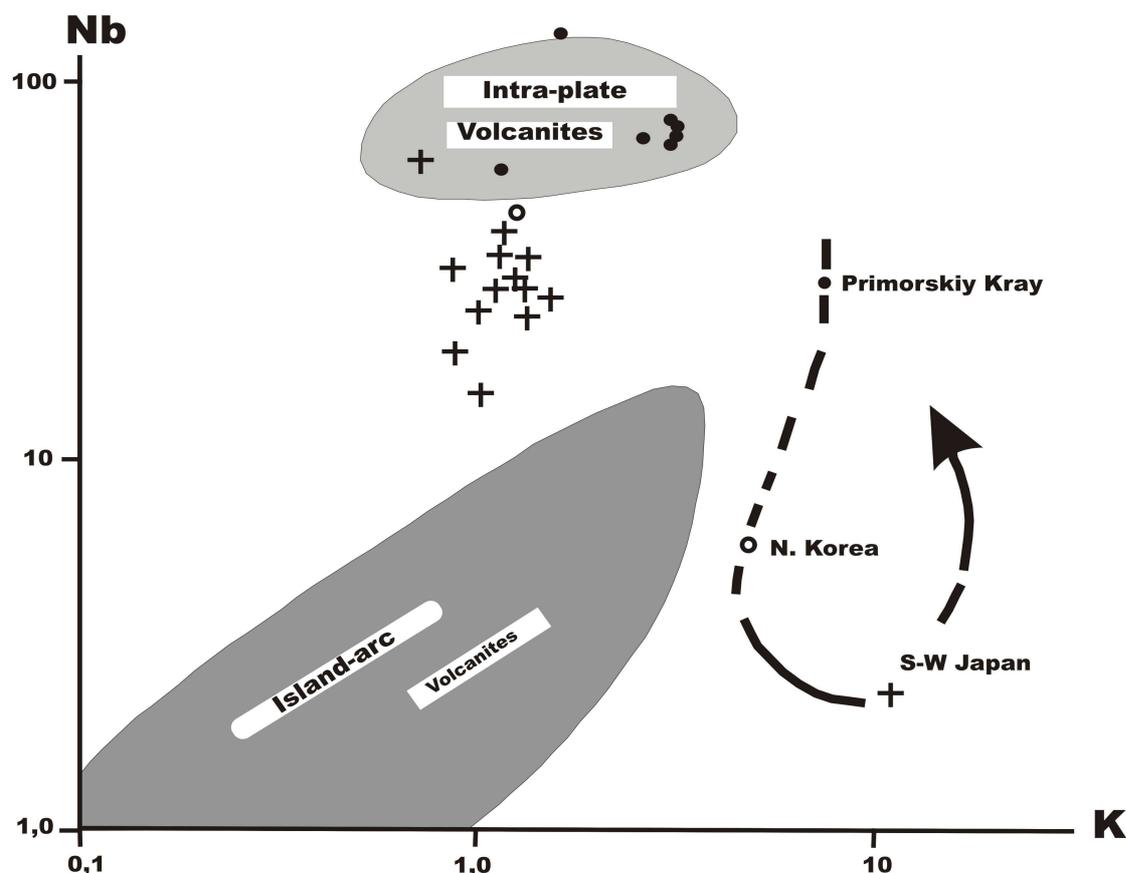


Рис. 6. Соотношение Nb-K в позднекайнозойских вулканитах Японской вихревой структуры.

Использованы материалы из работ: [Федоров, Филатова, 2002; Hoang, Uto, 2003]. Поле внутриплитных вулканитов – тоже, что и на рис. 3. Для построения поля островодужных пород использованы данные: [Togashi et al., 1992; Morris et al., 1997; Kondo et al., 2004]. Условные обозначения точек для отдельных регионов соответствуют представленным во врезке.

Сходные закономерности можно наблюдать и в отношении Японской вихревой структуры. Как видно на рис. 6, в ряду перехода для ксенолит-содержащих вулканитов: Приморья (вулканы Свягинский и Болоньский) – Северной Кореи – Юго-Западной Японии наблюдается последовательное уменьшение концентраций Nb в том же диапазоне изменения щелочности пород, что и на рис. 4. Диаграмма рис. 7 дает представление о характере эволюции составов клинопироксенов в ксенолитах из базальтоидов тех же районов. И для Японской структуры мы видим те же закономерности: ослабление внутриплитных и нарастание островодужных признаков, с одновременным уменьшением глубины возникновения соответствующих магматических расплавов, наблюдаемые вдоль простирания вихревой структуры.

Подобным образом были проанализированы материалы [67, 68] по ксенолит-содержащим вулканитам Северной Америки. При этом отдельно рассматривались данные по кимберлитам, возраст которых колеблется от докембрийского до нижнемелового, и по базальтоидам с возрастными датировками от палеогена до современного. В результате такого анализа была получена картина существования и развития двух пар вихревых структур циклонально-антициклонального типа (рис.8).

Наиболее древняя кимберлитовая северо-восточная структура проходит по Аппалачским горам и оконтуривает район Великих Северо-Американских озер. С некоторым

запозданием проявилась также кимберлитовая западная структура, которая оконтуривает Большой бассейн и плато Колорадо. В плиоцен-четвертичное время, когда кимберлитовый магматизм уступает место базальтовому, эта структура несколько смещается в западном направлении. Впервые она была выделена И.В. Мелекесцевым [25, 26] по структурно-морфологическим признакам. Весьма примечательно, что эта западная вихревая структура хорошо подчеркивается характером распространения эпицентров землетрясений ("межгорный сейсмический пояс"), как это видно на схеме рис.9.

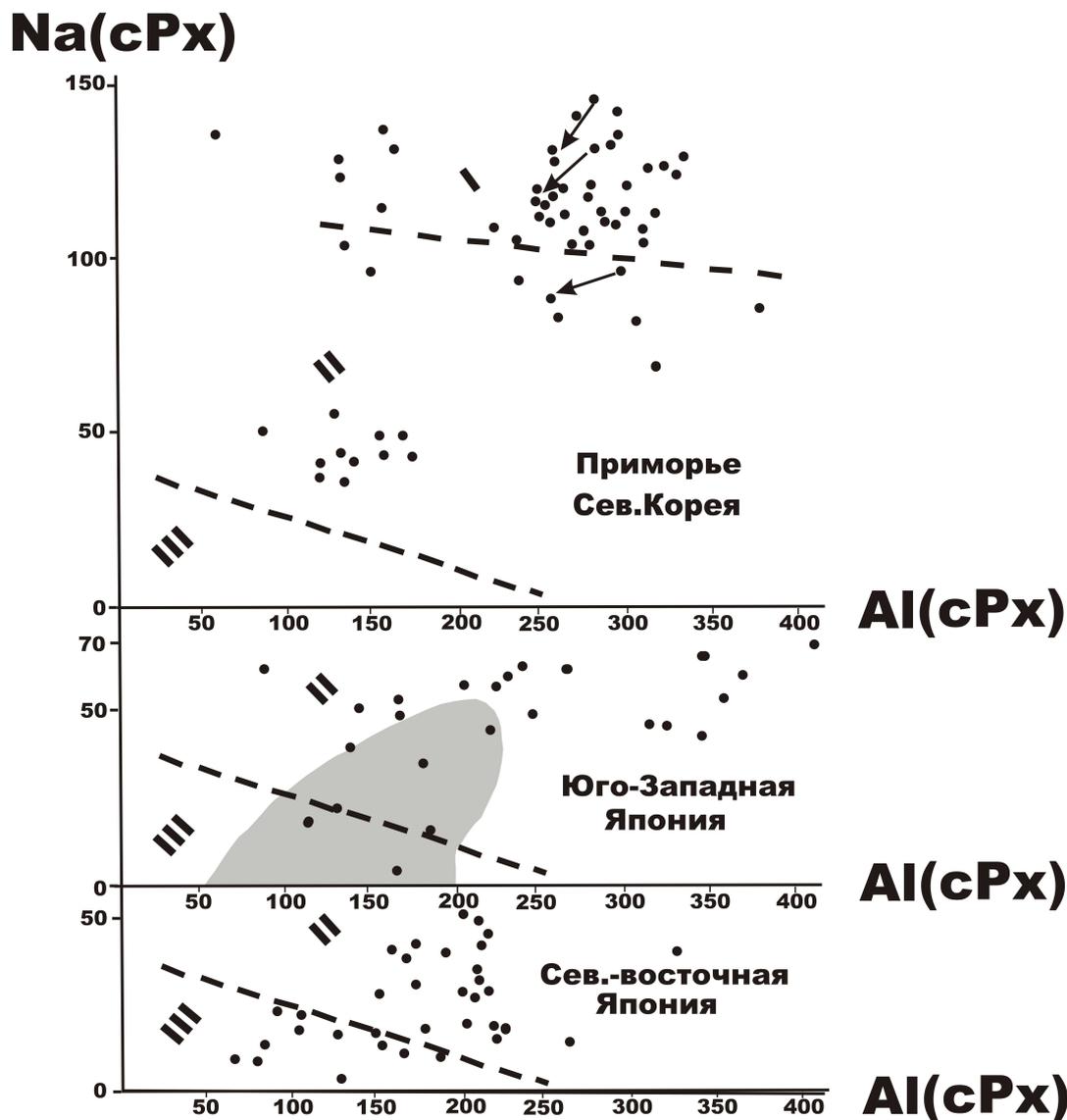


Рис. 7. Соотношение Na-Al (форм. ед.) в клинопироксенах из включений гипербазитов в вулканитах Японской вихревой структуры.

Использованы данные из работ: [Кутолин, Фролова, 1975; Takahashi, 1980, 1986; Щека, 1983; Yamamoto, 1984; Abe et al., 1998, 2003; Ionov et al., 1995; Togashi et al., 1992]

Вторая пара вихревых структур проявилась в связи с распространением палеоген-плиоценового базальтоидного ксенолит-содержащего вулканизма по западному обрамлению Мексиканского залива и такого же в плиоцен-четвертичное время районе Калифорнийского залива. Если район Мексиканского залива в целом относительно «спокойная область» в отношении сейсмичности, то Калифорнийская вихревая структура хорошо подчеркивается полосой проекций эпицентров землетрясений в своей центральной и южной части.

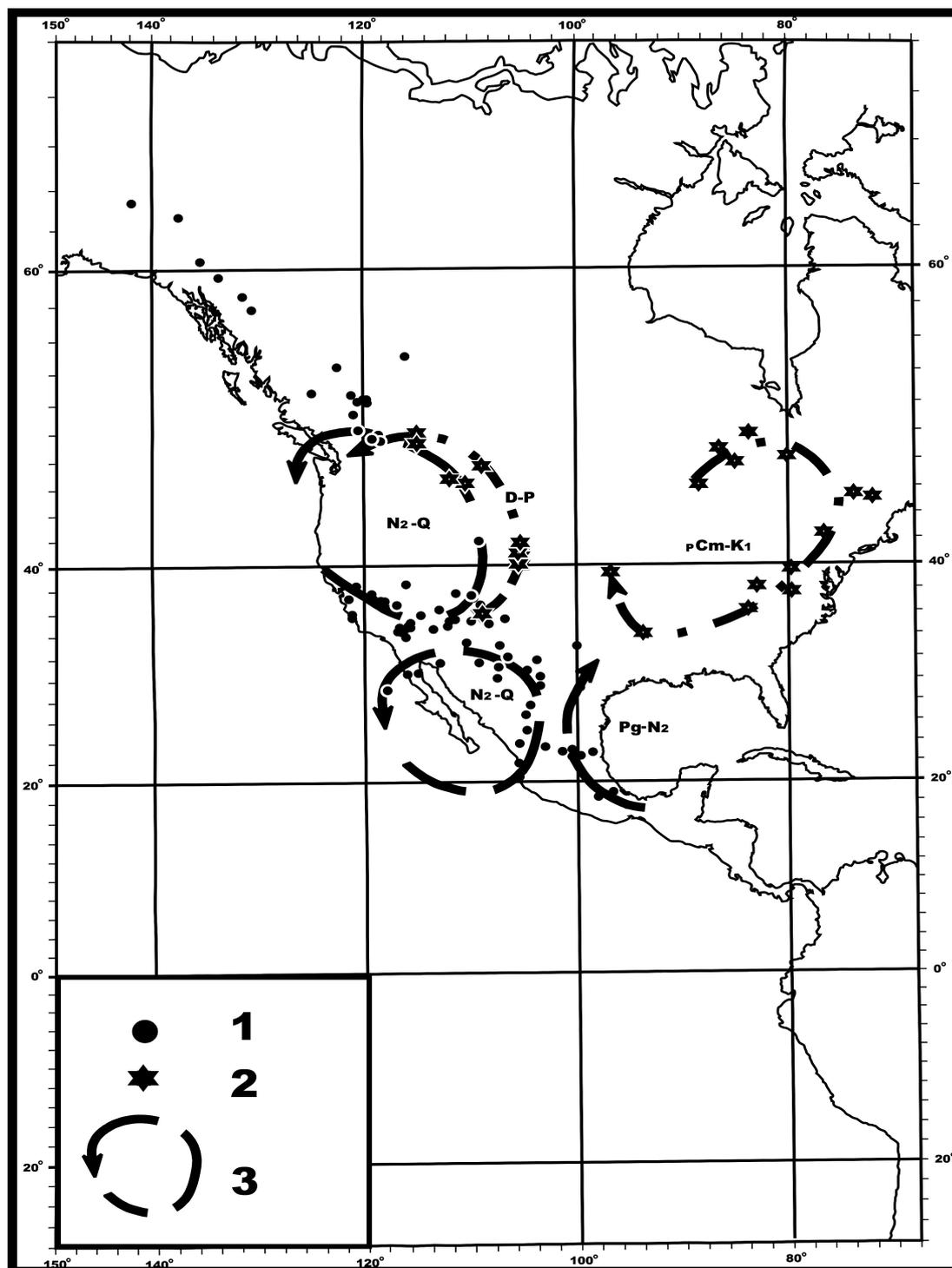


Рис. 8. Вулканические объекты (базальтоиды и кимберлиты) с включениями ультраосновного состава в пределах Северо-Американского континента и контуры вихревых тектоно-магматических структур.

1-2 проявления: 1- базальтоидов; 2 – кимберлитов; 3 – соответствующие им контуры вихревых структур. Использованы материалы: [Mantle xenoliths..., 1987; Mafic and Ultramafic..., 1988]

По своей морфологии Американские вихревые структуры весьма напоминают таковые, выделенные на Восточно-Азиатской окраине (рис. 3). Средние скорости их формирования для плиоцен-четвертичного этапа составляют 10-11 см/год. Это значительно больше тех скоростей (2,4 см/год), которыми оцениваются [23]

предполагаемые смещения Северо-Американской плиты в юго-западном направлении. Этим фактом также подчеркивается их независимый автономный характер.

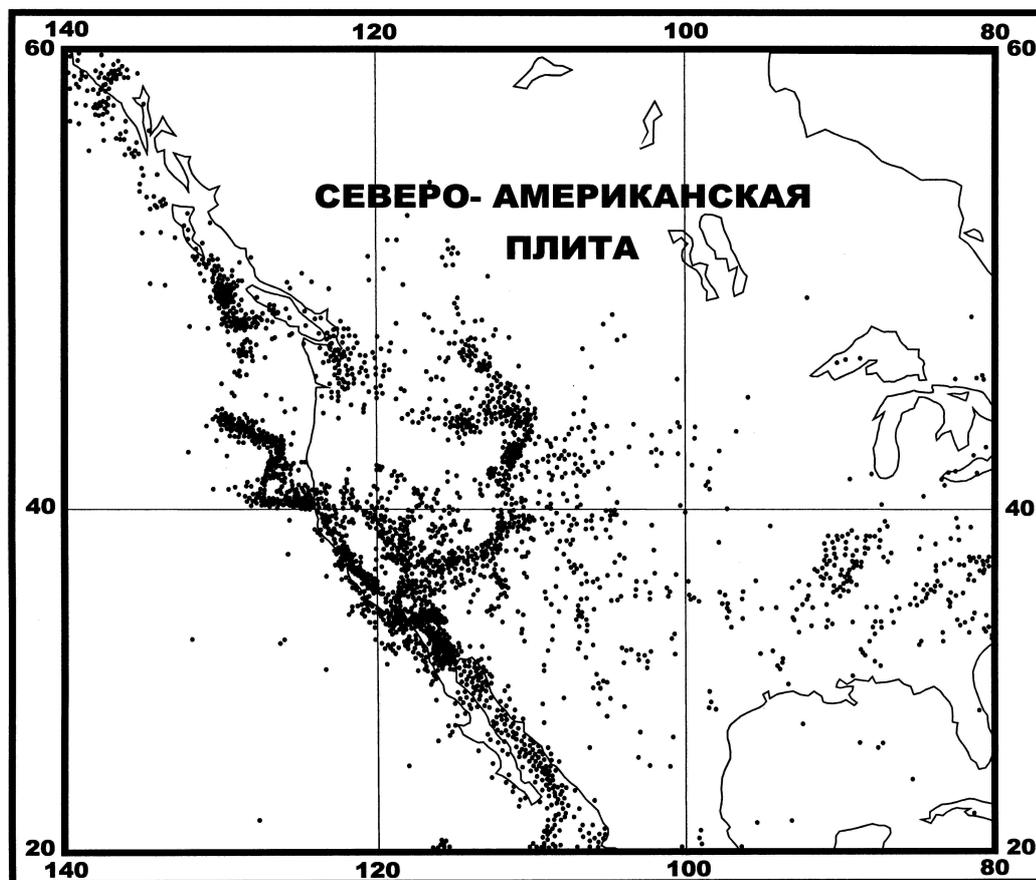


Рис. 9. Сейсмическая карта Северной Америки.

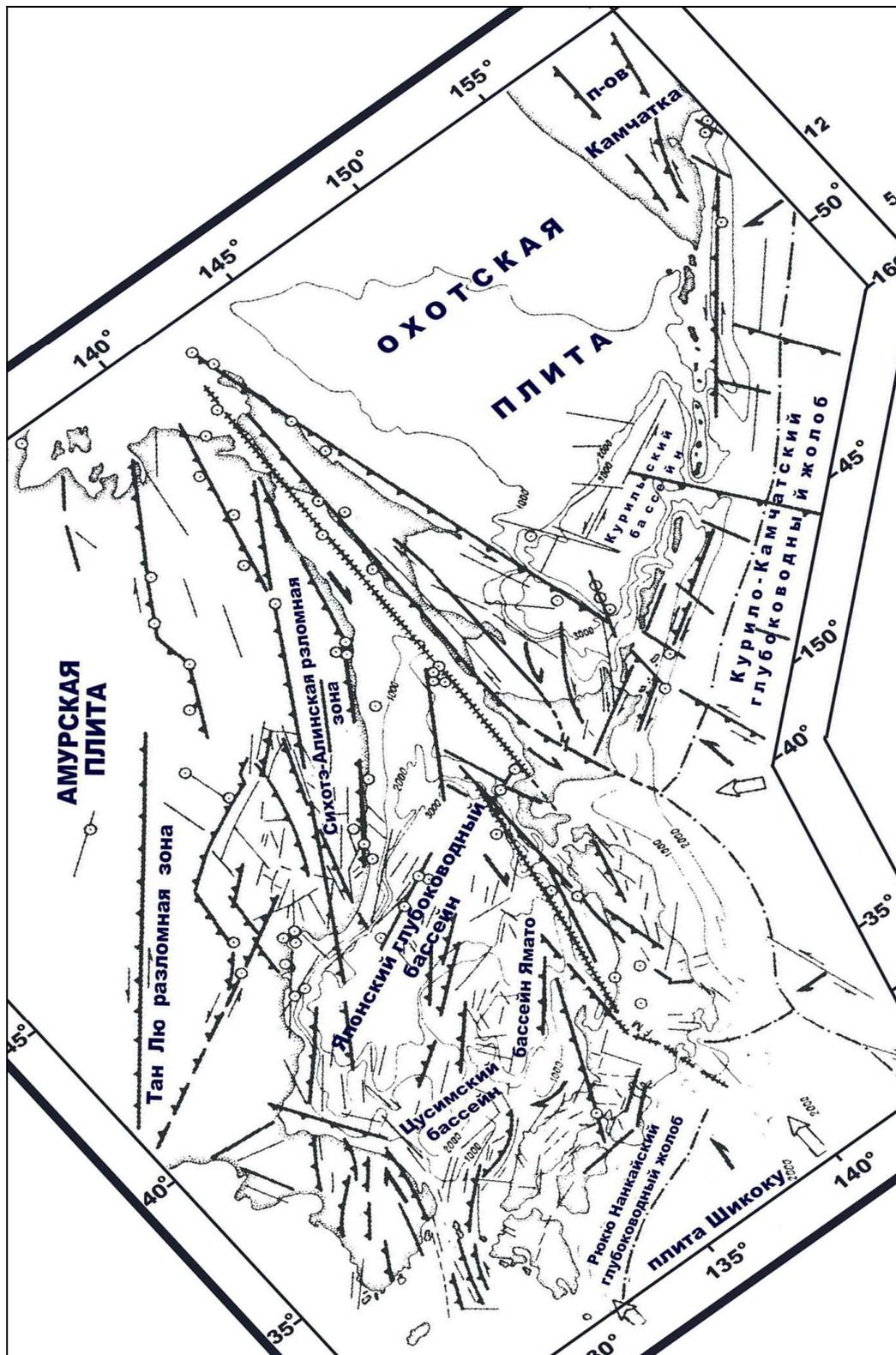
Использованы материалы: [Международный геолого-геофизический, 2003].

Некоторые вопросы происхождения и эволюции вихревых структур

Начиная с английского геофизика Дж. Дарвина (цит. по [10 и 36]) и родоначальника сравнительной планетологии А.В. Хабакова [39] влияние ротационного режима Земли на геотектонический облик планеты обсуждаются в широком плане и с разных позиций [9; 42]. Не останавливаясь на реферировании и обсуждении этих взглядов, которые выходят за рамки настоящей работы, необходимо подчеркнуть особенности нашей точки зрения, изложенные нами ранее [3; 4]. Мы полагаем, что все особенности современного рельефа и тектонические движения обуславливаются, в значительной степени, движениями в астеносферной геосфере. Это вызывается тем, что эта «смазочная» между жесткой литосферой и вязко-упруго-вязкой мезосферной оболочка наиболее податлива и восприимчива к внешним воздействиям. Аналогичными (и может даже более) реологическими свойствами обладает и другой «смазочный» слой -D^{''''}, но он находится в зоне преимущественного воздействия и влияния твердого внутреннего ядра планеты. Если взять за основу эту точку зрения, то пульсационные «сжатия - растяжения», которые вытекают из изменений кинематических параметров вращения Земли (ускорения - замедления) и которые имеют относительные значения на уровне бесконечно малой

величины (т.е. менее 1%), отнесенные к мощности астеносферы или слоя D''' - резко возрастают в своей значимости [10].

Действительно, абсолютное увеличение радиуса планеты по В.Е. Хаину до 1,5 % от современного радиуса Земли в мезозойско – кайнозойское время [10] даже при многократно завышенных величинах (по палеомагнитным данным [53] - эта величина может превышать 8 %) будет существенным и значимым на уровне этих слоев.



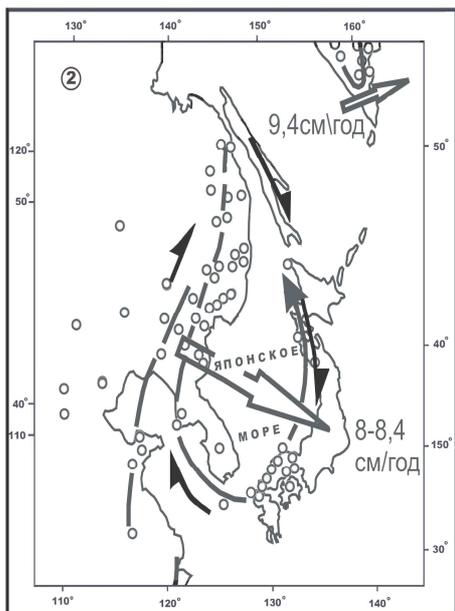


Рис. 10. Тектоническая схема Японского моря по геолого-геофизическим данным (1) и элементы вихревой геодинамики региона (2)

(1) по материалам (Anosov et al., 1996) с добавлениями: основная часть применяемых знаков на рисунке имеет разъяснительные подписи на чертеже, сплошные линии со стрелками – положение сдвиговых и сдвигово-раздвиговых зон разломов и направление преимущественных движений; открытые кружочки вдоль линий разломов – положение эпицентров землетрясений до 1992 г. с магнитудой M равной или более 4.0; двусторонние открытые стрелки – положение так называемых точек тройных сочленений; тонкие линии – возможное положение «простых» разломных зон, сопутствующих главным зонам разломов; штрих-пунктирные линии – оси глубоководных желобов.

Важность предлагаемого подхода в том, что он позволяет снять многие возражения, которыми сопровождается развитие ротационной эволюции геодинамических процессов

Одним из главных приложений, вытекающих из нашей гипотезы, является неизбежность нарушения режима твердотельного вращения геооболочек в период смены знаков такового. Это позволяет применять гидродинамическую теорию смазки сферического подшипника для описания поведения вещества астеносферы на период возмущенного и дифференцированного вращения литосферы и мезосферы, между которыми она располагается. Прогнозируемые гидродинамические-геодинамические последствия практически однозначно будут устанавливаться в пространстве и времени с точностью, определяемой нашими знаниями о глубинном строении выбранного региона или тектонической провинции.

Примечательно, что многие модельные и расчетные исследования, которые были направлены на понимание геодинамических процессов в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану, выполнялись для статической Земли (т.е. при игнорировании режима вращения планеты), так как ротационные эффекты по отношению к ее полному объему (или радиусу) действительно являются исчезающе малыми.

В противовес таким подходам, ранее нами было показано [3], что дифференцированные смещения литосферы – мезосферы в астеносферном слое реализуются в виде Куэттовского (сдвигового) течения. Эти движения обладают инерционностью сдвигового течения «смазочного слоя» как в эпоху относительного замедления вращения Земли [15], так и в период ускоренного. В плиоцен-четвертичное время такая инерционность фиксируется «набеганием» рассматриваемых вихревых структур на границе Тихоокеанского и Индо-Азиатского блоков литосферы и вглубь Северо-Американского континента вдоль западных его границ. Причем для Северо-Американских структур этот цикл повторялся дважды (первое перемещение соответствует замедлению вращения Земли для девон-пермского времени). Обратное, западное и юго-западное смещение вихревых структур на Северо-Американском континенте соответствует эпохе относительного ускорения вращения Земли в период от перми до низов верхнего мела. Возможно, кроме того, что при смене знака ускорения в ротационном режиме Земли, могут меняться направления падения сейсмофокальных зон, что, видимо, может рассматриваться как причина возникновения геодинамической обстановки типа Андийской окраины в период таковой и вдоль восточной границы Азиатского континента. Предложенный подход позволил для понимания процессов вулканизма сформулировать концепцию «флюидно – магматического торнадо», которая является основой вихревой геодинамики. Эта концепция строится на анализе аномальных

процессов, происходящих только в астеносфере и исключительно в период «возмущенного, не твердотельного» режима вращения Земли. При этом, основным типом движений тепломассопереноса по радиальным направлениям считается двойная (встречно-телескопическая) спираль Архимеда, которая является основой энергетики и динамики движений в смерчах – торнадо [3].

Рассматривая зону перехода от Азиатского континента к Тихому океану с точки зрения физико-математической модели, ее можно представить как передний фронт «торошения» на границе столкновения двух литосферных плит, скользящих в современную эпоху с разной эффективной скоростью. Это различие в скоростях относительных движений в условиях резко выраженной неоднородности в строении объединяемых плитами геоблоков будет приводить к дифференцированному их движению и, в конечном итоге, и к относительному вращению. Мгновенные (по шкале геологического времени) отпечатки этих движений фиксируются данными поверхностной геологии в виде кусочно – линейных систем преимущественно правосторонних разломов - сдвигов, в значительной части, сейсмогенных [35]. Авторами настоящего сообщения эти сдвиговые зоны рассматриваются как поверхностные отпечатки вихревых структур. В качестве примера принятой геодинамической истории нами рассматривается тектоника Японского моря (рис. 10), в синтезе которой использованы многочисленные литературные данные (в т.ч., материалы ГСЗ, полученные здесь по совместному Российско-Южно-Корейскому проекту ИМГиГ - KORDI, 1991 - 1995 гг), проинтерпретированные с позиций концепции флюидно – магматического торнадо. За основу наших построений принята схема развития Японского моря, которая была одним из авторов настоящей работы озвучена на 3-ей Международной конференции по «Морской геологии Азии. Развитие и динамика Азиатских морей» [46]. С этих позиций, тектоническая схема Япономорского региона (Японское море и прилегающие территории) может рассматриваться как проекции на дневную (субгоризонтальную) поверхность точек (образующих линий) тел внешнего (линии разломов) и внутреннего (данные по ксенолит-содержащим вулканитам) конусов - спиралей Архимеда (рис. 10). Действительно, имеющиеся данные свидетельствуют о постепенном уменьшении глубин заложения тектонических линеаментов от периферии к центру: глубинность таковых надежно установлена для района сдвигово-раздвиговых зон Цусима – Гото (южная окраина Корейского полуострова) и для запад – юго-западной окраины о. Хонсю, где эти зоны подстилаются выступами подошвы астеносферы – «астеносферные перья»-, выделенные по сейсмологическим данным [46]. С геологической точки зрения, эти конусы формируются разновозрастными и разноглубинными параметрами, тем не менее, имеющими вихревой тренд в трехмерном пространстве. Детальное рассмотрение такого тренда позволяет устанавливать для внешнего конуса, который отвечает каркасу тектонических разломных зон (преимущественно, правосторонние сдвиги) вращение по часовой стрелке, тогда как для внутреннего (данные по ксенолит-содержащим вулканитам) – преимущественное вращение против часовой стрелки. Такая структура исследована в тепловом генераторе Финько В.Е. [38] и позволяет восстановить геодинамическую историю развития этого региона, в частности, и зоны Перехода, в целом, в ином плане, чем это принято большинством исследователей для сочленения Тихоокеанского и прилегающих континентальных блоков литосферы и дать им иное геодинамическое толкование. Согласно этим данным по периферии будущего Японского моря развивались правосторонние сдвигово – раздвиговые зоны глубинного заложения, которые являлись поверхностным проявлением возникшего на разделе литосферы - астеносферы гигантского вихревого потока в астеносфере, представляющего следствие резкого изменения ротационного режима планеты Земля в позднемеловое время. Эта глобальная тектоническая перестройка зафиксирована многочисленными геологическими

материалами, которыми подтверждается длительный стратиграфический перерыв (hiatus) на границе мел-палеогенового времени. Примечательно, что по данным морских геологических исследований этот перерыв прослеживается и в разрезе осадков, подстилающих кайнозойские отложения в районе современного океанического вала Хоккайдо и прилегающих структур дна северо-западной части Тихого океана [33]. С нашей точки зрения, этот перерыв обусловлен начальной стадией «радиального разбухания» (в понимании [36]) как реакция фигуры планеты на резкое замедление ее вращения и известное в литературе термином «delamination» (расслоение). Этот процесс, как правило, сопровождается растрескиванием земной коры и развитием сдвигово – раздвиговых зон в областях с высокими градиентами тангенциальных напряжений по периферии максимальных поднятий [51]. В переходной зоне, которая формировалась на восточной окраине Азиатского континента в условиях встречного сжатия и субмеридианального правостороннего сдвига (ротационного?) по периферии Тихоокеанской плиты [22], литосферная плита дробилась торшением на приподнятые участки – останцы первичной структуры и зоны повышенного дробления на границах их сочленения. Развитие последних контролировалось возникновением на глубине турбулентного перемешивания геоматериала в условиях возмущенного сдвигового течения, которое обуславливалось отличным от твердотельного вращения геооболочек Земли в моменты резкой смены знака такового. При моделировании поведения вязкого или слабо вязкого материала на центрифуге для изучения поведения вращающихся сферических оболочек было установлено, что в период перехода от твердотельного вращения к возмущенному возникают не только гигантские вихри, охватывающие всю мощность геооболочки (стадия delamination process), но и отдельные «протуберанцы» с различными глубинами заложения и названные потом «астеносферными перьями» (multi-humped structures, по [48]). Эти «перья» располагаются, как правило, по образующей конуса – спирали Архимеда с угловым шагом, который напрямую завязан на глубину заложения и на физико – механические (точнее, термодинамические) параметры на этой глубине. В связи с этим, мы полагаем, что рисунок внутренних (т.е. сходящихся к центру, к банке Ямато) разломных зон отвечает проекциям - выходам на дневную поверхность таких астеносферных «перьев». Особенно важно, что геометрические размеры сдвигово – раздвиговых структур вблизи этого центра (например. Кита – Ямато трог) так же уменьшаются, что обуславливается, как определено выше, глубиной их заложения. Нам представляется, что геометрия тектонических нарушений, выявленных по данным ГСЗ в Цусимской впадине [46] на двух пересекающихся под прямым углом профилях, могут служить экспериментальным подтверждением высказанной точки зрения. Выделенные в настоящем сообщении вихревые структуры имеют «астеносферные корни», но не являются диапирами или плюмами, в понимании [12]. Они описываются авторами как примеры проявления «флюидно-магматического торнадо» [3], в рамках которого наблюдаемые закономерности рассматриваются с позиции концепции дифференциально вращающихся геосфер. Так как астеносфера является «смазочным слоем», располагающемся между литосферой и мезосферой [7, 17, 28], то, что очень важно, не требуется привлечение механизмов тепловой конвекции на любом масштабном уровне, потому что гидродинамика «смазочного» слоя хорошо описывается теорией сферического подшипника [21]. Сходные приемы геодинимической интерпретации, как известно, являются основными при анализе синоптических вихрей и вихревых течений. Статья поддержана проектом ДВО РАН (04-1-07-004) и контрактом №10104-71/П-14/197-405/160605-032.

Литература

1. **Авсюк Ю.Н.** Сопоставление эндогенных режимов материков в устойчивую геосинклинально-платформенную стадию со схемой приливной эволюции системы Земля-Луна. // Строение и эволюция тектоносферы. М.: ИФЗ АН СССР, 1987, С. 193-216.
2. **Авсюк Ю.Н.** Приливные силы и природные процессы. М.: ОИФЗ РАН, 1996. 188 с.
3. **Аносов Г.И., Колосков А.В., Флеров Г.Б.** Проявление нелинейностей в петрологии и геодинамика магматического процесса Камчатского региона //Геодинамика, магматизм и минералогия континентальных окраин Севера Пацифики. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2003. Т. 2. С. 174-177
4. **Аносов Г.И., Колосков А.В., Флеров Г.Б.** Особенности проявления ультрамафитов Камчатского региона с позиций вихревой геодинамики. //Вихри в геологических процессах. Петропавловск-Камчатский, 2004. С. 129-200
5. **Белоусов В.В.** Факторы магмообразования и их связь с тектогенезом. //Проблемы связи тектоники и магматизма. М.: Наука, 1968. С. 5-19
6. **Белоусов В.В.** Переходные зоны между континентами и океанами. М.: Недра, 1982, 150 с.
7. **Бобряков А.П., Ревуженко А.Ф., Шемякин Е.Н.** О возможном механизме перемещения масс Земли. //ДАН СССР. 1983. Т. 272. № 3. С. 1097-1099.
8. **Быханов Е.В.** Астрономические предрассудки и материалы для составления новой теории образования планетной системы, 1877 г. (цитир. по Косыгин Ю.А., Тектоника, 1983), с. 480
9. **Воронов П.С.** Роль ротационных сил Земли в истории становления структуры ее литосферы. // Эволюция геологических процессов в истории Земли. М.: Наука, 1993, С. 104-114.
10. **Дедеев В.А., Куликов П.К.** Происхождение структур земной коры. Л Наука , 1988, 264 с.
11. **Дмитриевский А.Н., Володин И.А., Шипов Г.И.** Энергоструктура Земли и геодинамика. М.: Наука, 1993. 154с.
12. **Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А.** Глубинная геодинамика. Новосибирск, Из-во СО РАН. Филиал "Гео", 2000. 406 с.
13. **Ильичев В.И., Шевалдин Ю.В.** О природе Западно-Тихоокеанской переходной зоны. //Докл. АН СССР.1986. Т. 290. № 3. С. 570-573
14. **Колосков А.В.** Ультраосновные включения и вулканы как саморегулирующаяся геологическая система. М.: Научный мир, 1999. 223 с.
15. **Колосков А.В.** Изотопно-геохимическая неоднородность плиоцен-четвертичных вулканических Камчатки, геометрия субдукционной зоны, модель флюидно-магматической системы. // Вулканология и сейсмология, 2001. № 6. С. 16-42
16. **Косыгин Ю.А.** Тектоника. М.: Недра, 1983, 536 с.
17. **Кропоткин П.Н., Ефремов В.Н.** Изменения радиуса Земли в геологическом прошлом // Геотектоника. 1992. № 4. С. 3 – 14.
18. **Куголин В.А., Фролова В.М.** Прибайкалье и Приморье. В кн. Глубинные ксенолиты и верхняя мантия (отв. Ред. В.С. Соболев), 1975. Новосибирск.: Наука. С. 106-117
19. **Ламб Г.** Гидродинамика. Т. II, М.-Иж-к: НИЦ Регулярная и хаотическая динамика, 2003, 482
20. **Ли Сы-Гуан** Вихревые структуры северо-западного Китая. Москва: Государственное научно-техническое Из-во литературы по геологии, 1958. 129 с.
21. **Лойцянский Л.Г.** Гидродинамическая теория сферического подшипника. ПММ, 1955. Т. XIX. Вып. 5. С. 531-540.
22. **Маслов Л.А.** Изучение геодинамики литосферы Азиатско-Тихоокеанской зоны сочленения путем сопоставления гравитационного поля и рельефа. // Тихоокеанская геология, 1988, № 5, С. 112-124.
23. **T. Simkin, R.J.Tilling, J.N. Taggart et al.**Международный геолого-геофизический атлас Тихого океана. Москва-Санкт-Петербург, 2003 (приложение: World map of volcanoes, earthquakes, and plate tectonic. Compiled by, 1989)
24. **Мелекесцев И.В.** Вихревая вулканическая гипотеза и некоторые перспективы её применения //Проблемы эндогенного вулканизма. М.: Наука, 1979. С. 125-155
25. **Мелекесцев И.В.** Вулканизм и рельефообразование. М.: Наука, 1980
26. **Мелекесцев И.В.** Роль вихрей в происхождении и жизни Земли. //Вихри в геологических процессах. Петропавловск-Камчатский, 2004. С. 25-70
27. **Моссаковский А.А., Пуцаровский Ю.М., Руженцев С.В.** Крупнейшая структурная асимметрия Земли. //Геотектоника. 1998. № 5. С. 3-18

28. **Мясников В.П., Фадеев В.Е.** Гидродинамические модели эволюции планет земной группы. М.: Наука, 1979. 231 с.
29. **Перчук Л.Л.** Базификация как магматическое замещение. //Очерки физико-химической петрологии. Вып. 14. М.: Наука, 1987. С. 39-64
30. **Сахно В.Г., Денисов Е.П.** К вопросу о происхождении включений ультраосновных пород в базальтах юга Дальнего Востока. Изв. АН СССР, Сер. Геол, 1963. № 8. С. 43-55
31. **Сидоренков Н.С.** Неравномерность вращения Земли и движения полюсов. // Природа, 1982, № 4, С. 82-91.
32. **Слензак О.И.** Вихревые системы литосферы и структуры докембрия. К., Н. Д., 1972. 182 с.
33. **Гнибиденко Г.С., Аносов Г.И., Аргентов В.В. и др** Тектоника северо-западной части Тихого океана М.: Наука, 1983, 120 с.
34. **Щеглова А.Д. и Зимина С.С.** Тихоокеанская окраина Азии. Магматизм. М. Наука, 1991. 264с
35. **Уткин В.П.** Обратимая трансформация шарьяжно-надвиговых и сдвиговых дислокаций окраин-континент-океан. // ДАН СССР, 1979, т.249, № 2, С. 425-429.
36. **Федоров Б.Г.** Земная поверхность и проблемы планетарной геодинамики. Л. ЛГУ, 1989, 215 с
37. **Федоров П.И., Филатова Н.И.** Кайнозойский вулканизм Корейского региона. //Геохимия, 2002. № 1. С. 3-29
38. **Финько В.Е.** Особенности охлаждения и сжижения газа в вихревом потоке. // Журнал технич. физика, 1983, т.53, № 9, С. 1770-1776.
39. **Хабаков А.В.** Об основных вопросах развития поверхности Луны. М: Гостехиздат, 1949, 83
40. **Хаин В.Е.** Тектоника континентов и океанов (год 2000). М.: Научный мир, 2001. 606 с
41. **Щека С.А.** Базит-гипербазитовые интрузии и включения в эффузивах Дальнего Востока. М.: Наука, 1983. 166 с.
42. **Яншин А.Л.** Вероятная эволюция геофизических полей в истории Земли. // Эволюция геологических процессов в истории Земли. М.: Наука, 1993, С. 81-88.
43. **Abe N., Arai S., Yurimoto H.** Geochemical characteristics of the uppermost mantle beneath the Japan island arcs: implications for upper mantle evolution //Physics of the Earth and Planetary Interiors. 1998. V. 107. P. 233-248
44. **Abe N., Takami M., Arai S.** Petrological feature of spinel lherzolite xenolith from Oki-Dogo Island: An implication for variety of the upper mantle peridotite beneath southwestern Japan //The Island Arc. 2003. V.12. P. 219-232
45. **Andrews D.J. and Sleep N. H.** Numerical modeling of tectonic flow behind island arc. // Geophys. J.R. Astron. Soc. 1974, V.38. P. 237-251
46. **Anosov G.I., B.- C. Suk, and Soinov V.V.** Some geodynamic aspects related to evolution of the Ulleung basin (The East Sea of Korea) resulting from the integrated geophysical data
47. //In: The Third International Conference on Asian Marine Geology. *Evolution and Dynamics of the Asia Seas*. October 17-21, 1995. KAL Sogwipo Hotel, Cheju, Korea, 1996 P. 247 – 273.
48. **Anosov G.I., B.-Ch. Suk., Argentov V.V. Bikkenina, S.K., Zhegulev V.V., Zhiltsov E.H., Sergeev K.F and. Soloviev V.N** The deep crustal structure of the Tsushima Basin, Sea of Japan, from a seismic Refraction experiment. // Geol. of Pac. Ocean, 1997. v.13. pp. 837-856.
49. **Ardes M. and. Busse F.H. Wicht J** Thermal convection in rotating spherical shells. // Physics. Earth. Planet. Inter., 1997, v. 99, pp. 55-67.
50. **Briaes A., Tapponnier P., Pautot G.** Constraints of sea Beam data on crustal fabrics and sea-floor spreading in the South China sea. //Earth Planet. Sci. Lett. 1989. V. 95. P. 307-320.
51. **Dorendorf F., Churikova T.G., Koloskov A.V., Worner G.** Late Pleistocene to Holocene activity at Bakening volcano and surrounding monogenic centers (Kamchatka): volcanic geology and geochemical evolution. //J. Volcanol. Geothermal. Research. 2000. V.104. P. 131-151.
52. **Christie-Blick N. and Biddle K.T.** Deformation and basin formation along strike-slip faults. // Society of Economic Paleogeologists and Mineralogists; Special Publication, 1985, v. 37, pp. 1-34.
53. **Churikova T.G., Dorendorf F. Worner G.** Sources and fluids in the Mantle wedge below Kamchatka, evidence from across-arc geochemical variation. //J.Pet., 2001. V.42. №8. P.1567-1593.
54. **Egyed L.** Paleomagnetism, and the ancient radii of the Earth. // Nature, 1961, v.190, № 4781, pp. 1097-1098.
55. **Fan W.M., Zhang H.F., Baker J. et al.** On and Off the north China Craton: Where is the Archean Keel? //J. Petrology. 2000. V. 41. № 7. P. 933-950

56. **Hoang N., Uto K.** Geochemistry of Cenozoic basalts in the Fukuoka district (northern Kyushu, Japan): implications for asthenosphere and lithospheric mantle interaction // *Chem. Geology*. 2003. V. 198. P. 249-268
57. **Hole M.J., Rogers G., Saunders A.D., Storey M.** Relation between alkalic volcanism and slab-window formation // *Geology*, 1991. V. 19. P. 657-660
58. **Ikeda Y., Nagao K., Kagami H.** Effects of recycled materials involved in mantle source beneath the southwest Japan arc region: evidence from noble gas, Sr, and Nd isotopic systematics // *Chem. Geology*. 2001. V. 175. P. 509-522
59. **Ionov D.A., Prikhodko v.S., O'Reilly S.Y.** Peridotite xenoliths in alkali basalts from the Sikhote-Alin, southeastern Siberia, Russia: trace-element signatures of mantle beneath a convergent continental margin. // *Chemical Geology*. 1995. V. 120. P. 275-294
60. **Kanaori Y.** Cenozoic strike-slip and block rotation in the inner belt of South Japan. // *Tectonophysics*, 1990, v.177, pp. 381-399.
61. **Karig D.E.** Origin and development of marginal basins in the western Pacific. // *J. Geophys. Res.* 1971. V. 76. P. 2542-2561
62. **Karig D.E.** Evolution of arc systems in the western Pacific. *Annu. Rev. Earth Planet Sci.* 1974 V.2.P.51-75
63. **Kondo H., Tanaka K., Mizuochi Y. et al.** Long-term Changes in distribution and chemistry of middle Miocene to Quaternary volcanism in the Chokai-Kurikoma area across the Northeast Japan arc // *The Island Arc*. 2004. V.13. P. 18-46
64. **Lallemant S Jolivet L.** Japan Sea: a pull-apart basin? // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1985. V.76. P.375-389
65. **Le Pichon X., Fournier M., Jolivet L.** Kinematics, topography, shortening, and extrusion in the India-Eurasia collision // *Tectonics*. 1992. V. 11. 1085-1098.
66. **Miyashiro A.** Hot regions and the origin of marginal basins in the western Pacific. // *Tectonophysics*. 1986. V. 122. P. 195-216.
67. **Qi Qu, Taylor A., Zhou X.** Petrology and Geochemistry of Mantle peridotite xenoliths from SE China // *J. Petrology*. 1995. V.36. № 1. P. 55-79
68. **Ed. Wilshire et al** *Mafic and Ultramafic xenoliths from volcanic rocks of the Western United States*. U. S. Geological survey professional paper 1443. 1988. Washington. 179 p.
69. **Ed. P.H. Nixon** *Mantle xenoliths*. 1987. John Wiley & Sons. 844 p.
70. **Morris P.A., Itaya T., Iizumi S. et al.** Age relations and petrology of alkaline igneous rocks from Oki Dozen, Southwest Japan // *Geochem. Journ.* 1997. V. 31. P. 135-154
71. **Takahashi E.** Thermal history of lherzolite xenoliths. I. Petrology of lherzolite xenoliths from the Ichinomegata crater, Oga peninsula, northeast Japan // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1980. V. 44. № 11. P. 1643-1658
72. **Takahashi E.** Genesis of calc-alkaline andesite magma in a hydrous mantle-crust boundary: Petrology of lherzolite xenoliths from the Ichinomegata crater, Oga Peninsula, northeast Japan, part II // *J. Volcanology and Geothermal Research*. 1986. V. 29. P. 355-395
73. **Tatsumi Y., Otofudji Io-Ich, Matsuda T., Nohda S.** Opening of the Sea of Japan back-arc basin by asthenospheric injection. // *Tectonophysics*, 1989, V. 166. P. 317-329
74. **Togashi S., Tanaka T., Yoshida T. et al.** Trace elements and Nd-Sr isotopes of island arc tholeiites from frontal arc of Northeast Japan // *Geochem. Journ.* 1992. V. 26. P. 261-277
75. **Tu K., Flower M.F.J., Carlson R.W. et al.** Magmatism in the South China basin 1. Isotopic and trace-element evidence for an endogenous Dupal mantle component // *Chem. Geology*. 1992. V. 97. № 1-2. P. 47-63.
76. **Yamamoto M.** Origin of calc-alkaline andesite from Oshima-Oshima volcano, north Japan // *Jour. Fac. Sci. Hokkaido Univ. Ser. IV*. 1984. V. 21. № 1. P. 77-131
77. **Uyeda S., and Kanamori H.,** Back-arc opening and the mode of subduction. // *J. Geophys. Res.*, 1979. V. 84. P. 1049-1062
78. **Vidal Ph., Dupuy C., Maury R., Richard M.,** 1989, Mantle metasomatism above subduction zones: Trace-element and radiogenic isotope characteristics of peridotite xenoliths from Batan Island (Philippines), *Geology*, v.17, N 12, pp. 1115-1118

Геодинамические условия формирования «внутриплитных» меловых базальтов Восточной Камчатки

Савельев Д.П.

*Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский,
savelyev@kcs.iks.ru*

Изучены лавы с внутриплитными геохимическими характеристиками, которые участвуют в строении мелового офиолитового комплекса п-ова Камчатский Мыс. Кроме габбро и гипербазитов, в составе комплекса в ассоциации с яшмами и известняками развиты базальты типа MORB и высококалиевые щелочные базальты. По высокому содержанию К, Р, Nb и LREE изученные щелочные базальты сходны с породами Императорского подводного хребта. Составы шпинелей в этих базальтах также лежат в поле составов шпинелей из базальтов океанических островов. Состав и возраст изученных пород позволяют связать формирование офиолитового комплекса Камчатского Мыса с деятельностью Гавайского плюма. Этот комплекс сформировался в аномальном участке срединно-океанического хребта, находившемся в меловое время над мантийным плюмом. Причленение данного блока к Камчатке произошло в результате перескока зоны субдукции к востоку 6-10 млн. лет назад.

Введение

Одним из главных методов, используемых при восстановлении палеогеодинамического режима развития какой-либо территории, является геохимическая типизация магматических комплексов. Этот метод основан на достаточно четких геохимических различиях магматических пород, сформировавшихся в различных обстановках – на границах плит (конструктивных и деструктивных) и внутри плит; в частности, для базальтов созданы разнообразные дискриминационные графики [23, 24, 28]. Однако достаточно интенсивное изучение современных рифтовых зон океана показало, что в пределах срединно-океанических хребтов выделяются аномальные фрагменты, в которых развиты базальты с петрогеохимическими характеристиками, переходными от базальтов срединно-океанических хребтов (MORB) к базальтам океанических островов (OIB). Для них характерны повышенные содержания калия (группа TOP-K по [5]), и несовместимых редких элементов, что объясняется влиянием внутриплитного (мантийного) магматизма [18]. Достаточно хорошо известен пример Исландии, представляющий собой совмещение обстановок срединно-океанического хребта и мантийного плюма [4]. Все эти факты заставляют достаточно осторожно относиться к реконструкции геодинамического режима лишь по геохимическим параметрам вулканитов, особенно измененных вторичными процессами. В этом случае очень важную информацию можно получить, исследуя составы минералов и заключенных в них расплавных включений.

В северной части Тихого океана расположена одна из крупнейших линейных структур Земли – Гавайско-Императорская вулканическая цепь – след деятельности Гавайского суперплюма в позднем мезозое и кайнозое. Северо-западное окончание этой структуры расположено на Тихоокеанской плите вблизи сочленения Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг. Такое расположение структур северо-западной окраины Тихого океана позволяло геологам предполагать продолжение структур Императорской

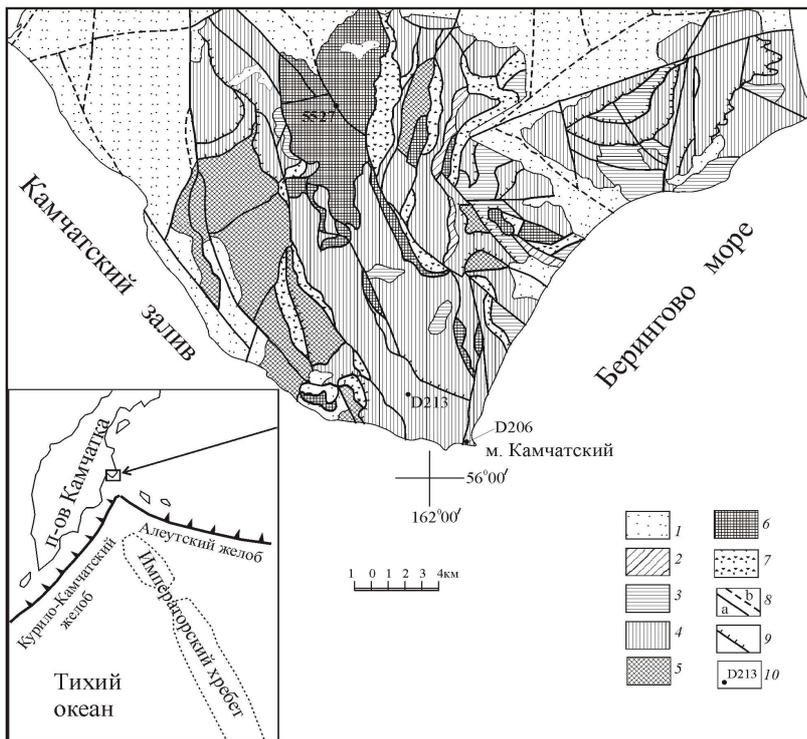


Рис. 1. Геологическая схема южной части п-ова Камчатский Мыс (по М.Е. Бояриновой, 1999 [2]).

1 – плиоцен-четвертичные отложения; 2 – миоценовые отложения; 3 – турон-кампанские терригенные отложения; 4 – альб-сеноманские кремнисто-вулканогенные отложения; 5 – долериты и габбро; 6 – гипербазиты; 7 – серпентинитовый меланж; 8 – разрывные нарушения (а – установленные, б – скрытые под рыхлыми отложениями); 9 – надвиги; 10 – точки опробования щелочных базальтов.

цепи в пределах Камчатки [17]. В последние годы особенно обострился интерес к наиболее древним образованиям, связанным с Гавайским плюмом, которые вскрыты глубоководным бурением на ближайших к Камчатке гайотах – Детройт и Мейджи [19, 21, 22, 25]. В этих публикациях приводятся новые геохимические данные, показывающие, как характеристики связанных с плюмом вулканитов менялись во времени. В частности показано, что на ранних этапах деятельности плюма в продуктах его деятельности большую роль играл деплетированный компонент. Новые данные, полученные в процессе геологосъемочных работ на Восточной Камчатке, а также существенно возросший уровень аналитических исследований, позволили вновь обратиться к гипотезе о продолжении «Гавайского следа» в пределах Камчатки.

Геологическая позиция

Район исследований находится в южной части п-ова Камчатский Мыс. Это место занимает ключевую позицию в Камчатско-Алеутском сочленении, поскольку находится непосредственно на стыке Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг. На данном участке развиты преимущественно образования мелового офиолитового комплекса, включающего гипербазиты, габбро, долериты и океанические вулканогенно-осадочные породы (рис. 1). Контакты между различными частями офиолитового разреза тектонические, но геохимические и минералогические данные свидетельствуют об их едином генезисе. В составе серпентинитового меланжа описаны блоки амфиболитов, протолитом для которых служили базиты, отвечающие N- и T- типам MORB [8]. Вулканокластические, туфогенные и кремнистые отложения с потоками базальтов, яшмами и известняками объединены в смагинскую свиту [16, 3]. Базальты наблюдаются в виде отдельных потоков мощностью 1-2 м или серий таких потоков. Часто эти базальты ассоциируют с яшмами или с пакетами тонкого (по 2-20 см) переслаивания яшм и известняков. Возраст ассоциации определен как альб-сеноман по комплексу радиолярий в яшмах из яшмово-известняковых пакетов. Некоторые исследователи [6; 14] считают, что яшмово-известняковые пакеты и базальты являются олистолитами в более молодой толще

Таблица 1.

Химический состав клинопироксена, биотита и амфибола из щелочных базальтов п-ова Камчатский Мыс (вес. %).

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO₂	42.57	42.28	43.35	41.95	41.76	42.20	42.47	47.58	44.86	48.37	48.73
TiO₂	6.15	6.31	5.09	5.98	6.44	6.29	5.61	3.47	4.35	2.45	2.53
Al₂O₃	7.52	7.91	7.04	8.33	8.57	7.84	8.02	4.32	6.60	3.30	3.74
FeO*	9.36	9.52	9.23	9.60	9.99	10.41	9.27	9.03	9.37	9.11	9.88
Cr₂O₃	0.65	0.53	0.55	0.67	0.63	0.74	0.63	0.70	0.73	0.53	0.82
MgO	10.08	9.70	10.66	9.69	9.51	9.62	10.29	12.43	10.90	12.55	11.91
CaO	21.36	21.59	21.37	21.44	21.37	21.40	21.68	21.55	21.25	21.34	21.34
Na₂O	0.65	0.79	0.71	0.59	0.74	0.72	0.54	0.50	0.66	0.62	0.55
K₂O	0.05	0.06	0.03	0.04	0.04	0.03	0.04	0.03	0.04	0.04	0.04
MnO	0.90	0.77	0.76	0.61	0.73	0.66	0.67	0.77	0.83	0.97	0.83
NiO	0.00	0.03	0.04	0.00	0.00	0.02	0.02	0.00	0.00	0.00	0.11
ZnO	0.04	0.08	0.07	0.10	0.07	0.01	0.07	0.04	0.00	0.01	0.01
Сумма	99.33	99.57	98.90	99.00	99.85	99.94	99.31	100.42	99.59	99.29	100.49
	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
SiO₂	46.27	45.77	45.96	45.23	45.40	45.47	43.45	43.48	43.17	43.05	45.53
TiO₂	2.59	2.85	2.99	2.78	2.99	3.06	3.80	3.91	4.15	4.40	3.77
Al₂O₃	7.32	7.59	7.80	7.68	7.85	7.84	8.93	8.78	9.13	9.06	6.98
FeO*	7.49	7.07	7.16	7.16	7.20	7.04	7.83	8.16	8.67	9.14	9.65
Cr₂O₃	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	12.12	12.44	12.11	11.97	12.46	12.09	11.25	11.14	11.12	10.70	10.62
CaO	22.69	22.37	22.55	22.93	22.73	22.80	22.83	22.66	22.45	22.51	22.66
Na₂O	0.44	0.45	0.41	0.39	0.43	0.48	0.42	0.49	0.55	0.44	0.51
K₂O	0.04	0.02	0.03	0.03	0.04	0.05	0.03	0.03	0.03	0.05	0.03
MnO	0.03	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.05	0.00	0.09
NiO	0.05	0.01	0.06	0.00	0.03	0.00	0.04	0.01	0.01	0.00	0.00
ZnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Сумма	99.06	98.57	99.10	98.17	99.13	98.83	98.58	98.67	99.33	99.35	99.84
	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33
SiO₂	37.31	37.72	35.96	38.89	38.83	37.92	38.22	36.23	38.45	37.31	37.80
TiO₂	7.15	7.16	4.84	6.41	6.00	6.58	7.13	7.40	6.93	7.33	7.33
Al₂O₃	13.41	13.51	12.08	13.14	13.05	12.89	13.20	16.69	16.04	15.69	15.70
FeO*	14.51	14.86	21.79	14.83	14.52	18.21	14.16	21.61	22.49	18.31	17.67
Cr₂O₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	9.71	9.83	5.08	9.98	10.36	7.54	10.08	7.43	6.30	9.03	8.90
CaO	11.82	11.67	14.62	11.87	11.82	11.48	11.24	1.48	1.01	3.42	3.50
Na₂O	2.32	2.13	2.42	2.21	2.24	1.93	2.18	0.69	0.68	0.74	0.70
K₂O	2.26	2.17	2.06	2.14	2.27	2.43	1.99	7.82	8.03	7.34	7.02
MnO	0.08	0.06	0.25	0.03	0.05	0.23	0.08	0.25	0.17	0.16	0.19
NiO	0.00	0.00	0.02	0.04	0.01	0.02	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01
ZnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Сумма	98.54	99.11	99.12	99.55	99.16	99.24	98.30	99.59	100.11	99.35	98.81

Примечание: FeO* - суммарное железо. 1- 22 - клинопироксен; 23-29 – амфибол; 30-33 – биотит. Анализы минералов были выполнены в полированных шлифах на электронном микроанализаторе “Самебах-244” в Институте вулканологии, Петропавловск-Камчатский, 2003. Аналитик – Философова Т.М.

туфосилицитов. Отложения смагинской свиты перекрыты турон-кампанскими терригенными отложениями пикежской свиты. Незначительно развиты в районе миоценовые туфогенно-осадочные отложения, слагающие маломощные тектонические пластины. Меловые комплексы и миоценовые отложения несогласно перекрыты морскими плиоценовыми и четвертичными отложениями (рис. 1) [3].

Состав пород и минералов.

Нами было проведено петролого-геохимическое изучение базальтов, главных и аксессуарных минералов базальтов и расплавных включений в шпинели. Породы

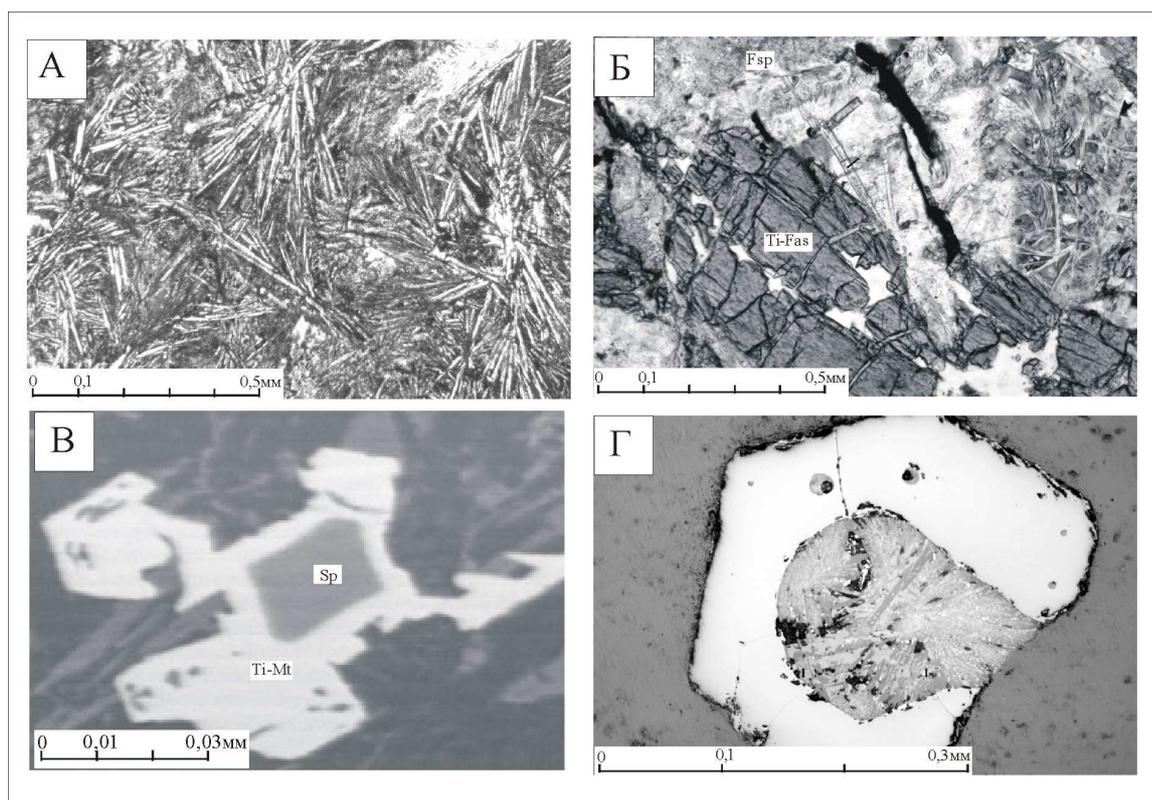


Рис. 2. Микрофотографии базальтов и шпинелей

А – звездчатая структура микролитов плагиоклаза в основной массе базальта; Б – вкрапленник титанистого фассаита в щелочном базальте (Ti-Fas – титанистый фассаит, Fsp – калиевый полевой шпат); В – зерно шпинели (Sp) в оторочке титано-магнетита (Ti-Mt); Г – расплавное включение в шпинели.

характеризуются афировыми и плагиоклаз-порфировыми и оливин-порфировыми структурами. Характерны звездчатая, сферолитовая, метельчатая структуры основной массы (Рис. 2, А). Микроскопически среди пород хорошо выделяются щелочные базальты, содержащие титанистый клинопироксен, калиевый полевой шпат, биотит и амфибол (Рис. 2, В). Пироксен щелочных базальтов характеризуется в шлифах сиреневым цветом. Особенности петрохимического и геохимического состава щелочных базальтов смагинской свиты детально рассмотрены в работах [10, 11; 15]. Среди базальтов Камчатского Мыса были выделены несколько геохимических типов - нормальные и деплетированные толеиты, обогащенные и щелочные высококальциевые базальты.

Щелочные базальты составляют 5-7% от общего объема вулканических пород в смагинской свите. По химическому составу они, так же как и по шлифам, достаточно резко отличаются от других базальтов Камчатского Мыса. Кроме повышенного содержания щелочей, прежде всего калия (до 3.2% K_2O), для них характерно высокое содержание фосфора (P_2O_5 – 0.49-0.56%). Для идентификации щелочных базальтов по

химическому составу содержание фосфора являлось наиболее важным критерием, поскольку содержания калия и натрия в некоторых образцах толеитовых базальтов также достаточно высоки из-за вторичных изменений. Отношение TiO_2/P_2O_5 в породах лежит в пределах 2.45-4.9, что также позволяет однозначно отличать щелочные базальты от других исследованных океанических пород. Высокие значения La_N/Sm_N и Zr/Y (3.12 – 4.08 и 7.9 – 10.0 соответственно) характерны для базальтов внутриплитных геодинамических обстановок (WPB) по [23, 24] (рис. 3), что позволило отнести изученные породы к образованиям океанических островов (ОИВ). Такой же вывод сделан на основе анализа других геодинамических диаграмм и по содержанию редкоземельных элементов в щелочных базальтах [10].

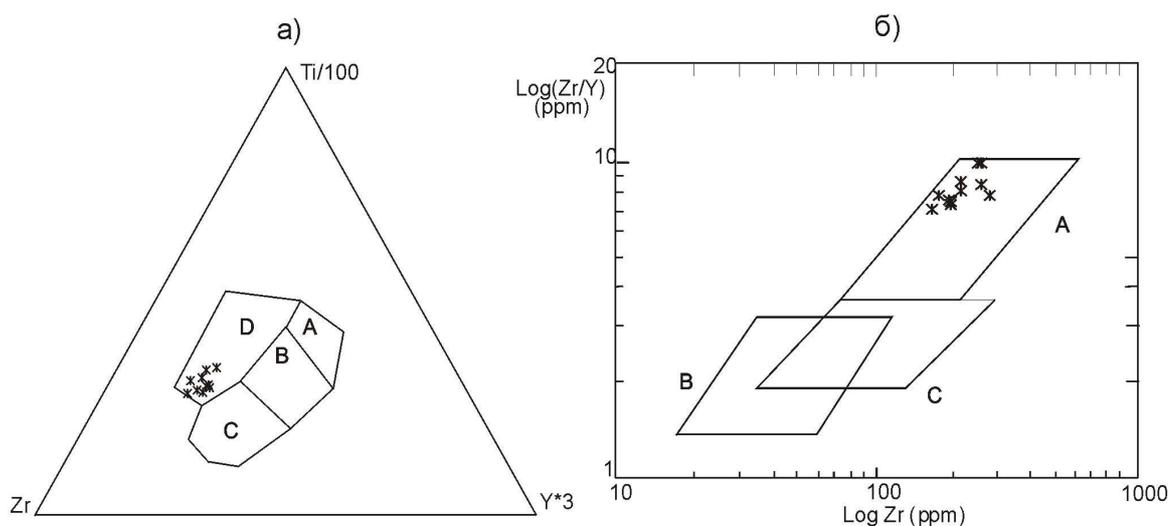


Рис. 3. Положение щелочных базальтов п-ова Камчатский Мыс на дискриминационных графиках.

A: Zr-3Y-Ti/100 (D – внутриплитные базальты, В – базальты дна океана, А и В - низкокальциевые толеиты островных дуг, В и С – известково-щелочные базальты островных дуг (по J.A. Pearce and J.R. Cann (1973) [23]);

В: Log Zr - Log (Zr/Y) (А – внутриплитные базальты, В – островодужные базальты, С - базальты срединно-океанических хребтов, по J.A. Pearce and M.J. Norry (1979) [24]).

Детально был изучен состав породообразующих и акцессорных минералов в различных геохимических типах базальтов. Измерения проводились в полированных образцах на электронном микроанализаторе “Самбах-244” в Институте вулканологии ДВО РАН. Ускоряющее напряжение 20 кВ, ток – 40 нА. Представительные анализы клинопироксенов, амфиболов и биотитов приведен в таблице 1. Клинопироксены в изученных базальтах имеют составы фассаитов с высоким содержанием титана (до 6.44% TiO_2), что сближает их с самыми титанистыми пироксенами на Земле из щелочных базальтов о-ва Таити [27]. Эти клинопироксены имеют также высокое содержание алюминия, отношение $100CaO/Al_2O_3$ лежит в основном в пределах 200-300, что по данным Г.В.Нестеренко и А.В.Арискина [7] соответствуют давлениям при кристаллизации 8-15 кбар. Это сопоставимо с условиями кристаллизации магм в континентальных рифтах. Среди Камчатских пород аналогичные по составу клинопироксены были определены в миоценовых тешенитах Кроноцкого перешейка [13]. Амфибол в щелочных базальтах представлен керсутитом с содержанием TiO_2 4.84-7.16% (табл. 1). Этот состав близок составу керсутита из тешенитов Кроноцкого перешейка [13].

**Химический состав шпинелей из щелочных и обогащенных базальтов п-ова Камчатский
Мыс (вес.%).**

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO₂	0.55	0.65	1.15	0.61	1.29	0.34	0.00	0.00	0.00	0.86
TiO₂	1.01	1.08	0.99	1.03	1.09	0.99	0.91	1.06	1.11	1.05
Cr₂O₃	21.04	18.64	18.09	18.23	18.55	20.98	20.28	21.02	21.54	18.59
Al₂O₃	40.32	43.11	43.43	42.60	42.20	39.67	39.74	38.36	40.02	41.78
FeO*	21.41	21.24	20.85	21.26	20.72	21.51	21.42	23.46	22.01	21.36
MnO	0.21	0.15	0.17	0.13	0.14	0.18	0.11	0.16	0.32	0.17
MgO	13.43	14.76	14.14	14.26	13.69	13.59	15.54	15.46	14.37	13.89
NiO	0.19	0.24	0.30	0.28	0.19	0.22	0.23	0.22	0.19	0.23
ZnO	0.13	0.00	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00	0.09	0.09
Сумма	98.43	99.92	99.19	98.51	98.00	97.54	98.29	99.79	99.71	98.12

	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
SiO₂	0.54	1.27	0.35	0.37	0.08	0.07	0.11	0.10	0.09	0.08
TiO₂	1.06	1.04	1.06	1.18	1.52	1.33	1.50	1.91	1.65	1.62
Cr₂O₃	18.81	17.67	21.15	19.77	32.72	31.71	31.74	33.29	32.79	33.15
Al₂O₃	42.43	43.04	39.50	40.63	26.98	27.69	27.82	27.68	27.68	27.85
FeO*	20.80	20.34	21.64	22.63	22.03	22.32	21.77	22.24	21.64	22.48
MnO	0.14	0.18	0.22	0.27	1.09	0.97	0.98	1.46	1.22	1.22
MgO	13.99	14.05	13.35	14.52	13.92	13.78	14.22	14.00	14.53	13.71
NiO	0.24	0.21	0.30	0.26	0.39	0.24	0.42	0.25	0.30	0.23
ZnO	0.02	0.16	0.04	0.00	0.21	0.15	0.17	0.15	0.23	0.22
Сумма	98.10	98.02	97.69	99.73	99.10	98.41	98.92	101.49	100.52	101.01

	21	22	23	24	25	26	27	28
SiO₂	0.08	0.09	0.00	0.00	0.84	0.00	0.00	0.01
TiO₂	1.50	1.45	1.46	1.65	7.00	1.59	1.58	1.73
Cr₂O₃	32.87	32.53	22.12	21.23	19.13	20.54	19.88	19.07
Al₂O₃	27.49	27.98	40.26	40.71	21.37	40.56	40.78	40.66
FeO*	21.43	21.67	21.07	21.42	41.18	22.12	23.20	23.85
MnO	1.12	1.12	0.18	0.13	0.59	0.19	0.22	0.16
MgO	14.03	14.49	16.80	17.24	8.90	16.58	15.38	15.57
NiO	0.43	0.30	0.01	0.00	0.00	0.09	0.05	0.05
ZnO	0.18	0.23	0.10	0.05	0.29	0.06	0.04	0.06
Сумма	99.61	100.41	102.00	102.54	99.92	101.89	101.23	101.41

Примечание: FeO* - суммарное железо. 1 – 14 – шпинель из щелочного базальта (обр. D213-17), 15 – 22 – шпинель из обогащенного базальта (обр. D206-5), 23 – 28 – шпинель из оливинового щелочного базальта (обр. 5527-1). Анализы минералов были выполнены в полированных шлифах на электронном микроанализаторе “Самебах-244” в Институте вулканологии и сейсмологии, Петропавловск-Камчатский, 2003 и 2005 гг. Аналитик – Философова Т.М.

Для биотита также характерна высокая титанистость (до 7.33% TiO₂) (табл. 1). Такой состав минералов подчеркивает высокотитанистый и щелочной характер рассматриваемых пород.

Интересные данные получены при анализе акцессорных зерен шпинели в образцах щелочного и обогащенного базальтов. Результаты микрозондовых анализов приведены в

табл. 2. В более крупных зернах шпинели был определен состав расплавных включений (Рис. 2, D). Наиболее титанистые шпинели выделены из образцов щелочных высококальциевых базальтов. Иногда зерна шпинели наблюдались в оторочке из титаномагнетита (рис. 2, C). Магнезиальность шпинелей ($Mg/(Mg+Fe^2)$) лежит в пределах

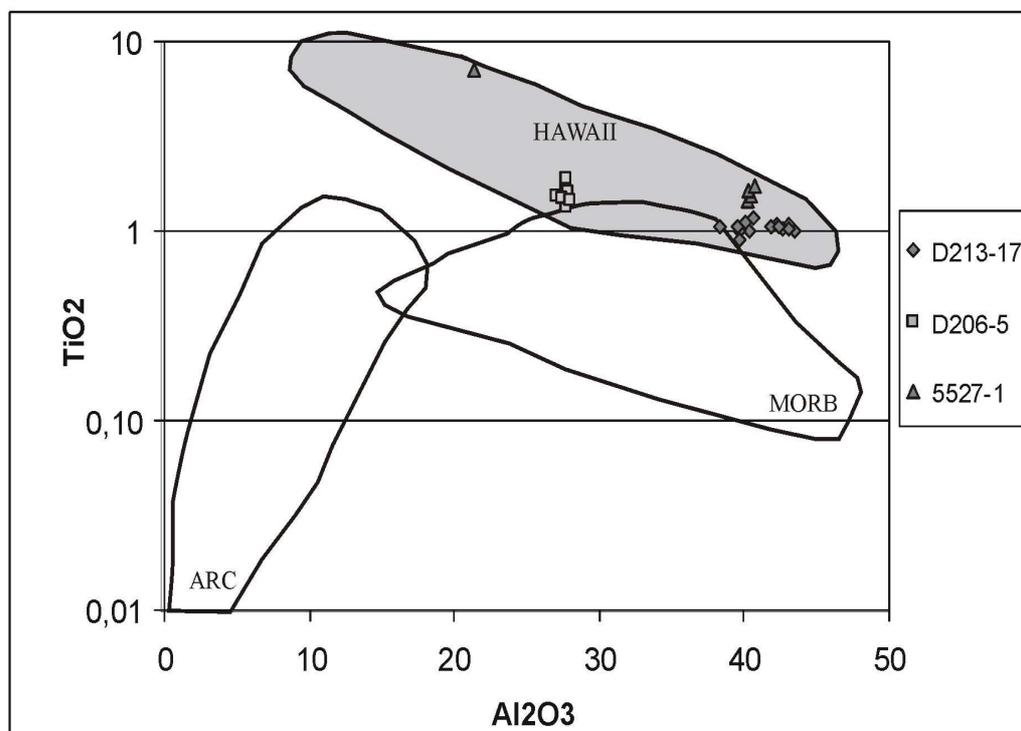


Рис. 4. Состав шпинелей из щелочных базальтов п-ова Камчатский Мыс в сравнении со шпинелями из базальтов различных геодинамических обстановок.

Образцы D213-17, D206-5 и 5527-1 – в соответствии с номерами образцов в табл. 2. Поля шпинелей из базальтов различных геодинамических обстановок: ARC – островных дуг, MORB - срединно-океанических хребтов по [20], HAWAII – шпинели из щелочных пород Гавайских островов по [12].

0.57-0.68 (кроме одного зерна), хромистость шпинелей ($Cr/(Cr+Al)$) в щелочных базальтах – 0.22-0.37, а в обогащенном – 0.43-0.45. Наиболее высоким содержанием титана характеризуются шпинели из щелочного оливинового базальта (обр. 5527-1), в одном из зерен содержание TiO_2 достигает 7%. Состав шпинели является хорошим индикатором для определения геодинамических обстановок и петрологических условий выплавления базальтов. От островодужных шпинелей все проанализированные зерна отличаются значительно большей глиноземистостью. Шпинели из образцов обогащенного и щелочных базальтов на диаграмме $Al_2O_3-TiO_2$ лежат в основном вне полей, очерченных В.С.Каменецким и др. [20] для шпинелей из базальтов островных дуг и срединно-океанических хребтов, оказываясь близкими некоторым шпинелям из щелочных пород Гавайских островов, выделенным А.В.Соболевым и И.К.Никогосяном [12] – рис. 4.

Состав шпинелей из толеитовых базальтов и расплавных включений в них детально рассмотрены в статье М.В.Портнягина и др. [9]. Шпинели толеитовых базальтов п-ова Камчатский Мыс отвечает по составу шпинелям из толеитов океанических рифтов. Составы расплавных включений расширяют поле составов изученных базальтов в область экстремально обедненных микроэлементами расплавов. Селективная обогащенность расплавов калием, стронцием, барием и легкими РЗЭ придают им сходство с обогащенными расплавными включениями из оливинов Мауна Лоа [26].

Геодинамическая обстановка формирования

Обобщая данные геохимических и минералогических исследований меловых базальтов п-ова Камчатский Мыс, а также учитывая состав ассоциирующих с ними осадков, можно сделать вывод об образовании пород в условиях внутриокеанического поднятия, связанного с деятельностью мантийного плюма. Ближайшими к Камчатке сходными образованиями являются гайоты северного звена Гавайско-Императорской

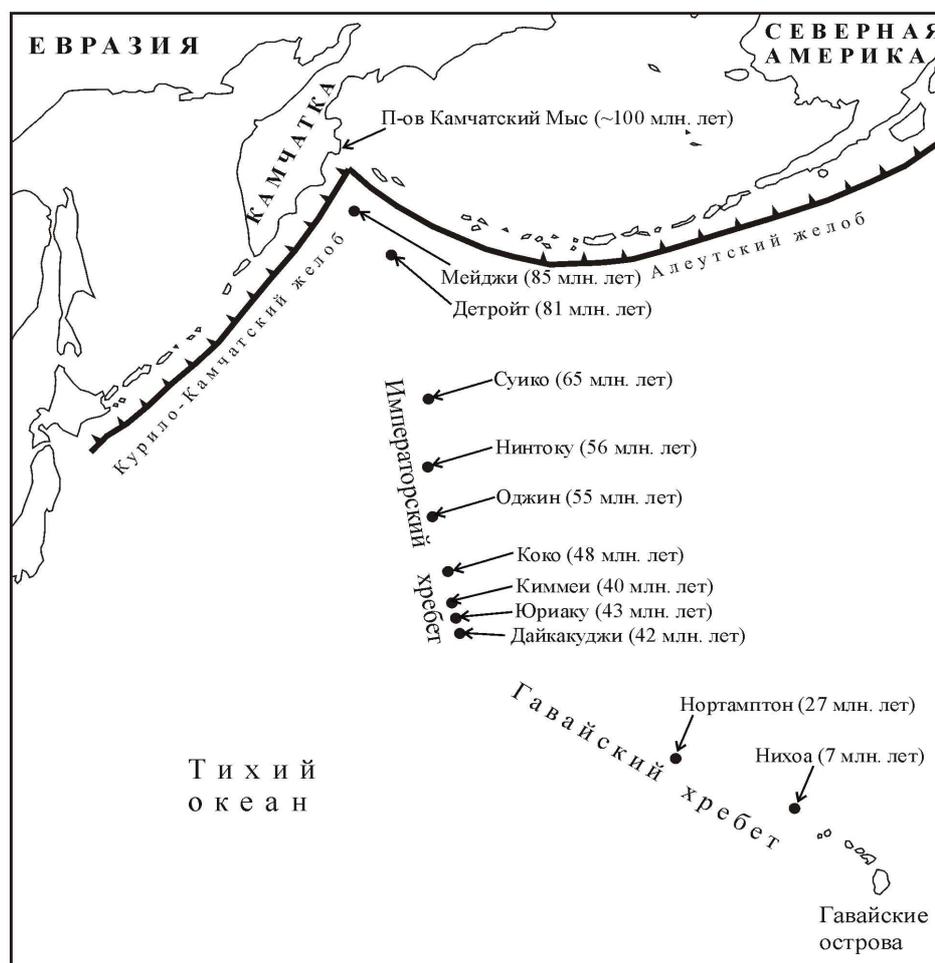


Рис. 5. Положение и возраст гайотов Гавайско-Императорской цепи по М. Regelous et al. [25].

вулканической цепи (Детройт и Мейджи). В пределах этих гайотов преобладают деплетированные базальты, близкие к N-MORB, что было объяснено нахождением Гавайского плюма под срединно-океаническим рифтом [21]. Возраст океанических образований на п-ове Камчатский Мыс закономерно продолжает возрастные датировки гайотов Императорского поднятия (рис. 5). Все эти данные позволяют предположить связь щелочных базальтов Камчатского Мыса с деятельностью Гавайского мантийного плюма в меловое время. Учитывая тесную ассоциацию толеитовых базальтов, по геохимическим характеристикам близких к MORB, с обогащенными и щелочными базальтами типа E-MORB и OIB, можно предположить, что они также формировались в обстановке срединно-океанического рифта с мантийным плюмом под ним. Этот вывод подтверждается также анализом расплавных включений в шпинелях, которые демонстрируют ультрадеплетированные составы, при этом селективно обогащенные литофильными элементами с крупными ионными радиусами. Эти особенности первичных

расплавов могут быть свидетельством присутствия в источниках магмы «плагиоклазового» компонента, описанного в магмах Гавайских островов [26].

Геодинамические реконструкции для позднекайнозойского времени предполагают приращение к Камчатке гетерогенных блоков с увеличенной мощностью коры и перескок зоны субдукции на восток примерно 6-10 млн. лет назад, что привело к зарождению молодого Восточно-Камчатского вулканического пояса, параллельного вулканическому поясу Срединного хребта [1]. Это позволяет объяснить, как наиболее древние образования Гавайско-Императорской вулканической цепи оказались в составе аккреционных блоков Восточной Камчатки.

Выводы

1. Состав минералов щелочных базальтов и расплавных включений в шпинелях из толеитовых базальтов, так же как геохимические характеристики самих пород, отражают геодинамические условия их формирования.

2. Меловые лавы с внутриплитными геохимическими характеристиками, развитые в офиолитовом комплексе п-ова Камчатский Мыс, сформировались в пределах спредингового хребта над мантийным плюмом.

3. На п-ове Камчатский Мыс реконструируются фрагменты продолжения Императорской вулканической цепи, связанные с меловой деятельностью Гавайского мантийного плюма.

Автор благодарен М.В.Портнягину за большую помощь при обсуждении данной работы и предоставлении аналитических материалов, а также Т.М. Философовой за помощь в проведении микрозондовых анализов. Работа выполнена при финансовой поддержке гранта ДВО РАН 05-III-08-110 и Российско-Германского проекта КОМЕХ-II.

Литература

1. **Авдейко Г.П., Попруженко С.В., Палуева А.А.** Тектоническое развитие и вулканотектоническое районирование Курило-Камчатской островодужной системы // Геотектоника. 2002. № 4. С. 64-80.
2. **Бояринова М.Е.** Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000, серия Восточно-Камчатская, листы О-58-XXVI, XXXI, XXXII. СПб, 1999.
3. **Бояринова М.Е., Вешняков Н.А., Коркин А.Г., Савельев Д.П.** Объяснительная записка к Государственной геологической карте Российской Федерации масштаба 1 : 200 000, серия Восточно-Камчатская, листы О-58-XXVI, XXXI, XXXII. СПб, 1999.
4. **Гуренко А.А., Соболев А.В., Кононкова Н.Н.** Щелочные рифтогенные базальты Исландии: новые данные по петрологии // Геохимия. 1991. № 9. С. 1262-1274.
5. **Дмитриев Л.В., Соболев А.В., Рейснер М.Г., Мелсон В. Дж.** Петрохимические группы закалочных стекол ТОР (толеиты океанических рифтов) и их распределение в Атлантическом и Тихом океанах // Под ред. Ю.М. Пушаровского. Магматизм и тектоника океана. 1990. М.: Наука. С. 43-108.
6. **Зинкевич В.П., Константиновская Е.А., Цуканов Н.В. и др.** Аккреционная тектоника Восточной Камчатки. М.: Наука, 1993. 272 с.
7. **Нестеренко Г.В., Арискин А.В.** Глубины кристаллизации базальтовой магмы // Геохимия. 1993. № 1. С. 77-87.
8. **Осипенко А.Б., Конилов А.Н., Савельев Д.П., Крылов К.А., Аникин Л.П.** Геология и петрология амфиболитов полуострова Камчатский Мыс, Восточная Камчатка // Петрология. 2005. Т. 13. № 4. С. 507-534.
9. **Портнягин М.В., Савельев Д.П., Хёрнле К.** Плюмовая ассоциация меловых океанических базальтов Восточной Камчатки: особенности состава шпинели и родоначальных магм // Петрология. 2005. Т. 13. № 5. С. 1-20.

10. **Савельев Д.П.** Внутриплитные щелочные базальты в меловом аккреционном комплексе Камчатского полуострова (Восточная Камчатка)// Вулканология и сейсмология. 2003. N 1. С. 14-20
11. **Савельев Д.П.** Меловые внутриплитные вулканы Восточной Камчатки: геологическая позиция и влияние на островодужный вулканизм // Геология и разведка. 2004. № 2. С. 16-19.
12. **Соболев А.В., Никогосян И.К.** Петрология магматизма долгоживущих мантийных струй: Гавайские острова (Тихий океан) и о-в Реюньон (Индийский океан) // Петрология. 1994. № 2. С. 131-168.
13. **Тихомирова С.Р.** Позднекайнозойские тешениты Восточной Камчатки // Докл. АН. 1994. Т. 335. № 5. С. 626-629.
14. **Федорчук А.В., Вишневская В.С., Извеков И.Н. и др.** Новые данные о строении и возрасте кремнисто-вулканогенных пород п-ова Камчатский Мыс (Восточная Камчатка) // Изв. вузов. Геология и разведка. 1989. № 11. С. 27-33.
15. **Федорчук А.В., Пейве А.А., Гулько Н.И. и др.** Петрохимические типы базальтов офиолитовой ассоциации п-ова Камчатский Мыс (Восточная Камчатка) // Геохимия. 1989. № 12. С. 1710-1718.
16. **Хотин М.Ю.** Эффузивно-туфово-кремнистая формация Камчатского Мыса (строение и положение в ряду других верхнемеловых формаций Камчатки). М.: Наука, 1976. 196 с.
17. **Avdeiko G.P.** On possible continuation of the Hawaiian-Emperor chain in Kamchatka // Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Washington, U.S. Government Printing Office. 1980. Vol. LV, p. 851-854.
18. **Bougault H. Dmitriev L.V. Shilling J.G. et al.** Mantle heterogeneity from trace elements MAR triple junction near 14°N // Earth Planet. Sci. Lett. 1988. V. 88. P. 27-36.
19. **Huang S., Regelous M., Thordarson T., Frey F. A.** Petrogenesis of lavas from Detroit Seamount: Geochemical differences between Emperor Chain and Hawaiian volcanoes // Geochem. Geophys. Geosyst. 2004. Q01L06 doi:10.1029/2004 GC000756.
20. **Kamenetsky V.S., Crawford A.J., Meffre S.** Factors Controlling Chemistry of Magmatic Spinel: an Empirical Study of Associated Olivine, Cr-spinel and Melt Inclusions from Primitive Rocks // J. Petrology. 2001. Vol. 42. № 4. P. 655-671.
21. **Keller R.A., Fisk M.R., White W.M.** Isotopic evidence for Late Cretaceous plume-ridge interaction at the Hawaiian hotspot // Nature. 2000. V. 405. P. 673-676.
22. **Keller R.A., Graham D.W., Farley K.A., Duncan R.A. and Lupton J.E.** Cretaceous-to-recent record of elevated $^3\text{He}/^4\text{He}$ along the Hawaiian-Emperor volcanic chain // Geochem. Geophys. Geosyst. 2004. Q12L05, doi:10.1029/2004GC 000739.
23. **Pears J.A., Cann J.R.** Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analysis // Ibid. 1973. Vol. 19. № 2. P. 290-300.
24. **Pears J.A., Norry M.J.** Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks // Contribs Mineral. and Petrol. 1979. Vol. 69. № 1. P. 33-47.
25. **Regelous M., Hofman A.W., Abouchami W., Galer, S.J.G.** Geochemistry of lavas from the Emperor Seamounts, and the geochemical evolution of Hawaiian Magmatism from 85 to 42 Ma // Journal of Petrology. 2003. Vol. 44. P. 113-140.
26. **Sobolev A.V., Hofmann A.W., Nikogosian I.K.** Recycled oceanic crust observed in "ghost plagioclase" within the source of Mauna Loa: Nature. 2000. V. 404. P. 986-990
27. **Tracy R.J., Robinson P.** Zoned titanite in alkali olivine basalt from Tahiti and the nature of titanium substitution in titanite // Amer. Miner. 1977. Vol. 62. P. 634-645.
28. **Wood D.A.** The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province // Earth and Planet. Sci. Lett. 1980. Vol. 50. P. 11-30.

Особенности минералогии щелочных базальтоидов из терригенно-вулканогенно-кремнистых комплексов Центрального Сихотэ-Алиня

Петухова Л.Л., Войнова И.П., Приходько В.С.

ИТиГ им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск, vladimir@itig.as.khb.ru

Рассмотрены особенности минералогии щелочных базальтоидов из двух геологических разрезов (Ануйский, Барахтинский) терригенно-вулканогенно-кремнистых комплексов Центрального Сихотэ-Алиня. Базальты и пикробазальты рассматриваемых разрезов характеризуются значительными вариациями составов. Они относятся к щелочной серии и подразделяются на натровый и калиевый типы. Натровые разности развиты в Ануйском разрезе, калиевые – в Барахтинском. Вкрапленниками вулканитов являются преимущественно клинопироксены, реже слюды, амфиболы, оливины, заключенные в основной массе, сложенной микролитами клинопироксенов, стеклом, рудной сыпью. В калиевых разностях базальтоидов спорадически встречаются мегакристаллы амфибола. Клинопироксены относятся к авгитам и титаноавгитам. В пироксенах из натровых разностей отмечены более высокие содержания титана. Амфиболы из вулканитов Ануйского (мегакристаллы) и базальтоидов Барахтинского (вкрапленники и микролиты) разрезов представлены высокотитанистыми керсутитами, причем в первых установлены существенно более высокие содержания железа и калия. Слюды представлены железистыми флогопитами и магнезиальными биотитами. Рудными минералами вулканитов являются ильмениты и титаномагнетиты. Полученные минералогические данные указывают на специфические условия мезозойской магматической деятельности во внутриплитных обстановках Тихого океана.

Введение

С целью изучения эволюции мезозойского океанического магматизма и реконструкции хода аккреции на Тихоокеанской окраине Азии рассмотрены, на примере двух геологических разрезов (Ануйский, Барахтинский), минералогические особенности вулканитов терригенно-вулканогенно-кремнистых комплексов аккреционных призм Центрального Сихотэ-Алиня.

Геологическая ситуация

Покровно - складчатые сооружения Центрального Сихотэ-Алиня были сформированы в мезозое в результате процессов аккреции и последующих тектонических преобразований. Рассматриваемая аккреционная система сложена линзовидными пакетами терригенно-вулканогенно-кремнистых комплексов триасово-юрского возраста, включенными в позднеюрско-раннемеловой турбидитовый матрикс (рис. 1).

Ануйский разрез. На водоразделе рек Ануй и Хор ассоциация вулканических и кремнистых образований слагает тектонически ограниченную линзу среди переслаивающихся алевролитов и песчаников, юго-восточной частью надвинутую на терригенную толщу. Вулканическая толща представлена в основном потоками лав пикробазальтов (авгитов), мощностью до десятков метров, иногда с шаровой отдельностью. Разрез характеризуется северо-восточными простираниями и крутыми падениями слоев на юго-восток и северо-запад. Толща дизъюнктивно дислоцирована, что

проявляется в многочисленных зонах дробления также северо-восточного простирания, по которым породы интенсивно катаклазированы, окварцованы и лимонитизированы (рис. 2).

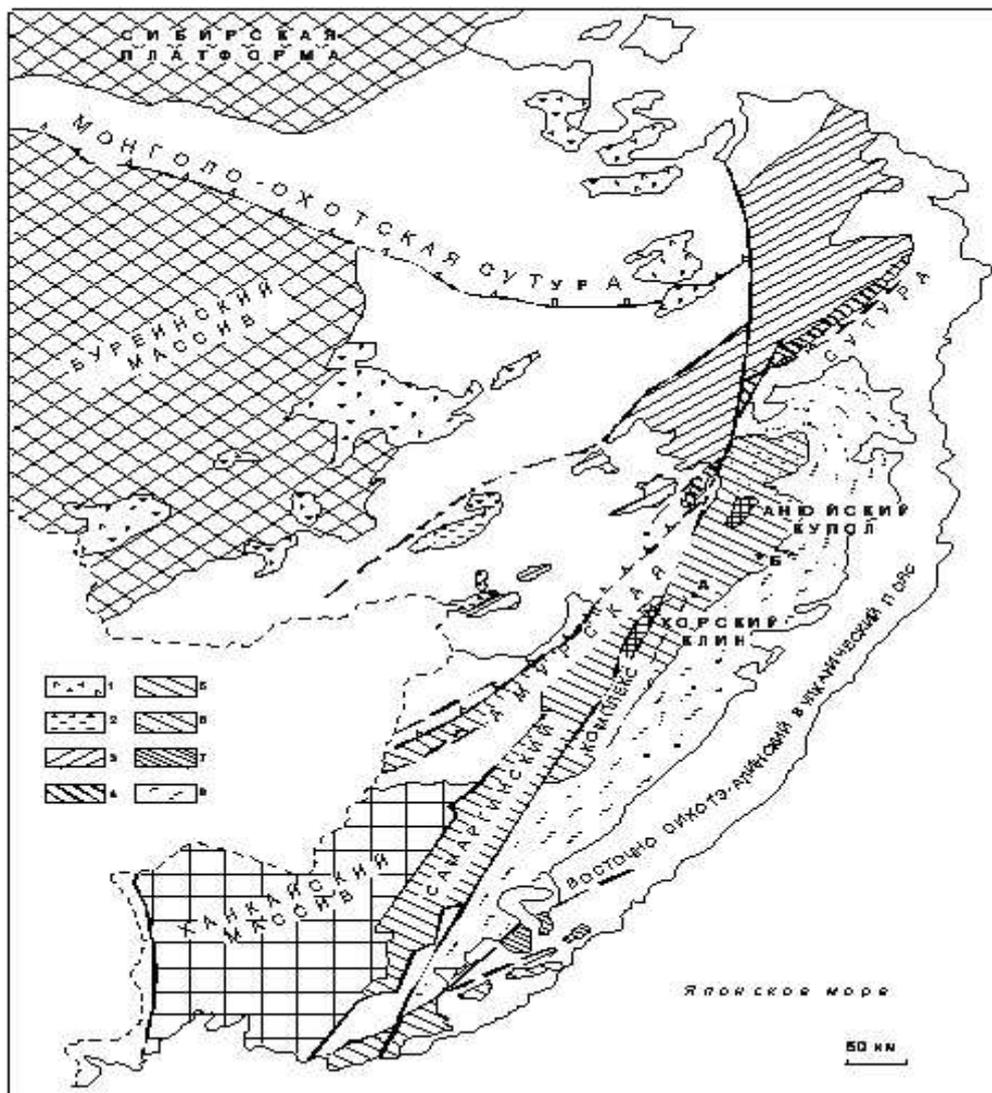


Рис. 1. Юрские и раннемеловые аккреционные структуры Дальнего Востока (по материалам Натальин Б.А., Фор М., 1991)

1.- Хингано-Охотский вулканно-плутонический пояс. 2-4-аккреционный клин Хингано-Охотской активной континентальной окраины: 2-хабаровский комплекс, 3-амурский комплекс, 4-киселевско-маноминский комплекс; 5-юрский аккреционный комплекс Сихотэ-Алиня; 6-то же, но с включениями триасовых известняков; 7-раннемеловой аккреционный комплекс Сихотэ-Алиня; 8- раннемеловой терригенный прогиб. А- Анюйский участок. Б- Барахтинский участок.

Барахтинский разрез. В среднем течении р. Анюй в составе терригенно-вулканогенно-кремнистой ассоциации также развиты основные породы, сходные по облику и петрографическим характеристикам с вулканитами из Анюйского разреза. Здесь наблюдаются вулканические постройки, возникшие в результате многократных подводных извержений. Они сложены потоками чередующихся диабазов, миндалекаменных базальтов, гиалобазальтов и гиалокластитов. Мощность потоков от первых метров до десятков метров. Некоторые из базальтовых потоков обладают отчетливо выраженной подушечной отдельностью. Вулканические постройки размещаются среди разнообразно окрашенных кремнистых и кремнисто-глинистых

сланцев с приграничными фациальными переслаиваниями вулканических и кремнистых пород (рис.3).

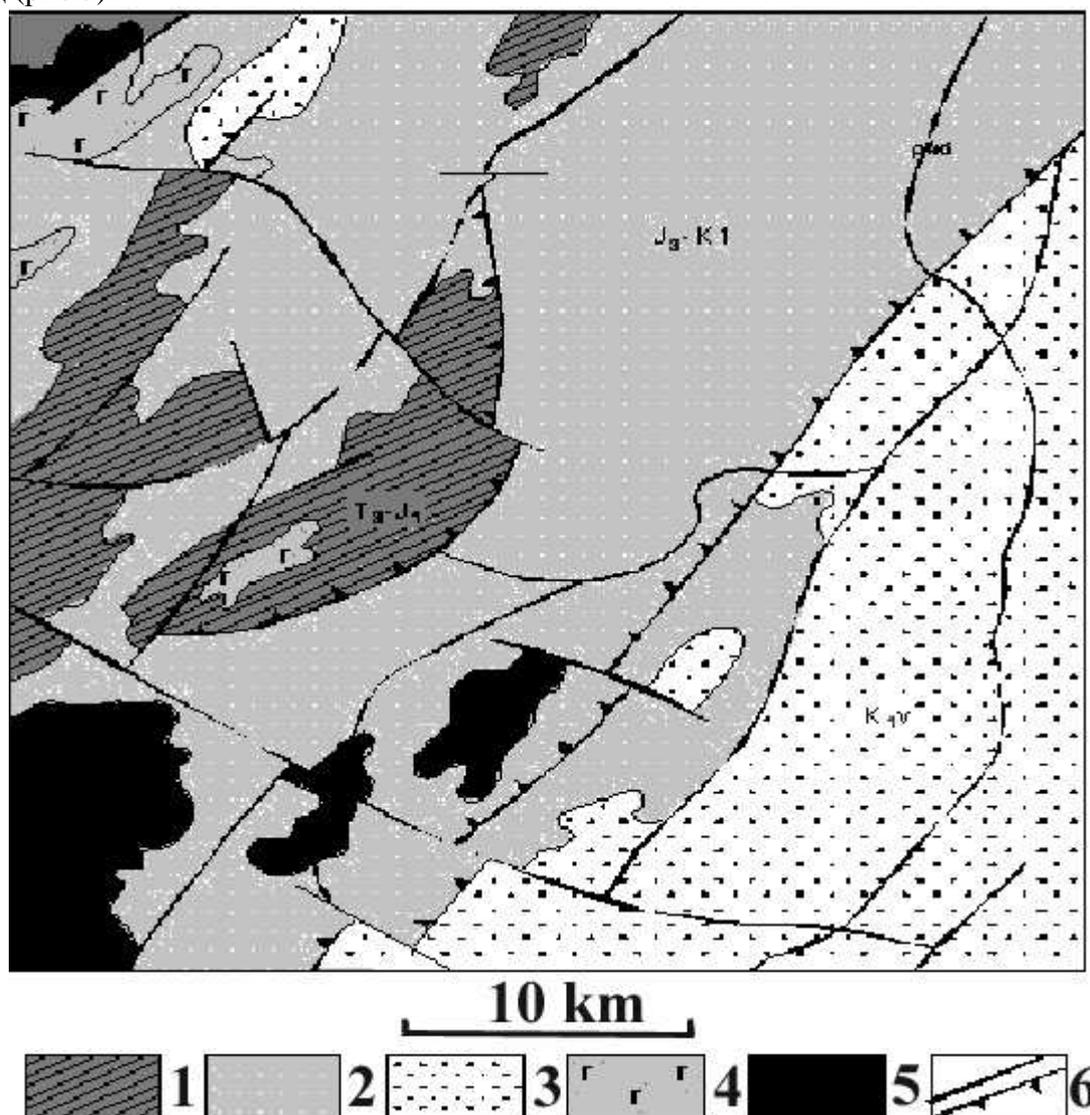


Рис. 2. Геологическая схема Анюйского участка.

1- 2- образования Самаркинского аккреционного комплекса: 1-вулcano-кремнистые образования джаурской свиты (ТЗ-Ј1), 2-терригенные отложения (ЈЗ-К1); 3-терригенные образования Журавлевско-Тумнинского прогиба, 4-базальты в составе вулканогенно-кремнистых комплексов (ТЗ-Ј1), 5- граниты Хунгарийского комплекса, 6-разломы(а), в том числе надвиги(б).

Методика исследований

Характеристика базальтоидов аккреционных комплексов дана на основе данных по петрографии, петрохимии и геохимии пород и химического состава породообразующих и акцессорных минералов. Химический состав минералов получен на микроанализаторе «Самбах» в ИВ ДВО РАН (аналитик Чубаров В.М.).

Петрогеохимическая и петрографическая характеристики

Базальты и пикробазальты (авгититы) рассматриваемых разрезов характеризуются значительными вариациями составов (SiO_2 от 39% до 50%; MgO от 5% до 15% TiO_2 - от 3% до 7%) (табл. 1). Вулканиты принадлежат щелочной серии (сумма щелочей изменяется от 3 до 9 мас. %) и подразделяются на натровый и калиевый типы с отношениями $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$, равными 0,3 – 0,55 и 2 – 2,5, соответственно. Натровые разности развиты в

Аньюйском разрезе, калиевые – в Барахтинском. Описываемые породы относятся к ферро-титановому типу. Геологическая ситуация нахождения вулканитов, положение фигуративных точек их составов на дискриминационных геодинамических диаграммах (факторная диаграмма Дж. Пирса, TiO_2-K_2O , $Zr/4-2Nb-Y$, $Zr-Ti/100-3Y$, $Nb-Zr$), характер распределения малых элементов свидетельствует, что они сформировались в океанической внутриплитной обстановке, а затем в ходе процесса субдукции были аккрецированы [2].

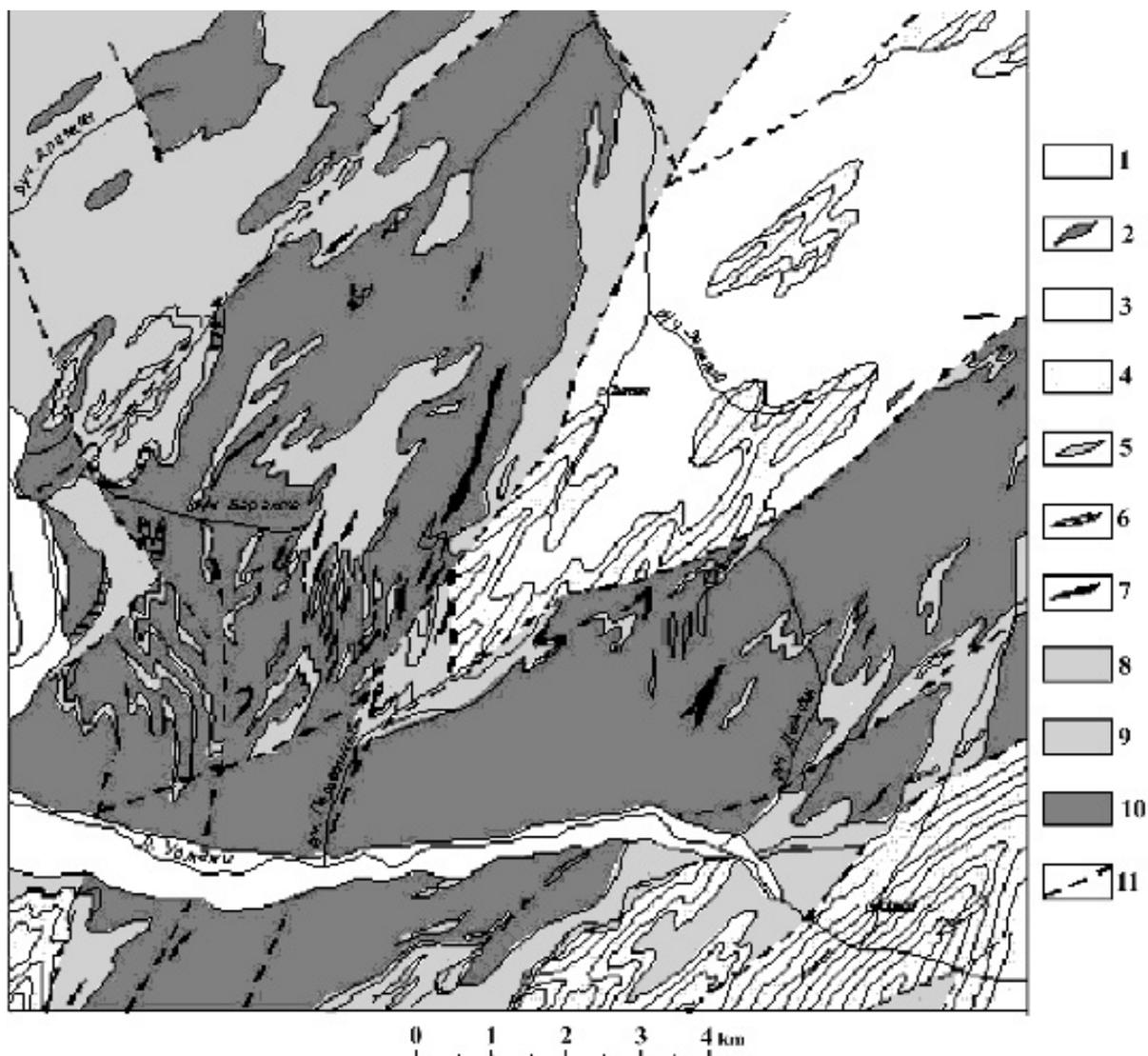


Рис.3. Геологическая схема Барахтинского участка.

1-четвертичные отложения, 2- преимущественно кремнистые породы (нижняя подсвита) джаурской свиты (ТЗ-11), 3- преимущественно кремнисто-глинистые породы (верхняя подсвита), 4-спилиты, диабазовые порфириды, авгититы, их туфы и гиалокластиты, 5-силлы и дайки диабазов и диабазовых порфиридов, 6-силы и дайки меймечитов и перидотитов, 7- силы и дайки авгититов, мончикитов, камптонитов, 8-терригенные отложения (J3-K1), 9-валанжинские (K1v) песчаники и конгломераты, 10-гранит-порфиры и липариты, 11-разрывные нарушения

Вулканиты терригенно-вулканогенно-кремнистого комплекса представлены лавами, реже лавобрекчиями пикробазальтов. Структура пород варьирует с постепенными переходами от афировой тонкозернистой до крупнопорфировой. Тонкозернистые афировые разности чаще слагают дайки, порфировые лавы – потоки, иногда с шаровой и скорлуповатой отдельностью. Текстура пород

миндалекаменная, реже плотная, массивная. В порфировых разностях вкрапленники составляют до 30% объема пород.

Таблица.1.

Средние содержания породообразующих оксидов (вес. %) и малых элементов (ppm) в пикритах и пикробазальтах Анюйского и Барахтинского разрезов.

Компонент	Анюйский разрез			Барахтинский разрез
	пикриты	пикробазальты тонкозернистые	пикробазальты	пикробазальты
SiO ₂	45.86	36.51	44.65	43.45
TiO ₂	3.24	5.60	4.96	3.67
Al ₂ O ₃	6.12	6.55	10.50	13.30
FeO	13.18	14.77	13.86	14.20
MnO	0.12	0.15	0.14	0.34
MgO	18.50	8.67	8.27	8.04
CaO	10.55	23.69	11.43	10.27
Na ₂ O	0.40	0.30	2.95	1.72
K ₂ O	0.43	0.14	1.17	3.85
P ₂ O ₅	0.46	0.89	0.75	1.73
Сумма	98.86	97.27	98.68	100.57
Sr	226	442	913	615
Rb	8	<3	30	102
Zr	214	398	436	498
Nb	46	78	89	146
Cu	130	70	180	
Ba		230	1657	4170
Th	3	11	10	13.6
Y	11.5	32	30.5	53.45
Li		2	3	
Cs		<2	<2	21.8
Ta	<20	<20	<20	10
Hf	<30	<30	<30	13
n	9	6	5	11

Вкрапленниками порфировых разностей являются, преимущественно, клинопироксены, реже слюды, амфиболы, оливины, заключенные в основной массе. В калиевых разностях вулканитов спорадически встречаются крупные обособленные кристаллы амфибола [1]. Основная масса сложена микролитами клинопироксенов, стеклом, рудной сыпью. Соотношение между компонентами и степень раскристаллизации основной массы не постоянны, поэтому меняется и структура пород. Стекло серо-зеленое, бурое. В более раскристаллизованных разностях в основной массе появляются участки, сложенные полевым шпатом, иногда бариевым, пронизанные удлиненными кристаллами амфибола, биотита, «иголками» рудного минерала, сфена, иногда радиальной направленности. Афировые разности имеют облик, сходный с основной массой порфировых вулканитов.

Минералогия

Клинопироксен образует вкрапленники нескольких генераций. Наиболее крупные (до 1см) вкрапленники - единичные или образующие сростки, иногда разбиты трещинами, по которым происходило смещение блоков и замещение их основной массой. Пироксены более поздних генераций составляют серию мелких вкрапленников, замещенных вторичными минералами, преимущественно хлоритом. Крупные зерна клинопироксенов, как правило, зональны. По химическому составу рассматриваемые минералы относятся к

авгитам, титанавгитам или фассаитам. Составы пироксенов-вкрапленников и основной массы вулканитов натрового ряда следующие: f_{16-23} ; Wo_{48-50} ; $En_{39,5-43}$; Fs_{8-12} и f_{25-33} ; Wo_{47-50} ; $En_{35-39,7}$; $Fs_{12-17,5}$, соответственно (рис.4). Пироксены пикробазальтов калиевого ряда имеют следующий состав: f_{24-26} ; $Wo_{48,5-49,5}$; $En_{37,5-38,5}$; $Fs_{12,5-13,5}$ и $f_{28-33,5}$; $Wo_{50-51,5}$; En_{33-36} ; $Fs_{13,5-15}$, соответственно (рис.4). Характерной особенностью пироксенов является высокое содержание кальция, что свойственно минералам щелочных серий. На это же указывает направление вариаций составов клинопироксенов из изученных базальтоидов, которое соответствует кристаллизационным трендам пироксенов щелочной серии вулканических пород Гавайских островов (см. рис. 4). Составы внешних кайм зональных пироксенов близки составам клинопироксенов основной массы.

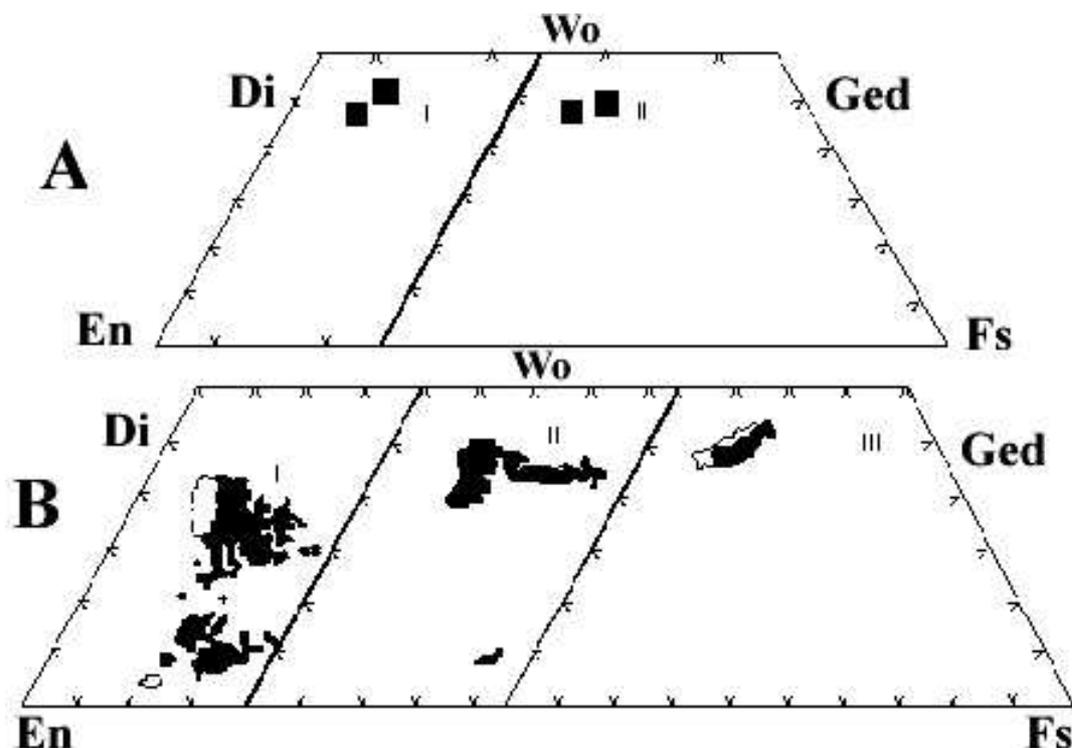


Рис.4. Диаграмма составов клинопироксенов вулканических пород

А- составы клинопироксенов базальтоидов Анюйского (I) и Барахтинского (II) разрезов;
 Б- составы клинопироксенов вулканических пород Гавайских островов (Fodor, Keil, 1979), толеитовой (I), субщелочной (II) и щелочной (III) серий.

Пироксены калиевых базальтоидов (Барахтинский разрез) обладают устойчиво более низкими содержаниями титана (рис.5). Главное направление общей эволюции моноклинных пироксенов рассматриваемых базальтов из двух разрезов проявляется в накоплении титана, а также алюминия и железа. Возрастание этих элементов приводит к уменьшению содержания магния, кремнезема и, отчасти, кальция. Обращает на себя внимание, что фигуративные точки составов клинопироксенов натровых базальтоидов (Аньюйский разрез) формируют два тренда, один из которых характеризуется существенно более интенсивным накоплением титана, начиная с содержания SiO_2 в них около 50 вес.%, при практически постоянных количествах алюминия и железа (рис.5). Оливин во вкрапленниках базальтоидов встречается крайне редко и нацело замещен кальцитом, цеолитом, серпентинитом, иддингситом, хлоритом с опацитовой каймой. Очень редки мелкие вкрапленники плагиоклазов.

Амфибол, образующий в калиевых разностях обособленные кристаллы значительных размеров (мегакристаллы), имеет призматический габитус, совершенную

спайность по (110). По составу относится к титанистым керсутитам (табл.2). В них наблюдается низкая, но устойчивая примесь хрома. Амфиболы-вкрапленники натровых

Таблица 2.

Составы амфиболов (вес.%) базальтоидов из аккреционных комплексов Центрального Сихотэ-Алиня

Компоненты	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	38.05	39.01	39.43	40.97	42.23	40.25
TiO ₂	4.35	3.94	4.06	4.57	4.53	4.68
Al ₂ O ₃	13.68	13.03	12.76	13.95	14.30	14.23
FeO	12.81	12.74	12.73	6.13	6.47	6.36
Cr ₂ O ₃	0.01	0.01	0.01	<0.01	<0.01	<0.01
MnO	0.17	0.18	0.17	0.12	0.14	0.13
MgO	11.65	11.39	11.4	14.93	15.38	15.12
CaO	10.05	10.47	10.51	11.56	11.91	11.75
Na ₂ O	2.86	2.8	2.82	3.09	2.66	2.84
K ₂ O	2.03	1.94	2.01	0.31	0.32	0.33
Сумма	95.66	95.51	95.90	95.63	97.94	95.69

Примечание: 1 - 3 - керсутиты - мегакристаллы из вулканитов Барахтинского разреза; 4 - 6 - керсутиты - вкрапленники из вулканитов Анюйского разреза.

вулканитов представлены удлиненно-призматическими, игольчатыми зернами и агрегатами зерен, часто заключенных в хлоритизированном стекловатом или полевошпатовом базисе. Содержание TiO₂ в амфиболах колеблется в широких пределах (3,5%-7,5%), причем в наиболее титанистых разновидностях содержится и максимальные количества калия. Как следует из результатов химических анализов амфиболов (см. табл.2) из калиевых и натровых разновидностей вулканитов, между ними существуют определенные различия в содержаниях железа, магния и калия, обусловленные, вероятно, как составом исходных расплавов, так и P-T условиями кристаллизации. Густо окрашенная

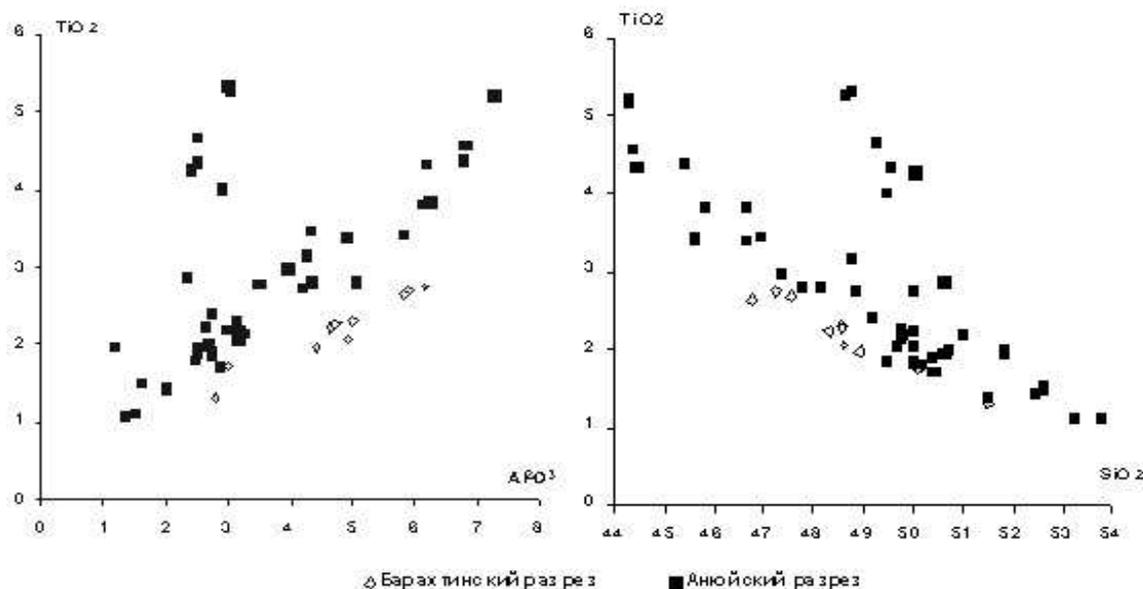


Рис.5. Соотношения TiO₂(вес%) с SiO₂ (вес.%) и Al₂O₃(вес.%) в пироксенах базальтоидов

коричневая слюда (табл. 3) встречается в порфириковых, часто брекчированных разновидностях вулканитов, иногда образуя крупные (до 1 см) вкрапленники. Биотит основной массы базальтоидов имеет очень высокую железистость (f = 60%). Различия в составах слюд калиевых и натровых вулканитах незначительны. Отмечаются устойчиво более низкие

содержания Ti в слюдах калиевой серии, что связано химизмом базальтоидов (табл. 3). Наиболее магнезиальные разности слюд рассматриваемых пород соответствуют наиболее железистым представителям слюд лампроитов.

Таблица 3.

**Состав слюд (вес.%) базальтоидов из аккреционных комплексов
Центрального Сихотэ-Алиня.**

Компоненты	1	2	3	4	5	6	9	10
SiO ₂	34.78	36.68	35.38	35.96	35.74	34.33	34.51	34.89
TiO ₂	5.73	5.60	5.81	5.73	5.69	6.13	4.13	5.36
Al ₂ O ₃	14.87	15.13	15.02	14.22	14.58	14.82	15.79	15.04
FeO	18.65	20.08	20.57	19.32	19.78	23.35	20.6	22.84
MnO	0.11	0.19	0.15	0.21	0.15	0.27	0.29	0.45
MgO	11.27	9.92	9.67	9.25	11.37	8.23	11.69	8.98
CaO	0.26	0.93	0.24	0.51	0.15	0.43	0.02	0.02
Na ₂ O	0.05	0.07	0.02	<0.01	0.05	<0.010	0.26	0.33
K ₂ O	8.36	8.31	8.5	9.07	9.02	9.14	8.57	8.58
H ₂ O	3.88	3.99	3.91	3.87	3.96	3.88		
Сумма	97.96	100.91	99.27	98.14	100.49	100.58	95.87	96.49

Примечание: 1-6- вулканы Аннойского разреза. 9-10- вулканы Барахтинского разреза. Содержания Cr₂O₃ и NiO ниже предела обнаружения.

Рудные минералы представлены железо-титанистыми оксидными минералами. Титаномагнетиты образуют крупные вкрапленники, самостоятельные, или включенные в авгиты и образующие с ними иногда сростки. Крупные кристаллы в центре часто замещены сфеном. Ильменит является одним из главных минералов основной массы, образуя зерна неправильной формы. Он практически не содержит MgO при повышенном содержании пиррофанитового минала (MnO – до 4 мас.%).

Выводы

Рассматриваемые вулканы из двух пространственно разобщенных геологических разрезов покровно-складчатых сооружений Центрального Сихотэ-Алиня, занимая промежуточное положение между мафитами и ультрамафитами, представляют собой довольно своеобразную группу пород, что подтверждается особенностями их минералогии. Плагноклаз практически отсутствует среди вкрапленников и основной массы, а доминирующими минералами этих пород выступает авгит-титанавгит и железо-титанистые оксиды. Обилие амфиболов и слюд в этих вулканах предполагает высокое содержание воды в родоначальных расплавах. Различия в составах клинопироксенов и слюд калиевых и натровых базальтоидов обусловлены их химизмом, а составы амфиболов зависели также от P-T условий кристаллизации. Приведенные данные по минералогии указывают на специфический характер мезозойской магматической деятельности во внутриплитных обстановках Тихого океана.

Литература

1. Приходько В.С., Абрамова Е.Е., Романенко И.М. Ультраосновные включения и мегакристаллы амфибола в юрских базальтоидах Сихотэ-Алиня // Докл. АН СССР, 1979, т.249, №4, с. 931-934.
2. Войнова И.П., Приходько В.С. Вулканы в аккреционных призмах: геодинамические обстановки формирования (Ц. Сихотэ-Алинь). // Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма. Материалы XXXII Тектон. совещ. - М., 1999. Т.1. С.139-141.

Минеральные ассоциации жильного комплекса Бираинской карбонатитовой дайки (Восточная Сибирь)

Конев А.А.¹, Конева А.А.², Карташов П.М.³, Суворова Л.Ф.², Ущাপовская З.Ф.¹

¹ *Институт Земной Коры СО РАН, Иркутск, annak@igc.irk.ru*

² *Институт Геохимии СО РАН, Иркутск*

³ *ИГЕМ РАН, Москва, pmk@igem.ru*

Бираинская карбонатитовая дайка, обнаруженная и исследованная геологами Иркутского Геологического управления 15 лет назад, оказалась исключительно интересной в минералогическом отношении особенно после выявления в ореоле этой дайки жильных пород, почти нацело состоящих из новых минералов. По главным пороодообразующим минералам среди жильных пород выделяются кордилитовые, бенстонитовые, норсетитовые, а также баритовые и железисто-доломитовые. В целом на Бираинском редкоземельно-редкометалльном рудопроявлении выявлено более 100 минералов, причем каждый пятый из них – это потенциально новый минеральный вид. По своему генетическому типу рудопроявление близко к редкометалльно-редкоземельному месторождению Боян Обо, КНР.

Введение

Бираинская карбонатитовая дайка и связанное с ней редкометалльно-редкоземельное рудопроявление находятся в 140-150 км от города Бодайбо в Иркутской области на юго-восточной окраине Витимо-Патомского нагорья (рис.1). Дайка прослежена с небольшими перерывами на 20 км. Формирование ее происходило в среднем палеозое и она сечется верхнепалеозойскими гранитоидами. Залегает в докембрийском гнейсово-сланцевом основании. Мощность дайки вместе с окружающими ее фенитами варьирует от 10 до 300м. Карбонатиты в основном представлены железисто-доломитовыми и, в меньшей степени, кальцитовыми разностями, которые нередко постепенно переходят в фениты, через их карбонатизированные разновидности. Отмечается широко проявленная альбитизация фенитов и, видимо, связанное с этим процессом развитие монацитовой минерализации. Вокруг карбонатитового тела, среди фенитов, развиты жильные образования, часто весьма оригинального состава, среди которых по главным пороодообразующим минералам выделяются: кордилитовые, бенстонитовые, норсетитовые, торнебомитовые, баритовые и железисто-доломитовые. Более детально геологическая позиция Бираинской карбонатитовой дайки приведена в литературе [3,4,5], но в то время жильные породы еще не были известны.

Минеральный состав

Минеральный состав в целом на рудопроявлении весьма разнообразен. В настоящее время здесь зафиксировано уже более 100 минералов, причем каждый пятый из них – это новый минеральный вид. В основном это редкоземельные и редкометалльные минералы – силикаты, карбонаты, оксиды (табл.1). Минеральный состав жильных пород отражен в таблице 2.

Кордилитовые породы отмечены в ряде маломощных жил до 10 см мощности. Одна из них, лучше изученная 7 см толщины, залегает субсогласно с напластованием фенитов.

Она зональна – в центре развита зона с преобладанием кордилита, а ближе к краям идут зоны разнообразного состава. В зальбандах преобладают амфиболы и отмечены новые

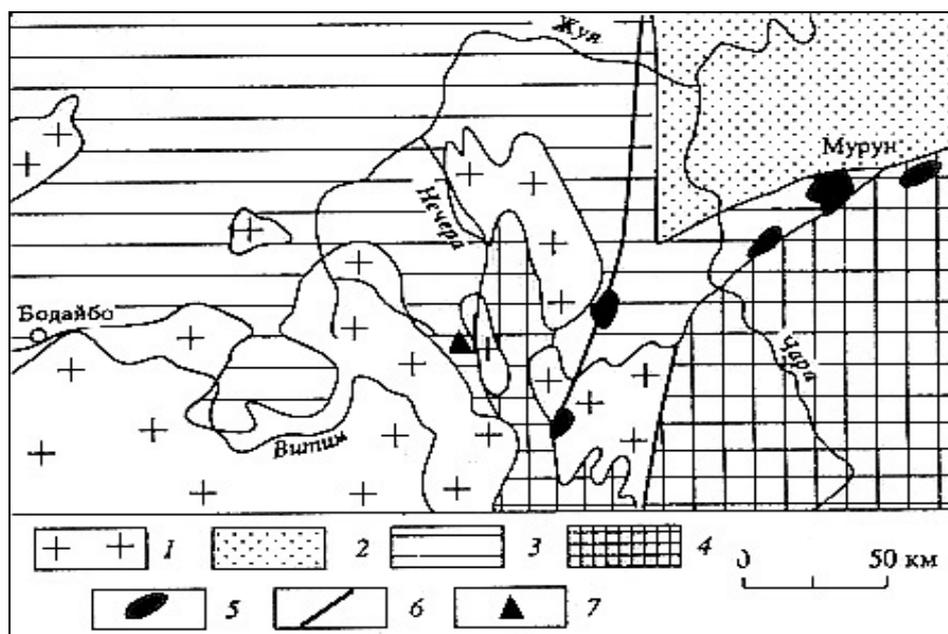


Рис.1. Геологическая схема района Бираинского рудопроявления

1 – массивы гранитоидов различного возраста; 2 – кембрийские отложения северного склона Алданского щита; 3 – верхнепротерозойские отложения; 4 – нижнепротерозойско-архейские образования; 5 – массивы щелочных пород алданского комплекса; 6 – зоны разломов по границе Алданского щита и Витимо-Патомского нагорья; 7 – местоположение Бираинского рудопроявления

Таблица 1.

Минералы жильных пород Бираи

Кордилит-(Ce)	<i>Карбонаты:</i> (Na,Ca)BaCe ₂ (CO ₃) ₂ F	Церит	(Ce,Ca) ₉ (Mg,Fe)Si ₇ (O,F) ₂₈
Бенстонит	(Ba,Sr) ₆ Ca ₆ Mg(CO ₃) ₁₃	Бельковит	Ba ₃ (Nb,Ti) ₆ (Si ₂ O ₇) ₂ O ₁₂
Норсетит	BaMg(CO ₃) ₂	Вастманландит-(Ce)	CaCe ₃ (Mg,Fe) ₄ Al ₃ [SiO ₄] ₃ [Si ₂ O ₇](OF)(OH) ₂
Бастнезит-(Ce)	(Ce,La)(CO ₃) ₂	<i>Оксиды</i>	
Анкилит-(Ce)	Sr(Ce,La)(CO ₃) ₂ (OH)·H ₂ O	Ферсмит	(Ca,Ce)(Ti,Nb) ₂ O ₆
Анкилит-(La)	Sr(La,Ce)(CO ₃) ₂ (OH)·H ₂ O	Колумбит	FeNb ₂ O ₆
Кухаренкоит-(Ce)	Ba ₂ Ce(CO ₃) ₃ F	Магноколумбит	(Mg,Fe)Nb ₂ O ₆
Дациншанит-(Ce)	Sr ₃ (Ce,La)(PO ₄) ₄ (CO ₃) _{3-x} (OH,F) _x	эшинит-(Ce)	(Ce,Ca)(Ti,Nb) ₂ (O,OH) ₆
Дациншанит-(La)	Sr ₃ (La,Ce)(PO ₄) ₄ (CO ₃) _{3-x} (OH,F) _x	Ниобэшинит-(Ce)	(Ce,Ca)(Nb,Ti) ₂ (O,OH) ₆
Маккельвиит	(Ba,Sr)(Ca,Na,Ce)(CO ₃) ₂ H ₂ O	Ниобэшинит-(Nd)	(Nd,Ce)(Nb,Ti) ₂ (O,OH) ₆
<i>Силикаты</i>		Пирохлор	(Ca,Na) ₂ Nb ₂ O ₆ (OH,F)
Торнебомит-(Ce)	(Ce,Al) ₃ Si ₂ O ₈ (F,OH)	Баріопирохлор	(Ba,Sr)(Nb,Ti) ₂ (O,OH) ₇
Ферриалланит-(Ce)	Ce ₂ Fe ³⁺ (SiO ₄) ₃ OH	Виджецит	(Ca,Ce)(Nb,Ti) ₂ O ₆
Алланит-(Ce)	(Ce,Ca) ₂ (Al,Fe ³⁺) ₃ (SiO ₄) ₃ OH	Франклинит	(Zn,Mn)Fe ₂ O ₄
Ниобобаотит	Ba ₄ (Nb,Ti,Fe) ₈ O ₁₆ [Si ₄ O ₁₂]Cl	<i>Фосфаты</i>	
Баотит	Ba ₄ (Ti,Nb,Fe) ₈ O ₁₆ [Si ₄ O ₁₂]Cl	монацит-(Ce)	(Ce,La)PO ₄
Чевкинит	(Ca,Ce) ₄ (Fe ²⁺ Mg) ₂ (Ti,Fe ³⁺) ₃ Si ₄ O ₂₂	<i>Сульфаты</i>	
		Барит	BaSO ₄

минералы (ферриалланит-Ce, бираит-Ce, кордилит-La, ниобиевый чевкинит и др.), требующие дальнейшего изучения.

Бенстонитовые и норсетитовые породы образуют, как правило, совмещенные тонкие жилы до 10 см. Одна из таких жил мощностью 3-4 см. Краевая ее зона бенстонитовая, а центральная – норсетитовая. Они хорошо различаются по цвету – белому у бенстонитовых и красноватому – у норсетитовых (результат выветривания железистого доломита). Минеральный состав их также довольно разнообразен и включает новые и редкие минералы [1,2,5-7].

Торнебомитовые жилы сложены в основном кальцитом и торнебомитом-Ce с незначительными примесями ферриалланита – (Ce), амфиболов, стронцианита, талька и рудных минералов. Торнебомит-Ce равномерно рассеян в тонкозернистой карбонатной массе и составляет около четверти объема породы.

Таблица 2.

Минеральный состав жильных пород Бираи

Тип жильной породы	Главные минералы	Второстепенные и аксессуарные минералы
Кордилитовый	Кордилит-(Ce), ферродоломит, Sr-кальцит, арагонит-стронцианит	Стронцианит, анкилит-(Ce) и -(La), дациншанит-(Ce) и (La); тремолит, винчит, церит, ферриалланит-(Ce), чевкинит-(Ce), белковит, тальк, гумит; фергусонит-(Ce) и (Nd), пирохлор, магнетит, ильменит, барит, монацит-(Ce), бираит (новый)
Бенстонитовый	Бенстонит, Sr-кальцит	Fe-доломит, бенстонит-(Sr), бастнезит, ферриалланит-(Ce), флогопит, ниобочевкинит, барит, монацит, колумбит, фергусонит-(Ce), бираит
Норсетитовый	Норсетит, Fe-доломит, Sr-кальцит	Ферриалланит-(Ce), тремолит, карбоцернаит, ниобочевкинит, кухаренкоит-(Ce), монацит-(Ce), барит, магнетит, пирит, пирротин
Торнебомитовый	Торнебомит-(Ce), Fe-доломит, Sr-кальцит	Тремолит, винчит, тальк, ферриалланит-(Ce), барит, фергусонит-(Nd), стронцианит, монацит-(Ce), ниобозшинит-(Ce) и -(Nd)
Баритовый	Барит, алланит-(Ce), эгирин-диопсид, тремолит	Альбит, кварц, полевой шпат, церит, торнебомит, кальцит, доломит, флогопит, апатит, титанит, монацит
Ферродоломитовый	Fe-доломит, кальцит	Тремолит, алланит-(Ce), тальк, феррифлогопит, стронцианит, фергусонит, дациншанит-(Ce), виджецит, бастнезит, монацит-(Ce), барит, колумбит, магнетит, пирит, апатит

В качестве примера более детальной характеристики породообразующих редкометалльно-редкоземельных минералов Бираи ниже приводится описание некоторых наиболее детально изученных минералов.

Новый редкоземельный минерал бираит-(Ce) [7], идеальная формула $Ce_2Fe^{2+}(CO_3)(Si_2O_7)$. Минерал развит в эндоконтакте карбонатной жилы среди фенитов размером зерен 0.1-3мм. Сосуществующие минералы: кордилит-(Ce), арагонит-стронцианит, стронцианит, кальцит, доломит, тальк, ферриалланит-(Ce), тремолит, винчит, барит, анкилит, бастнезит-(Ce), торнебомит-(Ce), фергусонит и ряд недиагностированных минералов. Вычисленная плотность 4.740(5)г/см³. Бираит

оптически двуосный отрицательный, $2V=-66^\circ$, $N_g=1.820(1)$, $N_m=1.810(2)$, $N_p=1.785(1)$; $N_g-N_p=0.035$. Минерал коричневого цвета со стеклянными блеском, твердость 5, микротвердость - 777кг/мм^2 . Рентгеновское изучение показало, что бираит моноклинный с пространственной группой $P2_1/C$. Параметры элементарной ячейки: $a=6.512(7)$, $b=6.744(2)$, $c=18.94(6)\text{Å}$, $\beta=111.90(2)^\circ$, $V=772(3)\text{Å}^3$, $Z=4$. Проведенное монокристаллическое изучение бираита показало, что минерал принадлежит к новому структурному типу. Основу его структуры составляют полиэдрические слои (001), образованные димерами из двух связанных по общему ребру Fe-октаэдров, диортогрупп Si_2O_7 и анионов $[\text{CO}_3]^{2-}$. Отличительная особенность структуры - фиксация диортогрупп Si_2O_7 на ребре относительно небольшого FeO_6 октаэдра и как следствие - формирование сравнительно острого угла Si-O-Si ок. 133° . Связь между соседними полиэдрическими слоями обеспечивается катионами Ce^{3+} , расположенными в 9-ти и 8-ми вершинных полиэдрах.

Таблица 3.

Химический состав основных минералов жильных пород Бираи.

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂							23,34	21,7
Al ₂ O ₃							8,26	-
Fe ₂ O ₃							1,36	-
La ₂ O ₃					1,14	14,88	17,43	16,52
Ce ₂ O ₃					0,62	16,44	29,39	29,58
Pr ₂ O ₃					0,08	0,32	2,75	2,71
Nd ₂ O ₃					0,1	2,84	10,5	7,53
CaO	28,23	50,06	23	0,93	18,62	4,32	0,23	0,66
MgO	16,86	0,85	0,01	15,28	0,74			1,81
MnO	1,2	0,95	0,03	0,42	0,07			1,39
FeO	5,56	1,1	0,02	1,69	0,2			7,68
BaO	0,09	0,4	1,27	47,47	27,91	23,82		0,24
SrO	2,28	3,66	39,87	1,4	18,04	7,56		-
Na ₂ O						2,39		0,1
CO ₂	45,72	42,96	35,69	32,79	32,05	26,37		7,71
F						1,85	3,15	0,58
O=F						0,78	1,32	
Сумма	99,93	99,97	99,89	99,98	99,57	100	99,63	100,16

Примечание. 1 – доломит (среднее из 5 анализов); 2 – кальцит (среднее из 5 анализов); 3 – арагонит-стронцианит (среднее из 13 анализов); 4 – норсетит (среднее из 2 анализов); 5 – бенстонит (среднее из 7 анализов); 6 – кордилит (среднее из 6 анализов); 7 – торнебомит (в сумму также включены $\text{Sm}_2\text{O}_3 - 1,51\%$, $\text{Gd}_2\text{O}_3 - 1,82\%$ и $\text{Tb}_2\text{O}_3 - 0,97\%$); 8 – бираит-(Ce) (среднее из 7 анализов, в сумму также включен $\text{Sm}_2\text{O}_3 - 0,70$). Анализы 1-3 выполнены на микроанализаторе Cameca Camebax, Университет г. Падуя, аналитик Luciano Sesso; анализы 4-8 выполнены на микроанализаторе JXA-733 в ИГХ СО РАН, аналитик Л.Ф.Суворова. Анализ CO₂ в бираите выполнен химическим путем в ИЗК СО РАН, аналитики Ю.И.Сизых и М.М.Смагунова.

Кордилит-(Ce) с Бираинского рудопроявления, по своему составу отличается от обычного кордилита - он обогащен стронцием и кальцием, иногда лантаном. Значительная часть натрия замещается кальцием согласно следующей схеме: $\text{Na} + \text{REE} = \text{Ca} + \text{Sr}$. В некоторых зонах Ca заметно преобладает над Na, при этом значительная часть редких земель замещается Sr. Однако преобладающая разновидность бираинского кордилита содержит примерно равные количества кальция и натрия. Для этой разновидности были изучены физические и оптические свойства (они оказались нормальными для кордилита) и проведено уточнение структуры. Структура кордилита-(Ce) может быть описана как

упаковка состоящая из одного типа повторяющихся модулей параллельно [001]. Каждый модуль построен слоями искаженной гексагональной призмы центрированной Ва, которые находятся между двумя слоями полиэдров заселенных Се. Атомы Се находятся в координации с 9 атомами кислорода и одним атомом фтора. Два разных слоя (ВаО₁₂ и СеО₉Ф) соединены общим ребром с обеих сторон. В двух слоях СеО₉Ф полиэдры расположены в противоположных направлениях и связаны с другим слоем через общий

Таблица 4.

Химический состав жильных пород Биран

Компонент	600-4	601b(2)	603-2(1)	603-2(2)	603(6)	600-14	602-5	602-7	602-11
SiO ₂ , %	6.10	7.22	2.16	9.79	8.09	20.26	9.31	6.69	13.30
TiO ₂	0.05	0.17	0.07	0.08	0.03	0.19	0.15	0.22	0.16
Al ₂ O ₃	0.55	1.08	0.40	0.54	2.75	3.99	2.13	2.80	2.50
Fe ₂ O ₃	1.15	5.73	7.16	1.89	0.71	4.35	2.38	2.74	1.55
FeO	5.22	4.36	5.90	2.22	0.60	3.91	2.44	5.40	2.43
MnO	0.66	0.45	0.49	0.16	0.33	0.16	0.34	0.78	0.21
MgO	15.85	4.39	10.07	3.81	1.06	3.73	1.62	7.97	3.87
CaO	28.92	21.05	20.96	19.13	30.96	22.53	20.26	23.04	10.96
Na ₂ O	0.36	0.16	0.17	0.61	-	0.25	0.16	0.08	0.27
K ₂ O	0.06	-	0.66	0.10	-	0.08	-	0.01	0.10
P ₂ O ₅	2.10	0.34	1.35	0.72	0.31	0.29	0.54	1.50	0.30
BaO	0.07	6.95	10.37	17.41	0.28	-	3.87	3.36	20.05
SrO	1.34	9.39	2.66	8.73	5.10	4.97	12.15	5.96	4.48
TR ₂ O ₃	0.16	10.74	3.96	7.36	23.06	16.90	17.84	10.10	18.73
H ₂ O	0.54	1.05	0.44	0.90	0.71	1.28	0.92	0.34	0.56
F	0.27	0.19	0.07	0.30	0.14	0.11	0.31	0.07	0.17
CO ₂	36.30	23.93	31.19	23.37	25.39	16.90	22.13	26.94	6.74
SO ₃	-	2.39	1.72	2.60	0.09	0.03	1.82	1.92	14.17
Сумма	99.59	99.51	99.77	99.59	99.55	99.50	98.24	99.89	100.48

Zn, ppm	95	44	75	46	23	90	57	100	65
Sn	8.6	6.4	12	12	2.4	34	21	45	9.8
Pb	88	140	110	270	160	210	190	140	160
Co	16	110	19	11		16	9.9	12	20
Ni	3	420	3	3	18	22	16	10	53
V	35	110	160	160	30	300	180	56	360
Cr	4	67	4	4		33	4	16	29
Nb	13000	1600	8000	600	110	1200	350	150	700
Zr	300	100	200	40	70	110	50	90	60

Примечание. Главные компоненты определены химически в ИЗК СО РАН в 1999 г., аналитики Ю.И.Сизых и М.М.Смагуновой,. Редкие элементы проанализированы в ИГХ СО РАН в 2004 г. методом эмиссионного спектрального анализа, аналитики А.И.Кузнецова, С.С.Воробьева.

атом F в вершине. Между модулями образованы полости, в которых могут располагаться атомы Na. В этом случае атомы Na находятся в координации с 6 атомами кислорода в форме тригональной призмы. В дополнение, три атома F могут быть включены в координацию, образуя полиэдры Na(Ca)O₆F₃. Группы CO₃ располагаются параллельно (001), которые принадлежат двум различным слоям, деля общее ребро с полиэдрами

CeO_9F и BaO_{12} . Наиболее обогащенный лантаном кордилит отвечает по составу лантановому аналогу кордилита-(Ce) и его необходимо исследовать как новый минерал.

Mg-дефицитный стронциевый бенстонит [2] довольно широко распространен на Бираинском рудопроявлении. Содержание его в некоторых жилах достигает 35%, хотя в фенитах он развит в аксессуарных количествах. В целом бенстонит на рудопроявлении значительно варьирует по составу - выделено пять его разновидностей, из которых только две являются главными минералами в жильных образованиях. В аксессуарных и второстепенных количествах отмечаются разновидности не содержащие Mg, бенстониты стандартного состава и разновидности с преобладанием Sr над Ba - последние, по сути, принадлежат уже к новому минеральному виду. Оптические константы и физические данные для Mg-дефицитного стронциевого бенстонита: плотность 3.56(1) г/см³; $n_o=1.687(1)$; $n_e=1.526(5)$; сильнейшие линии порошкограммы: 3.08 (100)(312); 3.03 (20)(330); 3.17 (12)(050); 2.12 (12)(621); 3.89 (10)(131); 2.53 (10)(250). Параметры ячейки: $a=18.21(0.01)\text{Å}$; $c=8.67(0.01)\text{Å}$; $V=2491(4)\text{Å}^3$. ИК-спектр и термические данные не отличаются от эталонных. В отличие от мурунского стронциевого бенстонита не содержащего Mg, но обогащенного Ca, бираинский Mg-дефицитный бенстонит характеризуется стандартными содержаниями Ca.

В таблице 3 приведены составы основных минералов жильных пород Бираи.

Химический состав некоторых жильных пород представлен в таблице 4. В ней видно высокое содержание ниобия – от 100 до 13000 г/т, что обусловлено широким развитием разнообразных ниобиевых минералов. Полтора десятка различных ниобиевых минералов уже диагностированы. Это ниобобоатит, боатит, ферсмит, колумбит, магноколумбит, белковит, эшинит-(Ce), ниобозшинит-(Ce), ниобозшинит-(Nd), пирохлор, виджцеит и др.

Оценка запасов полезных компонентов на рудопроявлении по категории В₂ на Бирае для блока в 500м глубиной составляет для $\text{Nb}_2\text{O}_5 \approx 600$ тыс. тонн, P_2O_5 - 9800 тыс. тонн и TR –2260 тыс. тонн.

Вопросы генезиса

Проблема генезиса рассмотренного комплекса Бираи представляет несомненный интерес, поскольку он является концентратором таких полезных компонентов как редкие земли, барий, стронций, ниобий. Эти вопросы уже были рассмотрены в литературе [3-5], но тогда еще не были известны отмеченные выше жильные породы оригинального состава. Нам представляется, что Бираинское карбонатитовое тело и связанные с ним жильные породы имеют сходство по генетическому типу с месторождением Боян Обо во Внутренней Монголии (КНР). Это крупнейшее в мире месторождение редких земель, сопровождаемое также крупными запасами железа, ниобия, фосфора. Полезные ископаемые здесь приурочены к пласту железистых доломитов верхнепротерозойского возраста, который тянется на два десятка километров. Характерно, что и здесь метаморфическая толща прорвана крупными телами герцинских щелочных гранитоидов. Щелочные породы здесь пересыщены кремнеземом. Что касается минерального состава, то десятки минералов являются общими для этих двух объектов, т.е. Бираи и Боян Обо, в том числе все характерные минералы жильных пород – кордилит, бенстонит, норсетит, кухаренкоит, бастнезит, фергусонит, анкилит, монацит, колумбит и т.д.

Можно уверенно предполагать сходный по типу глубинный источник всех рудных компонентов независимо от того, в какой форме они достигли рассматриваемого уровня – в виде карбонатитового тела или в виде флюидов глубинного происхождения.

Что касается карбонатитов Бираи и связанных с ними жильных гидротермальных тел, то ранее вопросы генезиса были уже рассмотрены [4, 5]. Тогда были изучены изотопные отношения Sr, O и C. Отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в среднем по 15 измерениям в карбонатных породах карбонатитов Бираи составило от 0.70434 до 0.70511, что

свидетельствует о мантийном источнике Sr в этих породах. Значения для изотопов кислорода карбонатитов Бираи ($5.0-7.9\delta^{18}\text{O}\%$) также находятся в пределах значений, характерных для карбонатитов. В этом отношении они наиболее близки к рудоносным доломитам Боян Обо, для которых значение $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$, ‰ составляет +3.2, то есть практически такое же, как и для пород Бираи.

Предположение об интенсивной переработке метаморфических карбонатных пород и переотложение их под влиянием рудоносных флюидов вдоль линейной зоны глубокого заложения нам представляется наиболее правдоподобной гипотезой и в настоящее время. Поток щелочных флюидов был обогащен редкоземельными элементами, ниобием, стронцием, барием, фосфором и рядом других элементов. Он обусловил превращение карбонатных пород в карбонатиты и появление на поздних этапах жильных пород оригинального состава. По своему генетическому типу это рудопроявление очень близко к крупнейшему в мире редкометалльно-редкоземельному месторождению Боян Обо, КНР.

Выводы

1. На Бираинском редкометалльно-редкоземельном карбонатитовом рудопроявлении, на севере Иркутской области, выявлены жильные породы оригинального минерального состава, которые до настоящего времени еще не отмечались. Это – кордилитовые, бенстонитовые и торнебомитовые жилы.

2. По своему генетическому типу это рудопроявление близко к крупнейшему в мире редкометалльно-редкоземельному месторождению Боян Обо, КНР.

Авторы благодарят РФФИ за поддержку исследований – грант 03-05-64158.

Литература

1. **Конев А.А., Конева А.А., Карташов П.М.** Жильный комплекс в системе Бираинской карбонатитовой дайки (Восточная Сибирь)// Петрология и рудоносность регионов СНГ и Балтийского щита, 2005, Апатиты, с.138-139.
2. **Конев А.А., Карташов П.М., Конева А.А. и др.** Mg-дефицитный стронциевый бенстонит из рудопроявления Бирая (Сибирь)// ЗВМО, 2004, N 6, С.65-73.
3. **Черников В.В., Конев А.А., Воробьев Е.И. и др.** О новом типе редкоземельно-редкометалльного оруденения в карбонатных породах Бираи (Нечерский антиклинорий)// Докл. РАН, 1994. Т.335, N6, с.774-777.
4. **Черников В.В., Конев А.А., Воробьев Е.И. и др.** Эндогенные карбонатные породы Бираи- перспективный источник редкоземельно-редкометалльного сырья // Геол. и геоф.// 1994. N 6. с.50-60.
5. **Konev A.A., Chernikov V.V., Dneprovskaya L.V., Vorobiev E.I.: The REE-Nb mineralization of Biraya carbonate deposit, Eastern Siberia, Russia. // The 16 General Meeting of IMA. 1994. Pisa, abstracts, p. 211-212.**
6. **Konev A., Koneva A., Kartashov P., Ushchapovskaya Z., Sizykh Y.** Vein complex of the Biraya carbonate dyke, East Siberia.// 32nd IGC, Florence, 2004. Scientific Sessions: abstracts (part 1), p.512.
7. **Konev A., Pasero M., Pushcharovsky D., Merlino S., et al.** Biraite-(Ce), $\text{Ce}_2\text{Fe}^{2+}(\text{CO}_3)(\text{Si}_2\text{O}_7)$, a new mineral from Siberia with a novel structure type // Eur. J. Mineral., 2005, 17,715-721.