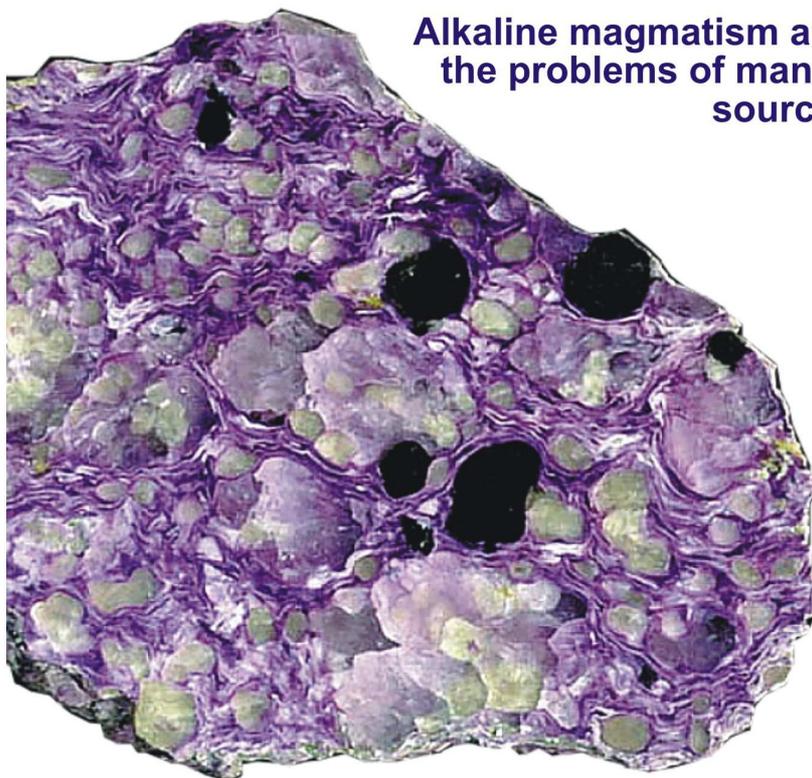




Щелочной магматизм

и проблемы мантийных источников



Alkaline magmatism and
the problems of mantle
sources

Иркутск 2001

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



Щелочной магматизм и проблемы мантйных источников

(Alkaline magmatism and
the problems of mantle sources)

Труды

*I Международного семинара
" Глубинный магматизм, его
источники и плюмы "*

Редактор Н.В. Владыкин

**Иркутск
2001**

УДК 552.33+ 552.32

Щелочной магматизм и проблемы мантийных источников

Сб. научн. тр. - Иркутск: Изд-во ИрГТУ, 2001 - 250 с.

В сборнике собраны труды международного семинара «Щелочной магматизм и проблемы мантийных источников». В докладах рассмотрены особенности щелочного магматизма в истории Земли. Дается детальная характеристика щелочного магматизма и их источников различных провинций мира: Алданского и Украинского щитов, Западной Камчатки, Кольского полуострова, Урала, Центральной Африки. Особое место занимает определение РТ- условий кристаллизации лампроитов мира по данным гомогенизации расплавных включений. В других работах рассмотрены особенности генезиса кимберлитов Урала и Сибири, щелочных базальтов Байкальского рифта, Забайкалья и Монголии.

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

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

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

ЛР № 020263 от 30.12.96

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

тираж 100 экз.

ISBN 5-8038-0169-0

© Институт геохимии СО РАН, 2001.

© Иркутский государственный
технический университет, 2001

Предисловие редактора

Щелочные породы - уникальные геологические образования Земли. Они всегда привлекали пристальное внимание исследователей. Со щелочными породами связаны крупнейшие месторождения Nb, Ta, Zr, Y, TR, Cu, P и других рудных элементов, а также и уникальные месторождения самоцветов: чаройта, Cr- 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. Новый этап развития геологической науки - гипотеза «плюмовой тектоники» - усилил интерес ученых к щелочным породам и в этом аспекте. По особенностям происхождения щелочных пород можно расшифровывать глубинную геодинамику Земли.

В этой, второй, книге собраны труды международного семинара «Щелочной магматизм и проблемы мантийных источников» (без докладов зарубежных участников), прошедшего в Институте геохимии СО РАН в г. Иркутске с 20 по 30 августа 2001г. Ранее, в первом сборнике с таким же названием, были опубликованы на английском языке заказные доклады всех заявленных участников. Кроме того, в сборник включены работы российских ученых, поступившие в адрес Оргкомитета непосредственно во время проведения семинара, и доложенные на семинаре.

В докладах рассмотрены особенности щелочного магматизма в истории Земли. Дается детальная вещественная характеристика щелочного магматизма и источников первичных расплавов для различных провинций мира: Алданского и Украинского щитов, Западной Камчатки, Кольского полуострова, Урала, Центральной Африки. Особое место занимает определение P-T- условий кристаллизации таких уникальных магматических образований, как лампроиты, по данным гомогенизации расплавных включений. В работах рассмотрены особенности генезиса кимберлитов Урала и Сибири, щелочных базальтов Байкальского рифта, Забайкалья и Монголии.

Мы надеемся, что подобные встречи ученых по генетическим вопросам щелочного магматизма будут продолжены.

Председатель Оргкомитета,
Доктор геолого-минералогических наук

Н.В. Владыкин

СОДЕРЖАНИЕ

| | |
|--|-----|
| Когарко Л.Н. Щелочной магматизм в истории Земли | 5 |
| Владыкин Н.В. Алданская провинция К-щелочных пород и карбонатитов: вопросы магматизма, генезиса и глубинных источников | 18 |
| Кривдик С.Г. Щелочной магматизм Украинского щита | 46 |
| Перепелов А.Б., Волынец О.Н., Аношин Г.Н., Пузанков Ю.М., Антипин В.С., Каблуков А.В. Калиевый щелочной базальтоидный вулканизм Западной Камчатки: геолого-геохимический обзор | 58 |
| Рассказов С.В. Кайнозойский магматизм зон растяжения и горячих пятен Восточной Африки и Центральной Азии | 78 |
| Шарыгин В.В. Лампроиты: обзор данных по магматическим включениям в минералах | 96 |
| Нивин В.А., Икорский С.В., Каменский И.Л. Изотопно-газовые (He, Ar) индикаторы источников вещества палеозойских щелочных комплексов Кольской провинции и связанных с ними рудных месторождений | 129 |
| Махоткин И.Л., Подкуйко Ю.А., Журавлёв Д.З. Раннепалеозойский кимберлит-мелноитовый магматизм Приполярного Урала и геодинамическая обстановка его формирования | 143 |
| Костровицкий С.И., Алымова Н.В., Суворова Л.Ф., Лелюх М.И., Прокопьев С.А., Серов В.П. Об источниках алмазности кимберлитов восточного склона Анабарского щита | 158 |
| Костровицкий С.И., Деон де Бруин. Гранаты ультрасонового парагенезиса из трубок кустов Загадочная и Буковинская (Якутия) | 170 |
| Ащепков И.В., Владыкин Н.В., Герасимов П. А., Сапрыкин А.И., Хмельникова О.С., Аношин Г.Н. Петрология дезинтегрированных глубинных ксе-нолитов кимберлитоподобных трубок Чомполинского поля Алданского щита | 187 |
| Ащепков И.В., Андре Л., Травин С.В., Сапрыкин А.И., Герасимов П.А., Хмельникова О.С., Белятский Б.В., Посохов В.И. Очаги плавления верхней мантии в Байкальской рифтовой зоне и других районов Центральной Азии в Кайнозое. | 213 |
| Горнова М.А., Соловьёва Л.В., Глазунов О.М., Белозёрова О.Ю. Проблемы образования докембрийской литосферной мантии - геохимический анализ зернистых перидотитов из кимберлитов Сибирской платформы | 226 |
| Кузьмин М.И., Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Иванов В.Г. Эволюция Центрально-Азиатского “горячего” поля в фанерозое и некоторые проблемы плюм-тектоники | 246 |

Щелочной магматизм в ранней истории Земли

Когарко Л.Н.

Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, Москва
kogarko@mail.ru

Процессы окисления атмосферы Земли, а затем мантии на границе архей - протерозой (2,5-2,7 млрд. лет) как результат смены геодинамического режима планеты и резкой активизации взаимодействия кора - мантия, привели к глобальным метасоматическим перемещениям вещества и возникновению обогащенных редкими элементами зон в подкоровом субстрате-источнике щелочного магматизма. Совпадение по времени этих событий (окисление атмосферы и появление щелочных пород не может быть случайным и, несомненно, указывает на фундаментальную связь этих процессов.

Эволюция магматических режимов Земли определяется прежде всего процессами глобальной дифференциации мантии, как крупнейшей геоболочки нашей планеты.

С одной стороны, постаккреционная история Земли в основном связана с многократными эпизодами плавления мантии, в результате которых возникли континентальная и океаническая кора. В ходе этого процесса мантия непрерывно должна была терять так называемые “базальтовые”, более легкоплавкие компоненты (CaO, Al₂O₃, TiO₂, редкие литофильные элементы) и превращаться в резко деплетированный субстрат, из которого способны выплавляться в дальнейшем только высокомагнезиальные, обедненные редкими элементами расплавы. Однако такой тенденции в геологическом развитии Земли не наблюдается. Напротив, появляется все большее количество фактического материала, показывающего рост обогащенности первичных мантийных магм (базальтов, пикритов) титаном, легкими редкими землями, некогерентными элементами с течением геологического времени [Campbell, Griffiths, 1992].

Изотопные исследования [Zindler, Hart, 1986] фиксируют наличие значительно обогащенных редкими элементами резервуаров в мантии, существование которых было бы невозможно в рамках модели непрерывного глобального плавления мантии в постаккреционное время. Все это привело в последние годы к развитию идей об активном взаимодействии мантия - кора [Hoffman, 1997], в ходе которого происходит крупномасштабный обмен веществом и создаются условия для возникновения обогащенных резервуаров.

Рост континентальной коры, который несомненно определялся интенсивностью процессов частичного плавления мантии, резко замедлился в конце архея по данным Файфа [Fyfe, 1978], объем ее даже начал

уменьшаться, что может говорить о переходе нашей планетой в стационарное состояние, при котором достигается равенство количеств поступающего из мантии вещества и погружающегося обратно. По мнению Харгрейва [Hargraves, 1976] многие факты говорят о том что материал, прирастающий к материкам и поступающий в виде базальтовых магм в океаническую кору, уравнивается поглощением мантией (в зонах субдукции) океанической коры и продуктов континентальной эрозии. Одним из важнейших геохимических следствий подобного процесса является образование обогащенных редкими элементами блоков в мантийном субстрате. Не вызывает сомнения, что появление щелочного магматизма в истории Земли, с которым связано колоссальное концентрирование редких элементов, вызвано именно генерацией подобных зон в мантии.

Обобщение обширных литературных материалов и наших данных [Wooley, 1987; Kogarko, et al., 1995; Когарко, 1984] показало, что щелочной магматизм в истории Земли возник на рубеже 2,5 - 2,7 млрд.лет. В настоящее время известно около 1500 щелочных и карбонатитовых интрузивных и эффузивных комплексов. Щелочные породы старше 2700 млн. лет отсутствуют (рис. 1). Правда, есть одно исключение - сиениты и лавы щелочных базальтов района Киркленд (Канада), которые, согласно Басу и соавторам [Basu et al., 1984], имеют архейский возраст. Однако эти данные требуют дальнейшего подтверждения .

Как видно из рис. 1, в процессе эволюции Земли происходит непрерывное нарастание активности щелочного магматизма. По данным В. Г. Лазаренкова [Лазаренков, 1988] возрастает и мощность щелочных формаций в течение геологического времени. Например, общий объем молодых платофонолитов Кении составляет более 50 тыс. км³ [Логачев, 1977], что значительно превышает мощность щелочных проявлений всех геологических эпох.

Появление щелочных пород на границе архей - протерозой совпало с целым рядом крупных глобальных событий. Эта граница - очень важная веха в истории Земли:

(1) Большинство авторов [Drummond, Defant, 1990] именно с этим рубежом связывают резкую смену геодинамического режима нашей планеты - тектоника плюмов сменилась тектоникой плит [Хаин, 1994], хотя роль мантийных струй остается еще очень важной до настоящего времени. Ряд авторов [Drummond, Defant, 1990; McCulluch, 1993] все же допускает существование субдукционных процессов в архее, но их масштаб не сопоставим с объемами погруженного материала в мантию в постархейское время.

(2) Именно на этом рубеже сформировалась кислородная атмосфера Земли [Walker, 1977; Holland, 1984] в основном за счет деятельности живых организмов и диссипации водорода в космос. Ранее атмосфера состояла из смеси CH₄ и H₂ [Rubey, 1955]

(3) На границе архей-протерозой отмечался самый мощный рост континентальной коры, сформировались платформенные режимы. Под влиянием кислородсодержащей атмосферы на этом рубеже происходило образование "окисленных" морских осадков - джеспеллитов, карбонатов, произошло окисление палеопочв [Holland, 1984; Cloud, 1968]. Интересно отметить, что архейские супергигантские осадочные месторождения уранинита и пирита (типа Витватерсранд), а также сидерита (Лабрадор) не имеют аналогов в постархейское время, так как минералы, слагающие эти руды, не устойчивы в кислородной атмосфере [Walker, 1977; Holland, 1984].

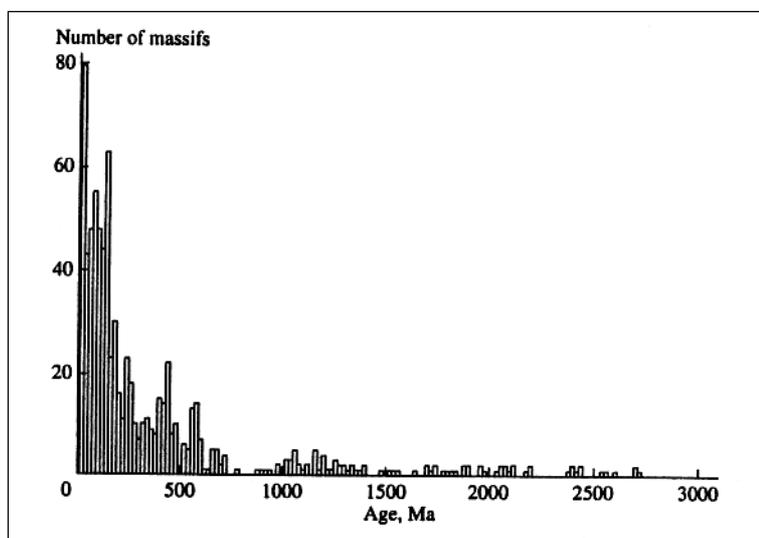


Рис. 1. Распределение щелочных пород во времени.

Глобальные проявления тектоники плит на рубеже архей - протерозой вызвали субдукцию уже значительно окисленной океанической коры, содержащей повышенные концентрации летучих компонентов (в основном H_2O и CO_2), что в свою очередь привело к вовлечению в мантийные циклы этих компонентов. Активное взаимодействие кора - мантия не только способствовало увеличению содержаний летучих в мантии, потерявшей эти компоненты в процессах высокотемпературной аккреции на ранних этапах развития Земли, но и вызвало окисление мантийной атмосферы, по-видимому, состоящей в допротерозойское время в основном из смеси метана и водорода [Arculus, Delano, 1980]. Рассмотрим эти вопросы более подробно.

Интенсивные исследования последних лет режима мантийных флюидов выявили глубокую гетерогенность мантии в отношении окислительно-восстановительного потенциала. В свете современных данных [Haggerty, Tompkin, 1983] вариации фугитивности кислорода мантийного субстрата укладываются в 5 - 6 логарифмических единиц по отношению к буферной системе кварц-файялит-магнетит (QFM). Однако, несмотря на значительную неоднородность литосферной и астеносферной мантии Земли

в отношении окислительно-восстановительного состояния, наблюдаются определенные закономерности.

Большинство авторов склонно считать, что наиболее древняя архейская литосферная мантия, являющаяся источником алмазов, характеризовалась весьма низкими величинами fO_2 . Дело в том, что в алмазах, возраст которых, по данным Ричардстона [Richardson, 1986], Крамера [Kramers, 1979] и Озимы [Ozima, et al, 1983], гораздо древнее вмещающих кимберлитов и составляет в некоторых случаях более 3 млрд. лет, встречаются включения безникелевого металлического железа [Соболев и др. 1981], муассонита, магнезиовюститита [Meyer, 1987] и метана [Giardini, Melton, 1975], что свидетельствует об исключительно восстановительной атмосфере древней архейской мантии. Эти данные хорошо согласуются с материалами по геохимии ванадия в архейских толеитах [Shervais, 1982], которые показали значительный рост отношения Ti/V в процессах дифференциации, обусловленный фракционированием пироксенов, концентрирующих восстановленный трехвалентный ванадий. Недавно наши исследования впервые показали присутствие в мантии металлических железо-никелевых сплавов, содержащих медь - фаз, слагающих ядро Земли [Рябчиков и др., 1994]. Их присутствие требует очень низких значений фугитивности кислорода - на 3 логарифмические единицы ниже буферной смеси вюстит - железо [O'Neil, 1991]. По-видимому, подобные условия существовали в начале геологической истории Земли - около 4,6 млрд. лет назад во время формирования ядра.

Экспериментальные работы Аркулуса и Делано [Arculus, Delano, 1980] по определению окислительно-восстановительного режима мантийных нодулей с помощью электрохимических ячеек показали весьма низкие величины fO_2 для ряда ксенолитов и базальтовых мегакристов, которые также близки к буферу вюстит - железо. В то же время недавние исследования Балхауза [Bullhaus, 1993] установили более окисленный характер большинства мантийных перидотитов (от -2 до 0 log. ед. по отношению к буферной системе (QFM) и особенно мантийного субстрата сильно проработанного метасоматическими процессами (до 2 log. ед. выше fO_2 буфер QFM) (рис. 2).

Из всех магматических формаций наиболее окисленными (+3 log. ед. fO_2 (QFM) являются андезиты и базальты островных дуг (рис.3,4), генезис которых теснейшим образом связан с субдукцией океанической коры, а также щелочные породы океанических островов (+2 log. единицы от буфера QFM) (рис.4) [Bullhaus, 1993]. Наши данные показали значительную окисленность высокощелочных лав острова Триндад [Kogarko et al., 1995], фугитивность кислорода которых превышает на 3 порядка fO_2 буферной смеси QFM. Исследования степени окисленности современных вулканических газов [Holland, 1984] показали, что соотношения H_2/H_2O и CO/CO_2 составляют 0,01 и 0,03 соответственно, что, несомненно, говорит о высоких значениях фугитивности кислорода современного мантийного

магмообразования. Все эти данные еще раз подчеркивают значительную неоднородность мантии в отношении окислительно-восстановительного режима и свидетельствуют о существовании реликтов более древней восстановительной мантии среди более окисленного мантийного материала, что, несомненно, говорит о глобальных процессах окисления мантии в истории Земли.

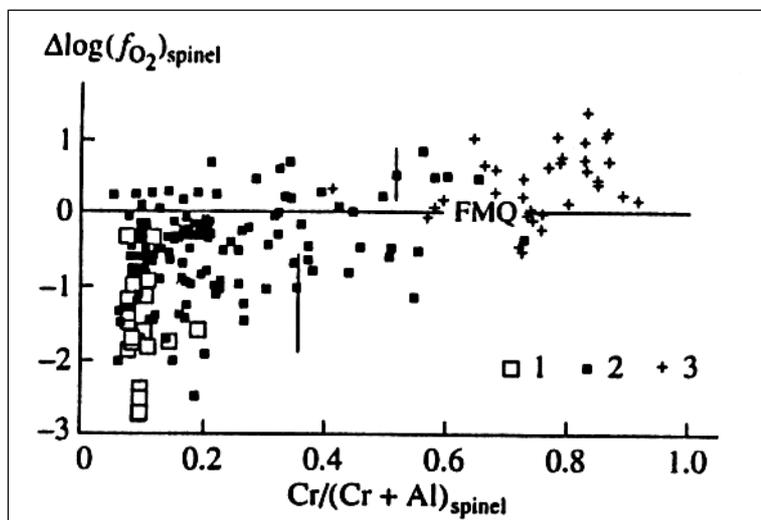


Рис.2. Вариации величин фугитивности кислорода в мантийных ксенолитах [Bullhaus, 1993].

- - примитивные ксенолиты
- - слегка метасоматизированные ксенолиты
- + - сильно метасоматизированные ксенолиты

По нашему мнению, наиболее важным процессом окисления мантии является непрерывное именно с постархейского времени погружение окисленной литосферы в мантию. Наши расчеты, основанные на допущении о ежегодном извержении в срединно-океанических хребтах около 20 км^3 базальтового вещества дали оценку общего количества воды, поступившего в мантию за последние 2.5 млрд. лет. В основу расчетов положено предположение об общей протяженности срединно-океанических хребтов около 65 км, средней скорости спрединга - 5 мм в год и мощности океанической коры около 7 км. Интересно отметить, что А. Хофман [Hofmann, 1997], рассматривая вопросы рециклирования океанической коры принимает величину ежегодного поступления материала в мантию - 20 км^3 . Допуская содержание воды в измененной океанической коре 2-3 % [De Vore, 1983], можно заключить, что ежегодный приток воды в мантию составляет около 10^{14} г · моль/год, что на порядок выше величины приводимой Кастингом с соавторами [Kasting et al., 1993]. За 2,5 млрд. лет, предполагая постоянную скорость движения субдукционных плит, эта величина составляет $2,5 \cdot 10^{23}$ грамм молей воды. Принимая вес мантии Земли около $4,2 \cdot 10^{24} \text{ кг}$ (70 % от

веса Земли) и среднее содержание железа около 8% можно оценить количество двухвалентного железа в мантии при допущении равновесия с

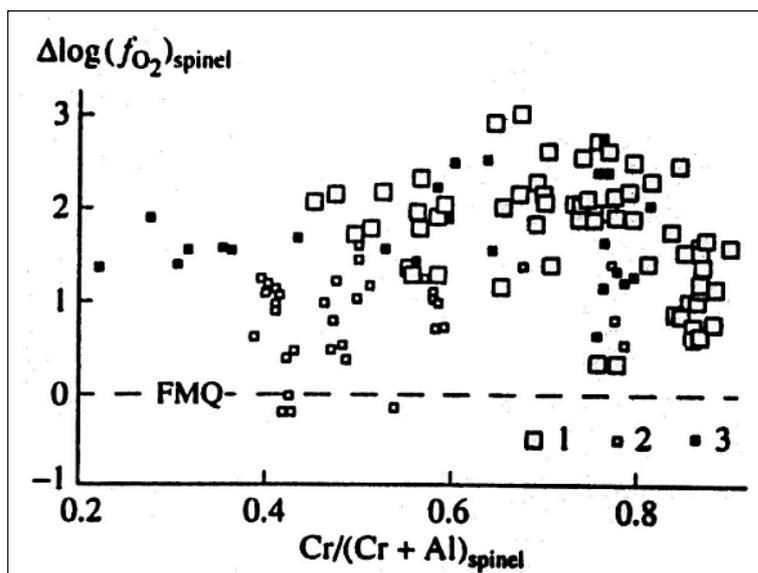


Рис. 3. Вариации величин фугитивности кислорода в базальтах [Bullhaus, 1993].

- - островодужные базальты,
- - базальты задуговых областей,
- - кумулятивные нодулы в островодужных базальтах.

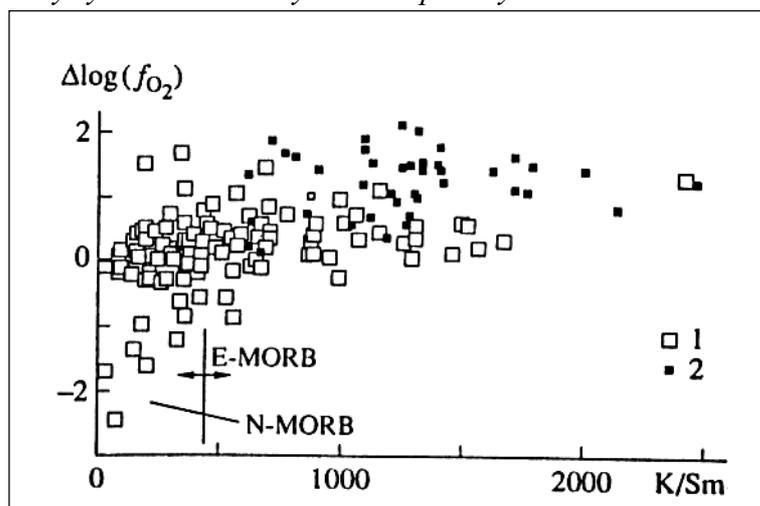
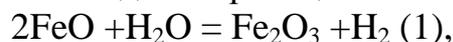


Рис. 4. Вариации величин фугетивности кислорода в базальтах океанических островов и срединно-океанических хребтов [Bullhaus, 1993].

- - базальты срединно-океанических хребтов
- - базальты океанических островов

флюидом, отвечающим буферной системе вюстит-железо. Эта величина составляет около $4,7 \cdot 10^{24}$ грамм молей FeO.

Окисление железа в мантии идет по реакции:



в ходе которой водород может выделяться во флюид и выноситься в атмосферу Земли и даже в космос [Holland, 1984], вызывая повышение fO_2 в атмосфере нашей планеты.

Расчеты показывают, что если взять за основу реакцию (1), то количества воды ($2,3 \cdot 10^{23}$ будет достаточно, чтобы окислить 1/10 железа мантии и повысить окислительный потенциал мантии до буферной системы кварц - фаялит -магнетит, который сейчас принимается большинством геохимиков [Bullchaus, 1993].

По данным Де Воре [De Vore, 1983] одна треть субдукционной воды отделяется в атмосферу в результате островодужного вулканизма. А.В.Соболев и О. Шассидон [Sobolev, Shoussidon, 1996] предполагают, что не более 60% воды вовлекается в мантийные циклы.

Приведенные нами расчеты носят полуколичественный характер, однако, несомненно, говорят о реалистичности процессов окисления мантии за счет субдукционной воды.

По данным [Kasting et al., 1993] и других исследователей [Ringwood, 1990] в мантию путем процессов погружения океанической коры, содержащей карбонатный материал, осуществляется приток углекислоты, равный приблизительно $6 \cdot 10^{12}$ г · моль/ год, что значительно меньше по сравнению с водой. Интересно в этой связи отметить, что среди щелочных формаций карбонатиты, состоящие на 20 % из углерода, по нашим подсчетам занимают не более 6-27 %. Связь карбонатитов с процессами рециклирования океанической коры подтверждается огромным разбросом значений δC_{13} для карбонатитовых комплексов различных регионов [Bell, 1989]. Наши обобщения показывают, что калиевые породы возникли позже натровых в истории Земли, примерно на рубеже 1.5 млрд.лет. Можно предполагать, что именно в это время [Браун, Массет, 1984] усилились процессы погружения континентальной коры, значительно обогащенной калием, в мантию.

В качестве геохимического следствия дегазации субдуцированного материала и высвобождения окисленного флюида (воды и углекислоты) может возникнуть пленочное плавление по механизму, предложенному Д.Грином и др.[Green et al, 1987] и А.Рингвудом [Ringwood, 1990].

Можно предполагать, что именно расплавы низких степеней плавления, обогащенные водой и углекислотой, способные к переносу огромного количества редких несовместимых элементов и щелочей [Ringwood, 1990; Wendland, Harrison, 1979], являются главными агентами метасоматоза мантийного субстрата. Экспериментальными исследованиями Рябчикова [Рябчиков, 1988] показано, что при высоких давлениях водный флюид может содержать десятки процентов силикатов, обогащенных щелочами.

Ранее нами и другими авторами [Рябчиков, 1988; Когарко и др, 1988] была показана решающая роль метасоматических процессов в генезисе щелочных магм. Только метасоматический привнос редких литофильных

элементов в зоны магмообразования щелочных расплавов может объяснить, с одной стороны, резкую обогащенность щелочных магм редкими литофильными элементами, а с другой стороны, их деплетированный характер в отношении радиогенных изотопов. В качестве примера можно привести наши данные [Когарко и др. 1981, Kogarko et al. 1995] по изотопии крупнейших в мире щелочных комплексов Кольского полуострова (Хибинский и Лавозерский массивы), с которыми связаны супергигантские редкометальные месторождения. Эти работы показали резко деплетированный в отношении редких элементов характер исходного мантийного субстрата - источника щелочного магматизма. На диаграмме мантийных корреляций $\epsilon_{Nd} - \epsilon_{Sr}$ данные для пород и руд Хибинского и Лавозерского массивов попадают в деплетированную область. Подобный парадокс может быть объяснен только очень быстрой подачей метасоматизирующего материала, сильно обогащенного несовместимыми редкими элементами в мантийный очаг плавления, причем этот процесс был настолько быстрым, что радиогенные изотопы (^{87}Sr , ^{143}Nd) не успевали накопиться и изменить первоначальное деплетированное соотношение изотопов стронция, самария и неодима в исходном мантийном субстрате. Детальные исследования мантийного материала различных регионов в последние годы [Meen et al., 1989, Menzes, Murthy, 1980], а также наши данные [Когарко, 1986] показали значительную роль процессов метасоматоза в геохимической истории мантии. Появление амфиболов, флогопитов, апатита, первичных карбонатов, минералов группы линдслеит-матиазит и других фаз, концентрирующих редкие элементы связано исключительно с метасоматическими реакциями мантийного субстрата, скорее всего с расплавами малых степеней плавления. В этой связи представляет большой интерес работа Д.Франсиса [Fransis, 1991], который показал, что частичное плавление сильно амфиболизированной метасоматизированной мантии приводит к генерации щелочных расплавов (табл. 1). Высокощелочные стекла в мантийных метасоматизированных ксенолитах были описаны также Эдгаром [Edgar et al., 1989]. При исследовании интенсивно метасоматизированных и карбонатизированных нодулей островов Монтана-Клара (Канарский архипелаг) и Фернандо ди Норонья (Бразилия) в ассоциации с первичными карбонатами были обнаружены стекла, отвечающие по составу пересыщенным щелочами фонолитам и трахитам. Таким образом, генерация щелочных магм в ходе частичного плавления метасоматизированной мантии не вызывает сомнения.

В последние годы Ю.М. Пушаровский [Пушаровский, 1994] успешно развивает идеи нелинейной геодинамики, которые хорошо согласуются с полученными нами данными о геохимической гетерогенности мантийного субстрата, обусловленной метасоматическими процессами.

Глобальное окисление мантийной атмосферы в раннем протерозое способствовало началу крупномасштабного метасоматоза мантии, так как

именно окисленная флюидная фаза ($H_2O + CO_2$) способна переносить огромные количества силикатного материала [Wendland, Harrison, 1979]. Интересно отметить, что восстановленная атмосфера инертна и, по-

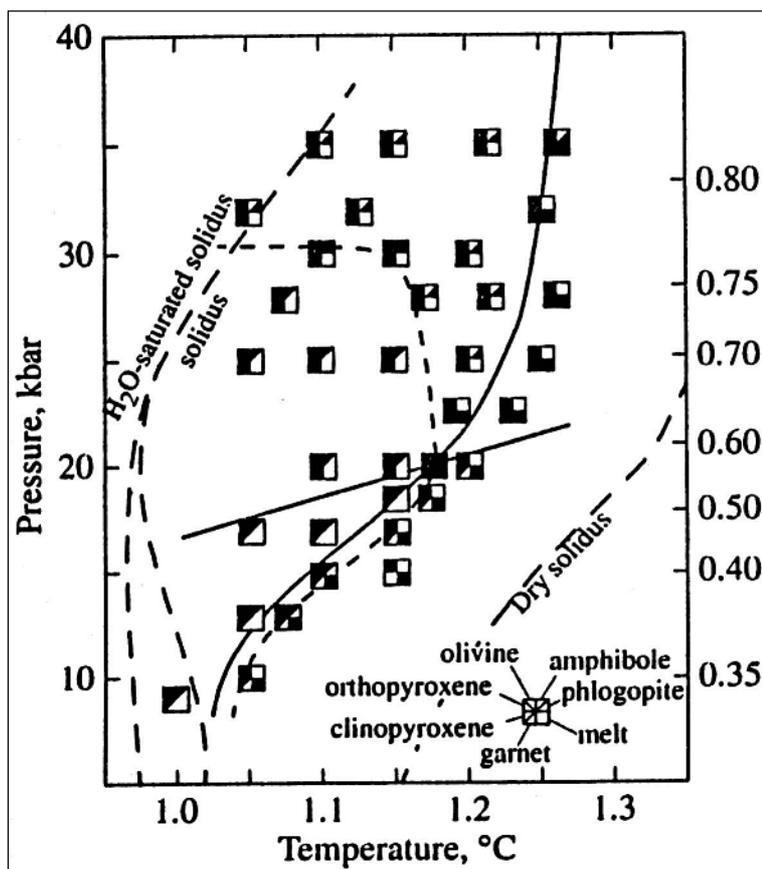


Рис. 5. Положение солидуса пиролита в присутствии воды (буфер QFM) и смеси CH_4 и H_2 (буфер IW) [Taylor, Green, 1988].

видимому, мало способна к переносу вещества в условиях мантии Земли. Этот вывод подтверждается экспериментальными исследованиями В.Тэйлора и Д.Грина [Taylor, Green, 1988], показавшими очень незначительное влияние восстановленной атмосферы (смесь $CH_4 + H_2$) на форму солидуса и ликвидуса базальтовой системы. Как видно из рис. 5, окисленный флюид (H_2O) понижает температуру солидуса пиролита при 20 кбар на $300^\circ C$, а восстановленный (смесь метана и водорода) только на $100^\circ C$.

Существуют иные точки зрения на причины окисления флюида мантии в течение геологического времени. Так ряд авторов [Mao, Bell, 1977; Галимов, 1995 и др.] рассматривает механизм растворения FeO в земном ядре (диспропорционирование железа) как одну из важных причин накопления Fe^{3+} и кислорода в мантии. Другая группа исследователей [Ringwood, 1997; Wanke, 1981; Newsom, 1990; O'Neil, 1991] допускает гетерогенный характер аккреции Земли, при которой частично окисленный материал, богатый летучими компонентами, главным образом водой, соприкасаясь с резко восстановленным ядром продуцирует водород,

выделение которого в земную атмосферу и космос непрерывно будет приводить к окислению мантийного флюида и атмосферы Земли. К. Аллегре с соавторами [Allegre et al., 1995] на основании расчетов состава Земли,

Таблица 1. Составы (мас. %) стекол мантийных ксенолитов.

| Район | Образец | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | FeO | Fe ₂ O ₃ | MnO | Cr ₂ O ₃ | NiO |
|--|--|------------------|------------------|--------------------------------|------------------|--------------------------------|-------|--------------------------------|------|
| Остров Фернандо де Норонья (Атлантический океан) | Верлитизированный, карбонатизированный шпинелевый лерцолит | 57,47 | 1,02 | 25,42 | 1,56 | - | 0,00 | 0,00 | 0,65 |
| Остров Монтана Клара (Атлантический океан) | Верлитизированный, карбонатизированный шпинелевый лерцолит | 6,38 | 0,7 | 16,0 | 2,0 | - | - | 0,06 | - |
| Нунивак (Аляска) | Амфиболитовый пироксенит | 49,0 | 1,69 | 18,69 | 8,99 | 0,18 | 0,02 | 0,02 | - |
| | Амфиболовая жила | 48,33 | 3,26 | 19,93 | 6,52 | 0,17 | 0,03 | 0,03 | - |
| | Шпинелевый лерцолит | 52,55 | 2,78 | 18,97 | 3,85 | 0,10 | 0,04 | 0,04 | - |
| Район | Образец | MgO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | P ₂ O ₅ | Сумма | Литературный источник | |
| Остров Фернандо де Норонья (Атлантический океан) | Верлитизированный, карбонатизированный шпинелевый лерцолит | 0,00 | 0,97 | 9,04 | 3,87 | - | 100,0 | Данные автора | |
| Остров Монтана Клара (Атлантический океан) | Верлитизированный, карбонатизированный шпинелевый лерцолит | 2,5 | 3,8 | 6,4 | 3,8 | - | 41,64 | [33] | |
| Нунивак (Аляска) | Амфиболитовый пироксенит | 2,65 | 5,12 | 6,74 | 2,47 | 2,36 | 97,22 | [24] | |

мантии и ядра пришел к выводу о переходе кремния (около 7.3% от веса ядра) из нижней мантии в ядро, при этом должно высвободиться около 8.3% (от веса ядра) кислорода в мантию.

Анализ приведенного материала указывает, что скорее всего совокупность многих факторов определила окисление мантийного флюида в истории Земли. Однако нам представляется, что именно взаимодействие кора - мантия внесло решающий вклад в окисление мантии.

Таким образом, процессы окисления атмосферы Земли, а затем мантии на границе архей - протерозой, как результат смены геодинамического режима планеты и резкой активизации взаимодействия кора - мантия, привели к глобальным метасоматическим перемещениям вещества и возникновению обогащенных редкими элементами зон в подкоровом субстрате-источнике щелочного магматизма. Совпадение по времени этих событий (окисление атмосферы и появление щелочных пород) не может быть

случайным и, несомненно, указывает на фундаментальную связь этих процессов.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты № 99-05-64835, № 00-15-98497).

ЛИТЕРАТУРА

1. Браун Д., Массет А. Недоступная Земля. М.: Мир, 1984, 320 с.
2. Галимов Э.М. Проблема происхождения Луны // Основные направления геохимии. М.:Наука. 1995. С.8-43.
3. Когарко Л.Н. Неоднородность верхней мантии Земли и щелочной магматизм // Докл. 27-й сессии МГК. Геохимия и космохимия. М.:Наука, 1984. С.157-164.
4. Когарко Л.Н. Неоднородность верхней мантии и магматизм океанических островов. Океанический магматизм, М.: Наука, 1986, С.73-80.
5. Когарко Л.Н., Карпенко С.Ф., Ляликов А.В., Тептелев М.П. Изотопные критерии генезиса меймечитового магматизма // ДАН СССР. 1988. Т.301. №4. С.939-942.
6. Когарко Л.Н., Крамм У., Грауэрт Б. Новые данные о возрасте и генезисе щелочных пород Ловозерского массива (изотопия рубидия и стронция) // ДАН СССР. 1981. Т. 260. №4, С.1000-1005.
7. Лазаренко В. Г. Формационный анализ щелочных пород континентов и океанов. Л.: Недра, Ленинградское отд. 1988. 236 с.
8. Логачев Н. А. Вулканогенные и осадочные формации рифтовых зон Восточной Африки. М.: Наука, 1977. 257 с.
9. Пуцаровский Ю.М. Тектоника Атлантики с элементами нелинейной геодинамики. М.: Наука, 1994. 84 с.
10. Рябчиков И.Д. Геохимическая эволюция мантии Земли // Чтения им.В.И.Вернадского XXVII. М.: Наука, 1988. 37 с.
11. Рябчиков И.Д., Когарко Л.Н., Нтафлос Т., Курат Г. Металлические фазы в мантийных ксенолитах // ДАН 1994. Т.338. N 1. С.95-98.
12. Соболев Н.В., Ефимова Е.С., Поспелова Л.М. Ксенолиты алмазо-содержащих перидотитов в кимбеолитах и проблемы генезиса алмазов // Геология и геофизика. 1981. №12. С.25-29.
13. Хаин В.Е. Основные проблемы современной геологии. М.:Наука, 1994. 189 с.
14. Allegre C.J., Poirier J.P., Humler E., Hofman A.W. The chemical composition of the Earth // Earth Planet. Sci. Lett. 1995.V. 134. P.515-526.
15. Arculus R.J., Delano J.W. Implications for the primitive atmosphere of the oxidation state of Earth's upper mantle // Nature. 1980. V. 288. P.72-74.
16. Basu A.R., Goodwin A.M., Tatsumoto M. Sm-Nd study of Archaean alkalic rocks from the Superior Province of the Canadian Shield // Earth Planet. Sci. Lett. 1984. V.70. P.40-46.
17. Bullhaus C. Redox states of lithospheric and asthenospheric upper mantle // Contrib.Mineral.Petrol. 1993. V.114. P.331-348.
18. Bell K. Carbonatite Genesis and Evolution. London, Unwin Hyman, 1989. 618 p.
19. Campbell J.H., Griffiths R.W. The Changing nature of the mantle hotspots through time: implications for the chemical evolution of the Mantle // J. Geology. 1992. V. 92. P. 497-523.
20. Cloud P.E. Atmospheric and hydrospheric evolution on the Primitive Earth // Science. 1968. V.160. P.729-736.

21. **De Vore, G. M.** Relations between subduction, slab heating, slab dehydration and continental growth // *Lithos*. 1983. V. 16. № 4. P. 255-264.
22. **Drummond M.S., Defant M.J.** A model for trondhiemite-tonalite-dacite geneses and crustal growth = Via Slab Melting: Archean modern comparisons // *J.Geophys.Res.* 1990. V.95. N B13. P.21503-21522.
23. **Edgar A.D., Lloyd F.E. Forsyth, D.M., Barnett R.L.** Origin of glass in upper mantle xenoliths from the Quaternary volcanics of Gees, West Eifel, Germany// *Contrib.Mineral.Petrol.* 1989. V.103. P. 277-286
24. **Fransis D.** Some implications of xenolith glasses for the mantle sources of alkaline mafic magmas // *Contrib.Mineral.Petrol.* 1991. V.108. P.175-180.
25. **Fyfe W.S.** The evolution of the Earth's crust: modern plate tectonics to ancient hot spot tectonics // *Chem. geol.* 1978. V.23. P. 89-114.
26. **Giardini A.A., Melton C.E.** The nature of cloud-like inclusions in two Arkansas diamonds// *American.Miner.* 1975. V60. P.931-933.
27. **Green D.H., Falloon T.J., Taylor W.R.** Mantle-derived magmas-roles of variable source peridotite and variable C-H-O fluid compositions, Magmatic proceses: Physicochemical Principles // Ed. B.Mysen. *The Geoch.Soc.Spec.Publ.* 1987. N 1. P158-172 .
28. **Haggerty S., Tompkin S.** Redox state of Earth's upper mantle from Kimberlitic ilmenites // *Nature*. 1983. V. 303. P.295-300.
29. **Hargraves, R. B.** Precambriangeologic history // *Science*. 1976. V. 193. P. 363-371.
30. **Hofmann A.W.** Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism // *Nature* 1997. V. 385. 16 January. P. 219-229.
31. **Holland, H.** The chemical evolution of the atmosphere and ocean / Princeton Univer. Press. 1984. 582 p.
32. **Kasting J. F., Egglar D.H., Raeburn S.P.** Mantle Redox Evolution and the Oxidation State of the Archean Atmosphere // *J. Geology*. 1993. V. 101. N 2. P. 245-257.
33. **Kogarko L.N., Henderson I., Pacheco A.H.** Prymary Ca-rich carbonatite magma and carbonate-silicate-sulfide liquid immiscibility in the upper mantle // *Contrib. Mineral. Petrol.* (1995) V. 121. P. 267-275..
34. **Kogarko L.N., Kononova V.A., Orlova M, Woolley A.** Alkaline rocks and Carbonatites of the World/ Part 2. London. Chapman & Hall. 1995. Former USSR. 226 p.
35. **Kramers S.D.** Lead, uranium, strontium, potassium and rubidium in inclusion-bearing diamonds and mantle-derived xenoliths from Southern Africa // *Earth.Planet.Sci.Lett.* 1979. V.42. P.58-70.
36. **Mao H.K., Bell P.M.** Disproportionation equilibrium in ion-bearing systems at pressures above 100 kbar with applications to the chemistry of the earth's mantle. New York; **Springer-Verlag, Energetics of Geological Processes.1977. P. 237-249.**
37. **Meen J.K., Ayers J.C., Fregeau E.J.** A model of mantle metasomatism by carbonated alkaline melts: trace-element and isotopic compositions of mantle source regions of carbonatite and other continental igneous rocks. Unwin Hyman, 1989. P.464-500.
38. **Menzes M.A., Murthy V.R.** Nd and Sr isotope geochemistry of hydrous mantle nodules and their host alkali basalts. Implication for local heterogeneities in metasomatically veined mantle // *Earth.Planet.Sci.Lett.* 1980. V.46. P.323-334.
39. **Meyer H.** Inclusions in diamonds / Ed. P.H. Nixon, *Mantle xenoliths*. Chichester: John Wiley and Sons, 1987. P.501-522.
40. **McCulluch M.T.** The role of subducted slabs in an evolving earth // *Earth Planet. Sci.Lett.*1993.V.115. P.89-100.
41. **Newsom, H.E.** Accretion and core formation in the earth: evidence from siderophile elements. / Eds. Newsom, H.E. and Jones, J.H., *Origin of the Earth*. Oxford: Oxford University Press, 1990. P. 273-288.

42. **O'Neil H.S.C.** The origin of the Moon and the early history of the earth—a chemical model. // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1991. V.55, Part 2. P.1159-1172.
43. **Ozima M., Zashu S., Nitoh O.** Primitive Helium in diamonds // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1983. V.47. P.2217-2224.
44. **Richardson S.H.** Latter-day origin for diamonds of eclogitic paragenesis // *Nature.* 1986. V.322. P.623-626.
45. **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.
46. **Ringwood A.E.** Composition of the core and implications for origin of the earth // *Geochem. J.* 1977. V.11. P. 111-135.
47. **Rubey W.W.** Development of the hydrosphere and atmosphere, with special reference to probable composition of the early atmosphere / Ed. Poldervaart, A. *Crust of the Earth.* New York: Geol. Soc. America, 1955. P. 631-650.
48. **Shervais J.W.** Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1982. V.59. P.101-118.
49. **Sobolev A.V., Shoussidon O.N.** H₂O concentrations in primary melts from supra-subduction zones and mid ocean ridges: implications for H₂O storage and recycling in the mantle // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1996. V. 197. N1. P45-55.
50. **Taylor W.R., Green D.** Measurement of reduced peridotite C-O-H solidus and implications for redox melting of the mantle // *Nature.* 1988. V.332. P.349-352.
51. **Walker J.C.** *Evolution of the Atmosphere.* N. Y.: Macmillan Publishing Co, 1977. P.306.
52. **Wanke H.** Constitution of terrestrial planets. // *Royal Soc. London. Philos. Trans.* 1981. V.A303. P. 287-302.
53. **Wendland R.F., Harrison W.S.** Rare earth partitioning between immiscible carbonate and silicate liquids and CO₃ vapor: results and implication for the formation of light rare earth-enriched rocks // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1979. V.69. P.409-419.
54. **Woolley A.** *Alkaline rocks and Carbonatites of the World. Part 1. North and South America.* London British Museum, 1987. P. 216.
55. **Zindler A., Hart S.** Chemical geodynamics. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci. Lett.* 1986. V.14. P.493-571.

Алданская провинция К-щелочных пород и карбонатитов: вопросы магматизма, генезиса и глубинных источников

Владыкин Н.В.

*Институт Геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск
vlad@igc.irk.ru*

На основе новых геологических, петрологических и геохимических данных разработана новая схема магматизма для Алданской провинции К-щелочных пород. Обнаружены полные ряды К-щелочных пород, которые имеют длительную историю формирования. Температурный интервал их образования по данным гомогенизации расплавных включений оценивается в 1500-600 °С. Главными процессами, приводящими к образованию полных серий пород в комплексе являются процессы магматической дифференциации и расслоения, в результате которых образуется полный ряд пород от К-щелочно-ультраосновных, через основные и средние к кислым щелочным гранитам. Выявлены следующие особенности магматизма К-щелочных пород Алдана: 1) в процессе их дифференциации К-щелочных пород Алданской провинции происходит образование ветви пород -интрузивных аналогов лампроитовой серии. Эти породы по минеральному и химическому составу и геохимической специфике не отличаются от лампроитов других регионов, хотя и имеют свои региональные особенности; 2) конечным магматическим дифференциатом этой К-щелочной серии пород являются агпайтовые щелочные граниты. По геохимическим параметрам эти граниты отличаются от редкометальных палингенных щелочных гранитов и плюмазитовых субщелочных гранитов; 3) другим конечным дифференциатом К-серии являются карбонатиты и силикатно-карбонатные породы. По рудной продуктивности, ассоциации пород и времени отделения от силикатной магмы эти карбонатиты существенно отличаются от карбонатитов Na-серии; 4) соотношение изотопов Sr, Nd, O, C, Pb говорит о глубинном зарождении магм К-щелочных комплексов и мантийном их происхождении. Главные процессы, вызывающими активизацию магматической деятельности являются плюмовые процессы.

ВВЕДЕНИЕ

Алданская провинция К-щелочных пород расположена (рис. 1) в северо-восточном крыле Монголо-Охотского ареала щелочного магматизма [14]. Щелочные массивы этой провинции приурочены в основном к северной периферии Алданского щита на стыке его с Сибирской платформой [7,2]. Всю провинцию можно разделить на три региона: 1) Западно-Алданский регион с массивами Мурун, Сакун и Хани; 2) Центральнo-Алданский район с массивами: Инагли, Якокут, Рябиновый, Томмот, Ыллымах, а также

Хатастырской, Кайлинской и Амгинской группой малых тел и диатрем и в его восточной части- Билибинским массивом; 3) Восточно-Алданский район

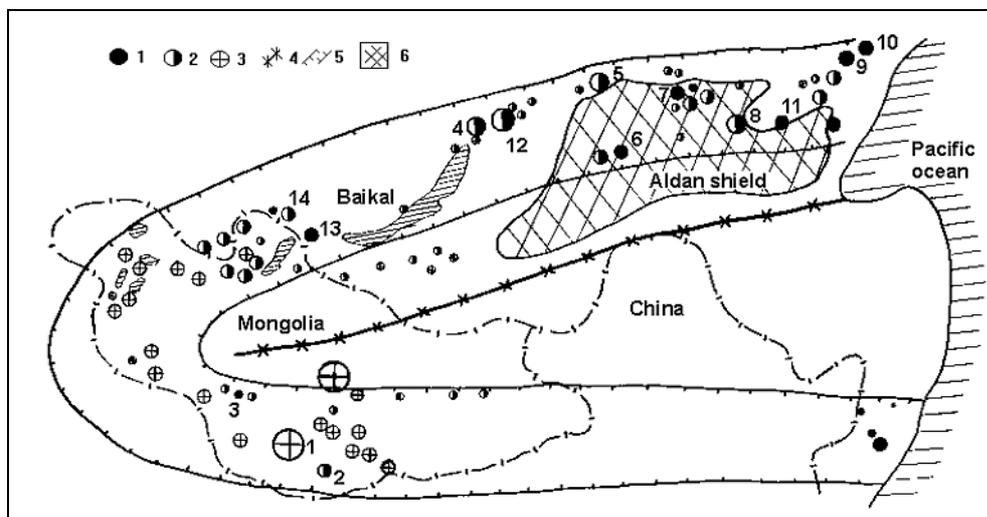


Рис.1. Схема ареала щелочного магматизма Монголо-Охотского пояса.

Условные обозначения: 1- щелочные массивы с большим объемом ультраосновных пород, 2- щелочные массивы с малым объемом ультраосновных пород, 3- массивы щелочных гранитов, 4- Монголо-Охотский линеамент, 5- границы ареала щелочных пород, 6- Алданский щит.

Массивы: 1- Khan-Bogdo, 2- Lugingol, 3- Мушугай, 4- Бурпала, 5- Мурун, 6- Хани, 7- Инагли, 8- Билибинский, 9- Кондер, 10- Ингили, 11- Arbarastakh, 12- Суннур, 13- Жидой, 14- Белая Зима.

с массивами Арбарастах, Кондер, Ингили и другими более мелкими массивами. На основе детальных и петролого-геохимических исследований последних 20 лет, проведенные автором, разработана новая схема магматизма для щелочных массивов провинции (14,16).

СХЕМА МАГМАТИЗМА К-ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД АЛДАНСКОЙ ПРОВИНЦИИ

Первая отличительная особенность К-щелочных пород Алданской провинции:

Комплексы К-щелочных пород Алданского щита образуют наиболее полные серии магматических пород. Главными процессами, приводящими к образованию полных серий пород в комплексе являются процессы магматической дифференциации и расслоения, в результате которых образуется непрерывный ряд пород от К-щелочноультраосновных, через основные и средние к кислым щелочным гранитам.

Наиболее полный ряд пород обнаружен нами в эталонных, самых крупных одновозрастных (120-145 млн. лет [2,3]) массивах Алданской провинции Мурунском и Билибинском, площадь которых по 150 км². Эти

два массива образовались в различных блоках Алданского щита, которые в то время подвергались тектоническим движениям разной интенсивности. Кристаллизация пород Мурунского комплекса происходила одновременно с интенсивными тектоническими движениями в Зап.части Алданского щита, а породы Билибинского массива в центре щита застывали в спокойной обстановке. В связи с этим в Мурунском массиве имеются как интрузивные, так и вулканические породы, которые образовались в результате 4 фаз внедрения. А в Билибинском массиве 2 фазы внедрения и во второй фазе наблюдаются постепенные фациальные переходы от одной породы к другой. Различия в формировании массивов отразились и на их рудоносности, которая в Мурунском массиве намного более разнообразная.

Геологическое строение Мурунского массива приведено на рис.2.

Схема магматизма Мурунского массива [14]

Ранняя фаза: 1)оливин-шпинелиевые породы (встреченные в виде ксенолитов) с зонами оливин-пироксен-флогопит-монтichelлитовых пород, содержащих мелилит; 2)расслоенная серия щелочно-ультраосновных пород, состоящая из Вт-пироксенитов, оливиновых лампроитов, кальсилитовых ийолитов, лейцитовых фергуситов и санидиновых шонкинитов.

Главная фаза представлена расслоенной серией различных псевдолейцитовых, кальсилитовых, калишпатовых сиенитов, кристаллизация которые заканчиваются кварцевыми сиенитами, дайками и штоками щелочных гранитов.

Вулканическая фаза состоит из расслоенного потока лейцитовых мелафонолитов, лейцититов и лейцитовых лампроитов, их туфолав и туфобрекчийт и жильных пород: лейцитовых тингуаитов, рихтерит-санидиновых лампроитов, трахит-порфиров, сиенит-порфиров, эвдиалитовых луявритов.

Самая поздняя фаза кристаллизовалась из остаточного расплав-флюида и образовала расслоенную полосчатую серию силикатно-карбонатных пород. Она состоит из кварц-кальцит-пироксен-микроклиновых пород, калишпатитов, пироксен-калишпатовых пород, кальцитовых и "бенстонитовых" карбонатитов, чароитовых пород и пород с кварц-кальцитовой графикой [10]. Все эти породы имеют между собой и промежуточные по составу разновидности.

На контакте с породами силикатно-карбонатной серии образуются фениты и кальцит-рихтерит-тетраферрифлогопитовые породы.

Расслоенность в породах Мурунского массива горизонтальная (она фиксируется по керну многочисленных скважин) и представлена переслаиванием пород (слоев 1-5 м.мощностью) различного минерального состава (лейко- и меланократовых), мелко-, средне- и крупнозернистого строения. В блоках пород чароитовой группы наблюдается наклонная и вертикальная расслоенность. Наиболее интенсивно расслоенность

фиксируется в приконтактных частях массива, что можно объяснить скоростью охлаждения магмы.

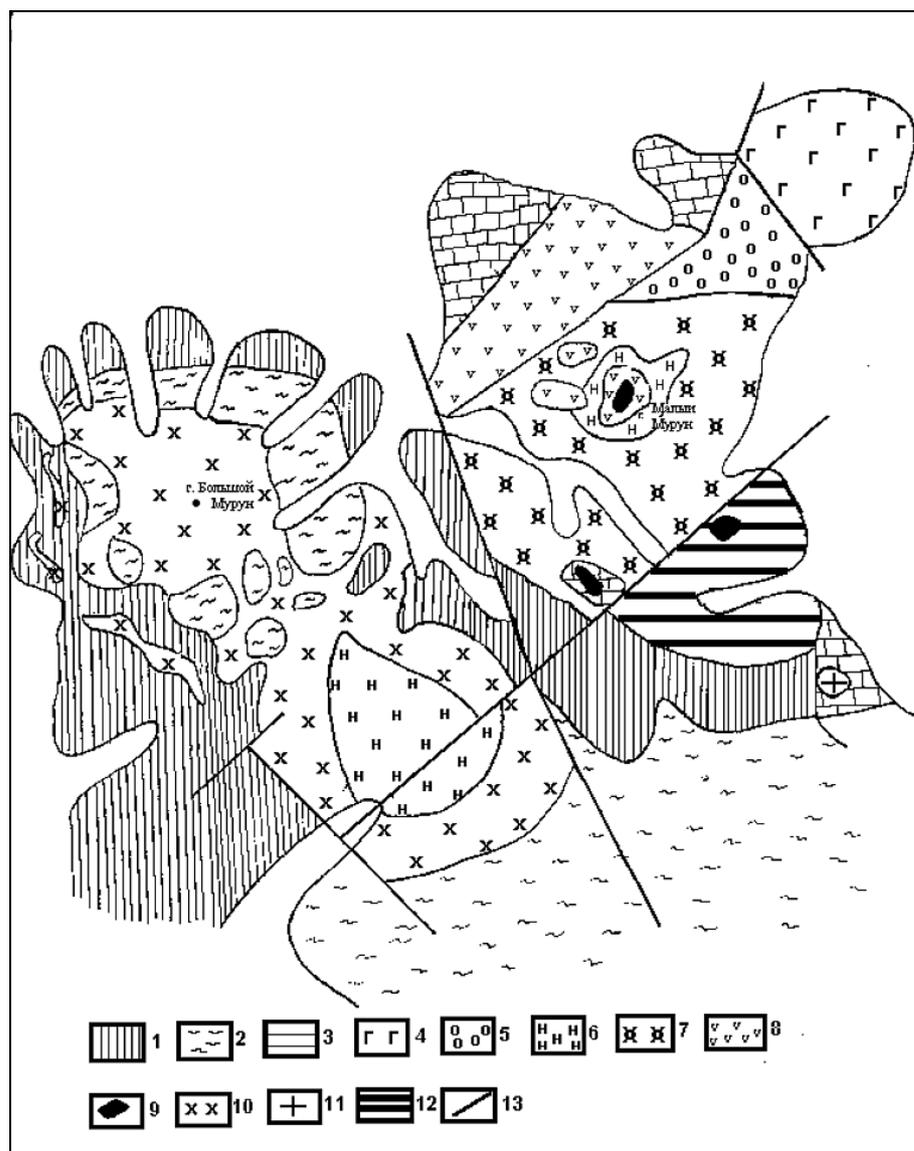


Рис.2. Схема геологического строения Мурунского массива.

Вмещающие породы: 1-архейские гранито-гнейсы, 2-протерозойские кварцевые песчаники, 3- доломиты. Интрузивные породы: 4-расслоенный комплекс Вt-пироксенитов, 5-псевдолейцитовые сиениты, 6-нефелиновые сиениты, 7-щелочные сиениты, 8-эффузивный комплекс лейцитовых фонолитов, лейцитовых лампроитов, 9-эгирины, 10-щелочные и кварцевые сиениты, 11-щелочные граниты, 12- породы чароитового комплекса.

Геологическое строение Билибинского массива представлено на рис.3.
Схема магматизма Билибинского массива [13]

Ранняя фаза представлена расслоенной серией пород, состоящей из слюдястых перидотитов (с ксенолитами дунитов), биотитовых пироксенитов,

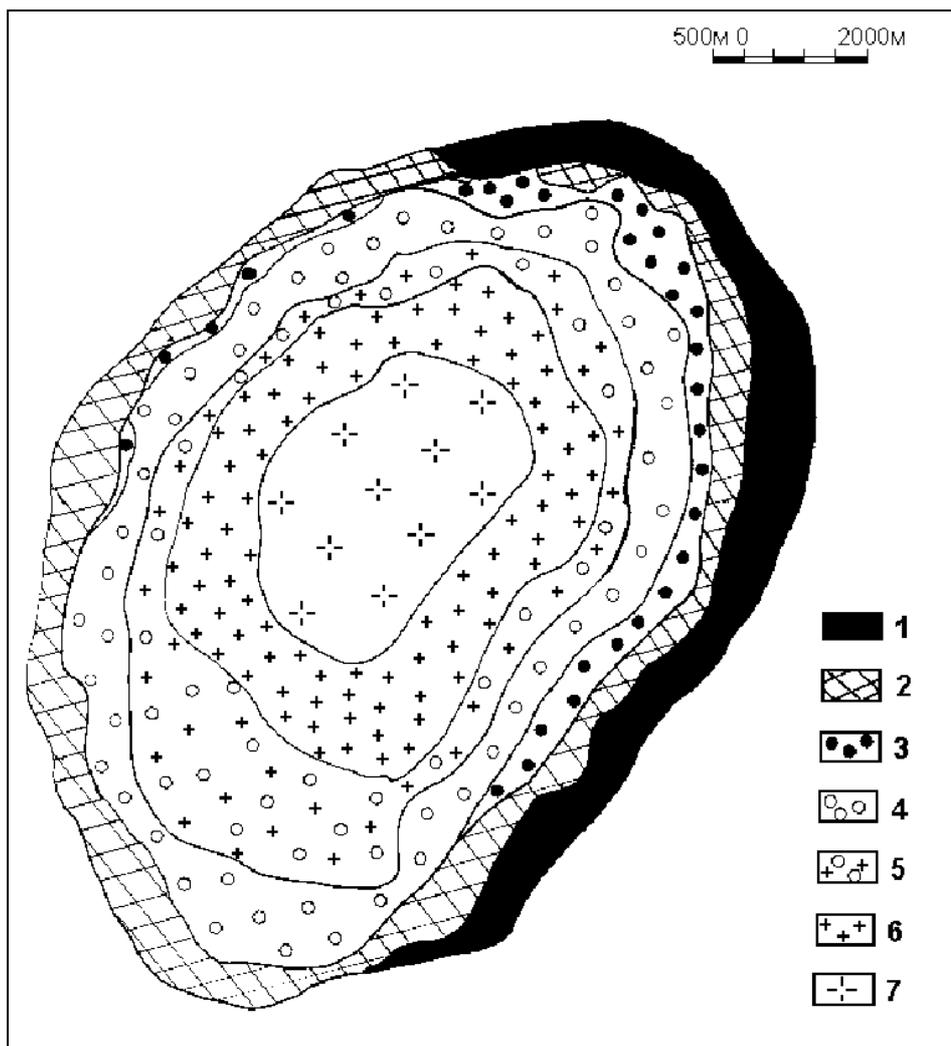


Рис. 3. Схема геологического строения Билибинского массива.

Условные обозначения: 1-расслоенный комплекс К-ультраосновных-щелочных пород, 2-шонкиниты и меланосиениты, 3-мезосиениты, 4-щелочные лейкосиениты, 5-кварцевые сиениты, 6-щелочные граниты, 7-субщелочные амфибол-биотитовые граниты.

оливиновых лампроитов, лейцитовых фергуситов и санидиновых шонкинитов. Мощность отдельных слоев пород 2-10 м.

Главная фаза представлена лейкократовой серией пород с постепенно сменяющих друг друга. От периферии массива к центру массива наблюдается слерующий ряд пород: псевдолейцитовые мелано-, мезо- и лейкосиениты, полевошпатовые щелочные сиениты, кварцевые сиениты, амфиболовые щелочные граниты и субщелочные амфибол-биотитовые граниты. Переход от одних разновидностей пород к другим постепенный, фациальный. Он прослежен нами несколькими геологическими разрезами от контакта к центру массива, что стало возможно благодаря исключительной (до 90%) обнаженности массива на высоте 2500м.

Магматический этап в обоих массивах сменяется интенсивным гидротермальным этапом. В Мурунском массиве это зоны окварцевания и

сульфидизации с Th, U, Au, Ag, Pb, Cu, Mo орудинением, скарны с галенитом и сфалеритом, кварцевые жилы с анатазом и брукитом. На Билибинском массиве-это грейзены с W, Mo, Au, Cu орудинением. Химический состав главных разновидностей пород этих массивов и концентрации в них редких элементов представлены в табл. 1 и 2.

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ К-ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД

Петрохимические диаграммы парных и тройных корреляционных зависимостей петрогенных элементов, построенных на базе 500 силикатных анализов пород Мурунского массива и 200 силикатных анализов пород Билибинского массива представлены на рис. 4-6. Эти диаграммы показывают, насколько широк спектр составов пород в этих массивах. На классификационной диаграмме щелочи - кремнезем составы пород этих массивов перекрывают все поля точек составов пород от ультраосновных до гранитных составов со всеми промежуточными разновидностями. На этих диаграммах видна непрерывность изменения состава пород от ранних к поздним, что свидетельствует об их гомодромности.

По нашему мнению одной из главных причин проявления в Мурунском массиве интенсивных процессов глубокой дифференциации и расслоения магмы- это их высокая К-щелочность и К-агпаитность при отношении $K/Na=15-3$. Эти два важных признака реализуются в минеральных парагенезисах пород. Характерный лейкократовый парагенезис: лейцит, кальсилит и К-полевой шпат при полном отсутствии альбита, нефелина и меланократовый парагенезис: слюда, пироксен, К-рихтерит и К-арфведсонит. Эти калиевые парагенезисы являются определяющими для всех магматических пород Муруна. В породах Мурунского массива геохимическое поведение натрия такое же, как и в других щелочных массивах. От ранних пород к поздним идет его накопление (в Мурунском массиве от 0.1 до 7-8%), но даже в самых поздних породах -эвдиалитовых луювритах (с 5-6 % K_2O и 7-8 % Na_2O), лейкократовый парагенезис остается каливым (кальсилит+калишпат), а весь натрий расходуется на образование пироксена (эгирина). Благодаря К-агпаитности образуются безалюминиевые минералы: К-рихтерит, К-арфведсонит и тетраферрифлогопит. В поздних породах даже в эвдиалите содержится до 3-4% K_2O . Особым показателем К-агпаитности является акцессорная минерализация. В породах образуются К-цирконосиликаты - вадеит и делиит, Тi-силикаты - К-батисит, даванит, тинаксит, а также группа водных щелочных силикатов: чароит, федорит, канасит, токкаит, апофиллит, мизерит и др.

Как видно из диаграмм (рис. 7) подобные петрохимические особенности характерны и для других массивов щелочных пород Алдана. В них на данном

Таблица 1

Химический состав главных разновидностей пород Билибинского и Мурунского массивов (в вес%).

| NN | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 | 17 | 18 | 19 | 20 | 21 | 22 | 23 | 24 | 25 | 26 |
|--------------------------------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| SiO ₂ | 42.4 | 42.9 | 47.2 | 51.4 | 54.5 | 61.8 | 69.9 | 71.8 | 41.1 | 45.5 | 42.6 | 48.9 | 56.1 | 61.0 | 77.0 | 55.4 | 47.4 | 50.6 | 61.8 | 57.6 | 21.6 | 16.6 | 31.7 | 23.2 | 6.4 | 25.0 |
| TiO ₂ | 1.1 | 1.4 | 0.3 | 0.6 | 1.0 | 0.5 | 0.2 | 0.2 | 1.4 | 1.1 | 0.8 | 1.1 | 0.5 | 0.8 | 0.6 | 1.0 | 1.3 | 1.3 | 0.3 | 0.3 | 0.5 | 0.3 | 1.0 | 0.3 | 0.1 | 1.1 |
| Al ₂ O ₃ | 3.1 | 7.0 | 7.4 | 12.8 | 14.9 | 16.8 | 15.6 | 15.2 | 7.4 | 7.3 | 11.0 | 10.7 | 18.0 | 15.2 | 6.5 | 14.8 | 9.6 | 10.9 | 6.3 | 2.5 | 0.5 | 3.2 | 10.2 | 5.4 | 1.6 | 6.5 |
| Fe ₂ O ₃ | 3.0 | 4.7 | 2.5 | 3.3 | 2.9 | 2.7 | 0.9 | 1.3 | 5.4 | 6.5 | 4.7 | 5.4 | 5.1 | 3.5 | 2.8 | 6.2 | 8.1 | 14.5 | 4.3 | 2.3 | 3.0 | 1.4 | 1.4 | 5.0 | 0.6 | 9.6 |
| FeO | 4.1 | 6.8 | 5.1 | 2.3 | 2.2 | 2.0 | 0.9 | 0.2 | 5.1 | 4.7 | 4.1 | 5.4 | 0.8 | 2.5 | 1.6 | 2.5 | 4.1 | 1.4 | 1.1 | 0.9 | 0.7 | 0.7 | 4.1 | 1.4 | 1.2 | 6.8 |
| MnO | 0.1 | 0.2 | 0.1 | 0.1 | 0.1 | 0.1 | 0.1 | 0.1 | 0.2 | 0.2 | 0.2 | 0.2 | 0.1 | 0.1 | 0.1 | 0.2 | 0.2 | 0.5 | 0.2 | 0.2 | 0.1 | 0.1 | 0.2 | 0.3 | 0.1 | 0.4 |
| MgO | 31.2 | 15.5 | 19.8 | 7.6 | 5.3 | 1.5 | 0.5 | 0.4 | 18.0 | 12.6 | 12.6 | 5.3 | 0.6 | 0.6 | 0.9 | 1.3 | 6.4 | 0.4 | 0.4 | 0.6 | 0.3 | 0.4 | 11.4 | 4.2 | 1.3 | 0.6 |
| CaO | 8.1 | 11.9 | 8.0 | 7.3 | 3.9 | 2.8 | 1.4 | 1.2 | 8.3 | 8.3 | 12.2 | 5.6 | 1.8 | 2.0 | 0.9 | 3.3 | 3.8 | 1.9 | 10.7 | 17.4 | 34.3 | 20.1 | 12.4 | 31.0 | 46.3 | 18.2 |
| BaO | 0.2 | 0.3 | 0.1 | 0.1 | 0.4 | 0.2 | 0.2 | 0.2 | 0.5 | 0.1 | 0.7 | 0.5 | 0.5 | 0.5 | 0.1 | 0.5 | 1.4 | 0.2 | 0.1 | 1.3 | 1.0 | 23.8 | 0.6 | 0.8 | 0.2 | 4.4 |
| SrO | 0.1 | 0.2 | 0.1 | 0.2 | 0.1 | 0.2 | 0.4 | 0.2 | 0.3 | 0.3 | 0.1 | 0.3 | 0.1 | 0.1 | 0.1 | 0.2 | 0.2 | 2.5 | 0.3 | 1.0 | 7.3 | 5.9 | 0.8 | 0.6 | 2.4 | 3.2 |
| K ₂ O | 2.5 | 5.4 | 6.1 | 11.7 | 11.6 | 6.6 | 5.4 | 4.8 | 7.4 | 7.1 | 7.7 | 10.5 | 15.5 | 12.4 | 5.8 | 10.7 | 8.9 | 4.6 | 5.8 | 7.3 | 0.9 | 3.1 | 7.7 | 2.5 | 1.2 | 3.9 |
| Na ₂ O | 0.7 | 0.9 | 0.8 | 0.6 | 1.4 | 4.6 | 4.6 | 4.6 | 0.5 | 1.4 | 0.5 | 1.2 | 0.6 | 1.0 | 2.0 | 0.9 | 3.2 | 9.7 | 2.3 | 3.4 | 1.8 | 0.5 | 1.4 | 0.9 | 1.6 | 0.2 |
| P ₂ O ₅ | 1.2 | 2.0 | 1.2 | 1.1 | 0.7 | 0.2 | 0.1 | 0.1 | 1.8 | 1.9 | 0.7 | 1.7 | 0.01 | 0.03 | 0.2 | 0.3 | 1.9 | 0.01 | 0.03 | 0.1 | 0.4 | 0.3 | 0.2 | 1.2 | 0.1 | 0.2 |
| H ₂ O | 2.6 | 0.5 | 0.9 | 0.8 | 0.8 | 0.2 | 0.1 | 0.1 | 1.7 | 1.9 | 0.8 | 1.5 | 0.5 | 0.3 | 1.2 | 0.7 | 1.7 | 0.9 | 0.4 | 3.7 | 0.7 | 0.5 | 1.2 | 0.8 | 0.4 | 0.3 |
| F | 0.12 | 0.22 | 0.14 | 0.48 | 0.4 | 0.29 | 0.14 | 0.06 | 0.7 | 0.03 | 0.07 | 0.5 | 0.01 | 0.22 | 0.2 | 0.22 | 0.9 | 0.1 | 0.3 | 0.25 | 0.13 | 0.1 | 1.4 | 0.3 | 0.05 | 1.0 |
| CO ₂ | 0.04 | | 0.15 | 0.44 | 0.3 | 0.1 | 0.08 | 0.06 | 1.5 | 1.7 | 1.8 | 0.7 | 0.3 | 0.5 | 0.6 | 1.9 | 1.5 | 0.3 | 6.2 | 1.0 | 26.4 | 23.4 | 14.5 | 22.4 | 36.9 | 18.9 |

Примечание. Билибинский массив: 1 – Вt-перидотит, 2 – Вt-пироксенит, 3 – оливиновый лампроит, 4 –

лейцитовый шонкит, 5 – лейцитовый сиенит, 6 – кварцевый сиенит, 7 – щелочной гранит, 8 –

субщелочной гранит. Мурунский массив: 9 – Вt-пироксенит, 10 – оливиновый лампроит, 11 – К-цитоит, 12 –

шонкит, 13 – лейцитовый сиенит, 14 – щелочной сиенит, 15 – щелочной гранит, 16-лейцитовый

фонолит, 17-лейцитовый лампроит, 18-эвдиалитовый дунгрит, 19-силикатно-карбонатная порода, 20-

чароитовая порода, 21-кальцитовый карбонатит, 22-Ва-Sr-карбонатит, 23-24- Ру-Вt-карбонатит, 25-

кальцитовый карбонатит с Вt, 26- MgI-Vt- карбонатит.

Таблица 2.
Содержания редких элементов в породах Билибинского и Мурунского массивов (г/т).

| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 | 17 | 18 | 19 | 20 | 21 | 22 | 23 | 24 | 25 | 26 |
|----|------|-----|------|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|------|------|------|------|------|-----|------|-----|------|
| NN | 2200 | 920 | 1200 | 310 | 140 | 43 | 24 | 9 | 260 | 500 | 120 | 76 | 3 | 3 | 7 | 20 | 78 | 3 | 12 | 40 | 3 | 5 | 3 | 1 | 3 | 1 |
| Cr | 1200 | 450 | 820 | 150 | 120 | 18 | 43 | 30 | 190 | 130 | 90 | 63 | 10 | 4 | 55 | 10 | 100 | 14 | 30 | 19 | 6 | 3 | 10 | 4 | 10 | 44 |
| Ni | 75 | 90 | 84 | 40 | 33 | 13 | 5 | 3 | 40 | 30 | 35 | 39 | 7 | 7 | 7 | 15 | 37 | 5 | 7 | 2 | 2 | 1 | 5 | 8 | 5 | 18 |
| Co | 27 | 280 | 50 | 37 | 120 | 82 | 39 | 21 | 500 | 290 | 190 | 300 | 90 | 120 | 990 | 410 | 390 | 660 | 1100 | 1000 | 380 | 100 | 240 | 210 | 250 | 740 |
| V | 13 | 86 | 46 | 51 | 24 | 9 | 4 | 19 | 20 | 18 | 16 | 20 | 4 | 4 | 2 | 7 | 22 | 2 | 1 | 2 | 2 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 |
| Sc | 1 | 2 | 1 | 1 | 1 | 3 | 2 | 2 | 7 | 8 | 5 | 6 | 6 | 4 | 7 | 5 | 6 | 15 | 51 | 12 | 14 | 27 | 1 | 1 | 2 | 1 |
| Sn | 3 | 1 | 3 | 1 | 2 | 26 | 45 | 32 | 220 | 12 | 20 | 11 | 10 | 11 | 150 | 140 | 8 | 1100 | 320 | 830 | 300 | 89 | 390 | 28 | 400 | 1040 |
| Pb | 40 | 100 | 46 | 17 | 3 | 60 | 50 | 39 | 160 | 200 | 87 | 210 | 95 | 60 | 37 | 100 | 320 | 550 | 80 | 54 | 30 | 28 | 270 | 112 | 54 | 190 |
| Zn | 11 | 14 | 15 | 7 | 85 | 30 | 11 | 24 | 200 | 70 | 130 | 300 | 12 | 48 | 12 | 82 | 220 | 50 | 49 | 170 | 10 | 170 | 58 | 15 | 80 | 270 |
| Cu | 1 | 3 | 5 | 8 | 10 | 8 | 11 | 12 | 70 | 20 | 10 | 16 | 10 | 20 | 50 | 10 | 50 | 160 | 60 | 48 | 21 | 10 | 100 | 80 | 330 | 430 |
| Nb | 24 | 91 | 45 | 19 | 50 | 250 | 160 | 110 | 285 | 200 | 440 | 390 | 290 | 110 | 160 | 360 | 490 | 4420 | 255 | 500 | 105 | 300 | 400 | 280 | 870 | 980 |
| Zr | 1 | 8 | 4 | 3 | 2 | 5 | - | 1 | 23 | 17 | 10 | 12 | 1 | 9 | 10 | 18 | 50 | 4 | 26 | 34 | 120 | 20 | 8 | 160 | 16 | 23 |
| Y | 64 | 586 | 280 | 332 | 171 | 322 | 217 | 141 | 222 | 170 | 150 | 292 | 20 | 126 | 100 | 160 | 376 | 264 | 250 | 883 | 1000 | 1100 | 160 | 4600 | 490 | 3640 |
| TR | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |

Примечание. Описание проб в таблице 1.

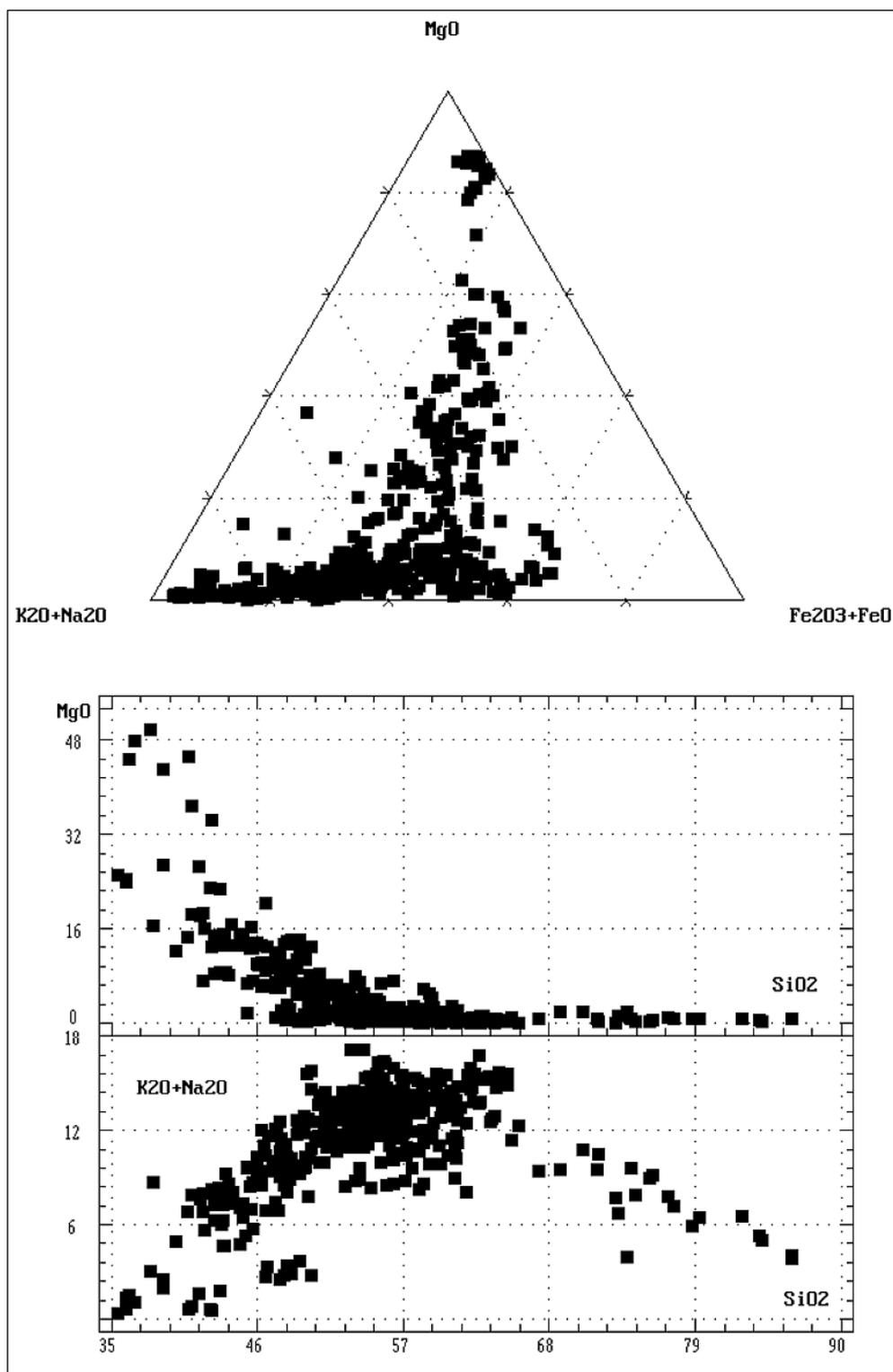


Рис. 4. Парные и тройные корреляции породообразующих элементов силикатных пород Мурунского массива.

эрозионном срезе проявлен не весь генетический ряд пород, а только его часть. Однако направленность магматической эволюции пород единая для

всех щелочных массивов Алданской провинции. Интересным моментом процесса дифференциации для гранитной части массивов является

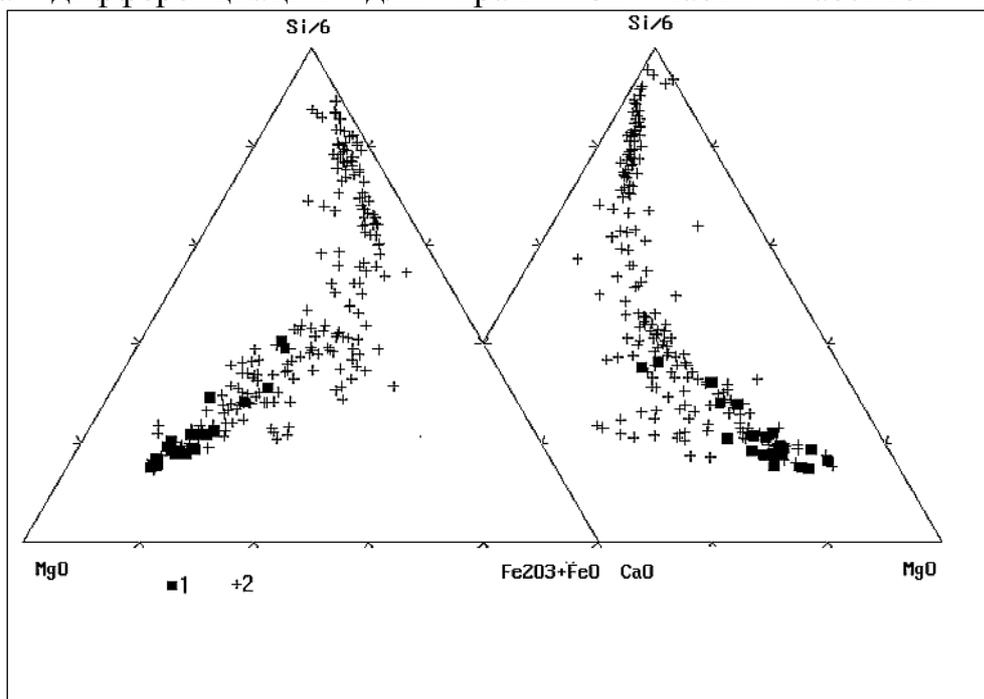


Рис. 5. Тройные корреляции породообразующих элементов в породах Билибинского массива: 1- лампроиты, 2- другие щелочные породы массива.

постепенное повышение SiO_2 до максимальных значений в магматических породах -88% (Мурунский и Ыллымахский массивы). По минеральному составу эти граниты состоят из кварца, эгирина и калишпата.

Нами проведен геохимический анализ поведения редких элементов: Li, Rb, Cs, B, Be, F, Ba, Sr, Sn, Pb, Zn, Cu, Mo, Ag, Cr, Ni, Co, V, Sc, Zr, Hf, Nb, Ta, Y и группы TR. От ранних пород к поздним идет уменьшение концентраций сидерофильных элементов Cr, Ni, Co, Sc и повышение концентраций Ba, Sr, V, Be, Zn, F, Sn, Zr, Nb, TR, Y. Распределение редких элементов в породах Мурунского и Билибинского массивов, нормированные по кларку в сиенитах показано на рис. 8 и 9 (элементы на графике расположены по уменьшению ионного радиуса). По данным спектра TR в генетическом ряду пород наблюдается фракционирование европия, что подтверждает участие в их происхождении процессов кристаллизационной магматической дифференциации. Геохимическая специфика щелочных пород Алданского щита определяется следующими особенностями:

1) высокая магнезиальность ранних пород и уменьшение MgO до 0 в поздних породах, аномально высокая калиевоность, которая от ранних пород к поздним возрастает от 4 до 16% и затем несколько снижается до 10% (при высоком K/Na отношении);

2) аномально высокие концентрации Ba и Sr, которые в поздних породах-«бенстонитовых» карбонатитах образуют рудные концентрации (до 33% BaO и 10% SrO);

3) высокие концентрации Cr и Ni в ранних породах, которые снижающиеся в поздних породах;

4) агапитовый характер поведения Zr, Ti, Nb, TR, который реализуется в акцессорной минерализации;

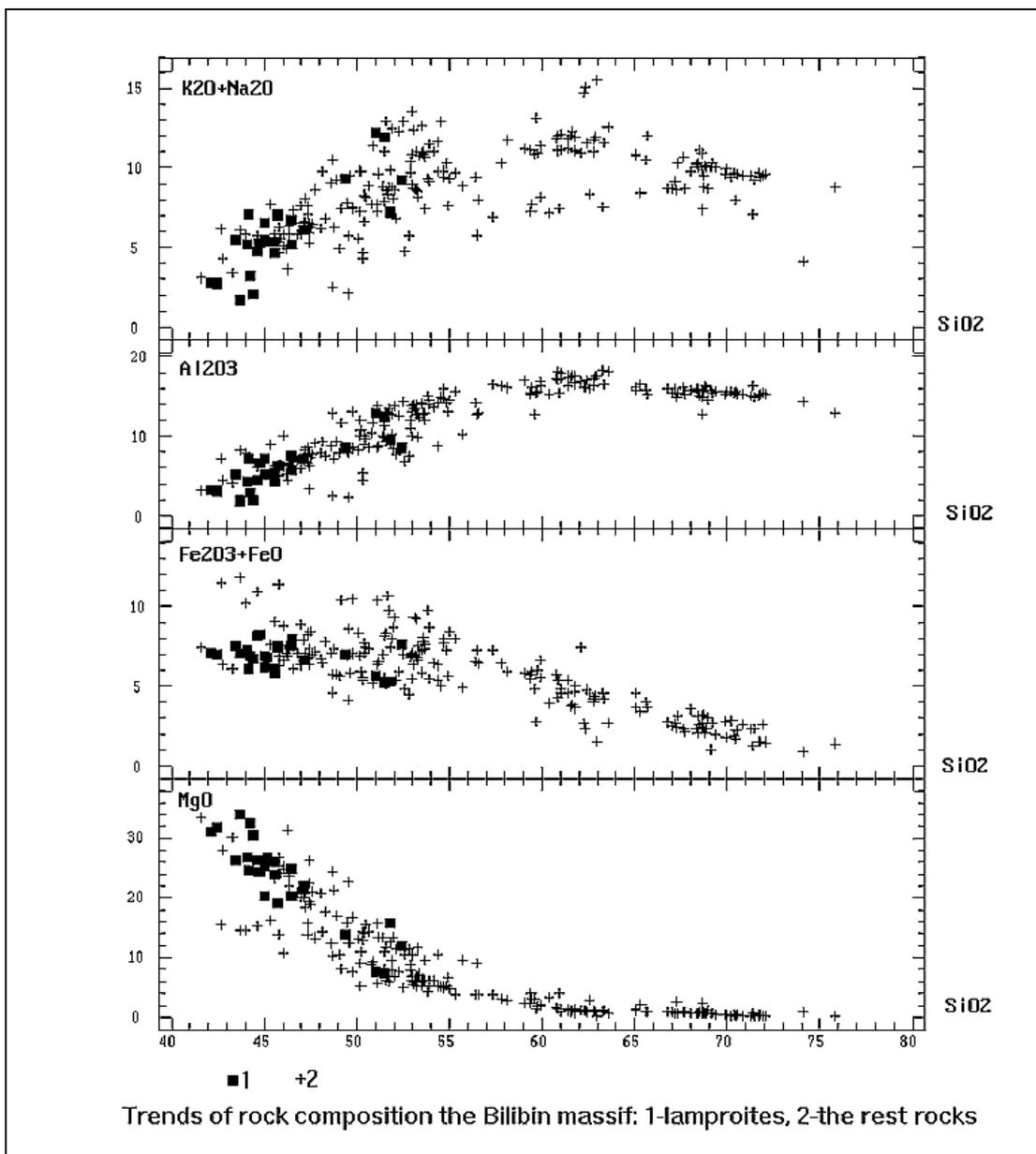


Рис. 6. Парные корреляции породообразующих элементов в породах Билибинского массива: 1- лампроиты, 2-другие щелочные породы массива.

5) насыщенность магм летучими компонентами, в первую очередь CO₂, P₂O₅, H₂O, углеводородами, в меньшей мере F и восстановительный характер кристаллизации, приводящий к образованию в позднем силикатно-карбонатном комплексе многочисленных фаз самородных элементов и интерметаллидов [16].

ПОРОДЫ ЛАМПРОИТОВОЙ СЕРИИ В МАССИВАХ К-ЩЕЛОЧНЫХ КОМПЛЕКСОВ

Другая характерная особенность К-щелочных пород Алданской провинции: *образование в процессе их дифференциации ветви пород -*

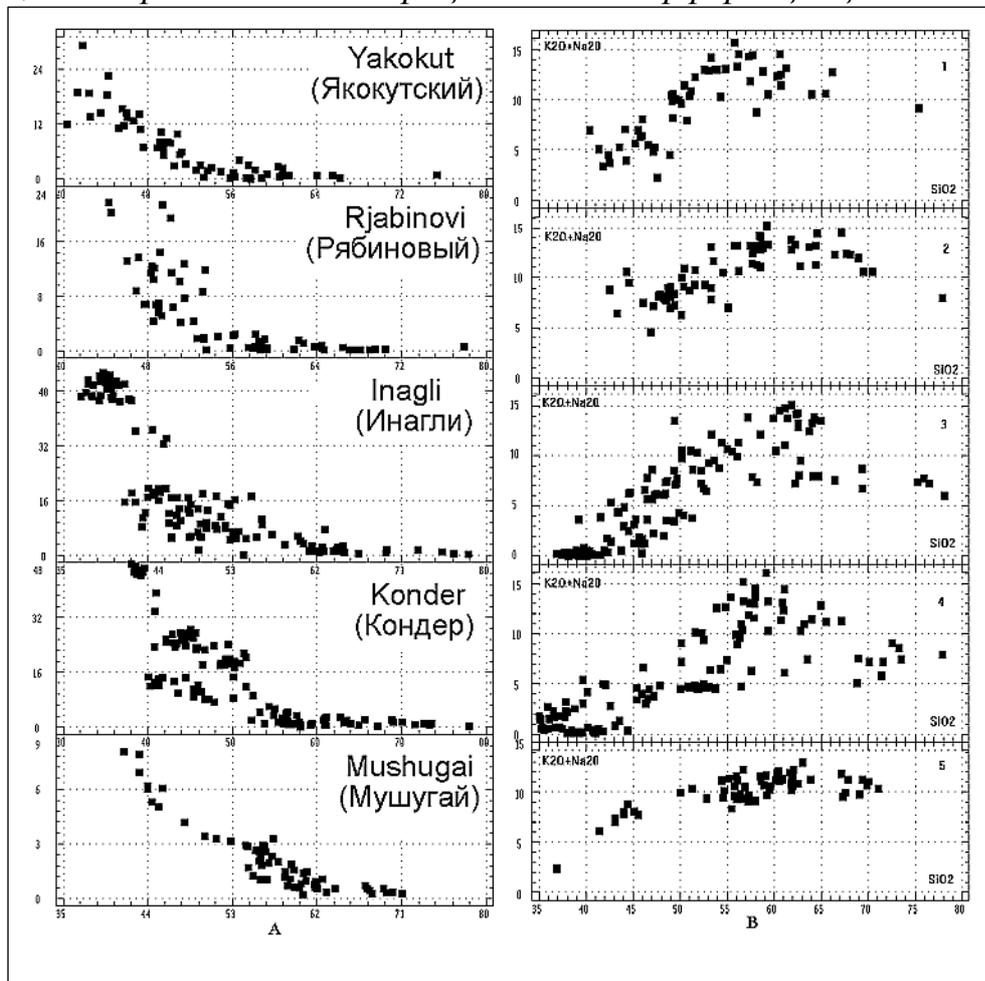


Рис. 7. Парные корреляции породообразующих элементов в породах других массивов К-щелочных пород Алданского щита.

интрузивных аналогов лампроитовой серии. Эти породы по минеральному и химическому составу и геохимической специфике не отличаются от лампроитов других регионов, хотя и имеют свои региональные особенности. Тренды составов всех пород отдельных массивов и их геохимические особенности свидетельствуют о генетической связи лампроитов и К-щелочной серии Алдана.

В настоящее время на Алданском щите известно 14 проявлений пород лампроитовой группы пять из которых обнаружены автором [11, 15]. Лампроиты слагают силлы, некки, эруптивные брекчии, а так же дайки, штоки и слои в породах расслоенных щелочных комплексов. Они известны в Мурунском и Ханинском массивах и на р. Молбо в Зап. части Алданского щита, в Якокутском, Рябиновом, Инагли, Ыллымахском, Томмотском,

Юхтинском массивах Центрального Алдана, Билибинском и Кондерском массиве Восточного Алдана. Отдельные диатремы, вне связи с массивами щелочных пород известны в сев. части Центр. Алдана. Это трубка Кайла и Хатастырское поле. Однако и в них встречаются ксенолиты щелочных пород,

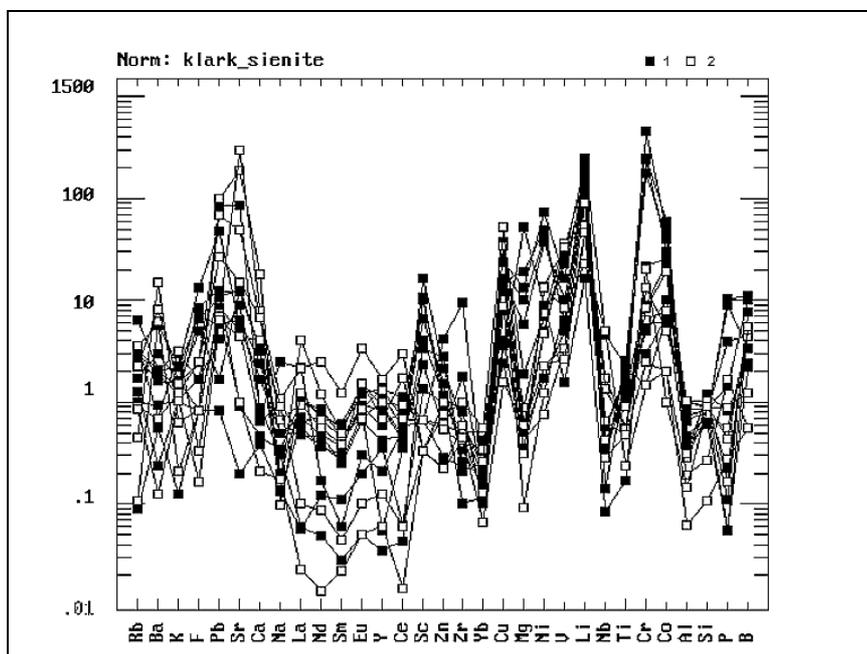


Рис. 8. Вариации спектра редких элементов в породах Мурунского массива, нормированные по кларку в сиенитах. 1- ранние силикатные породы, 2- силикатно-карбонатные породы чароитового комплекса.

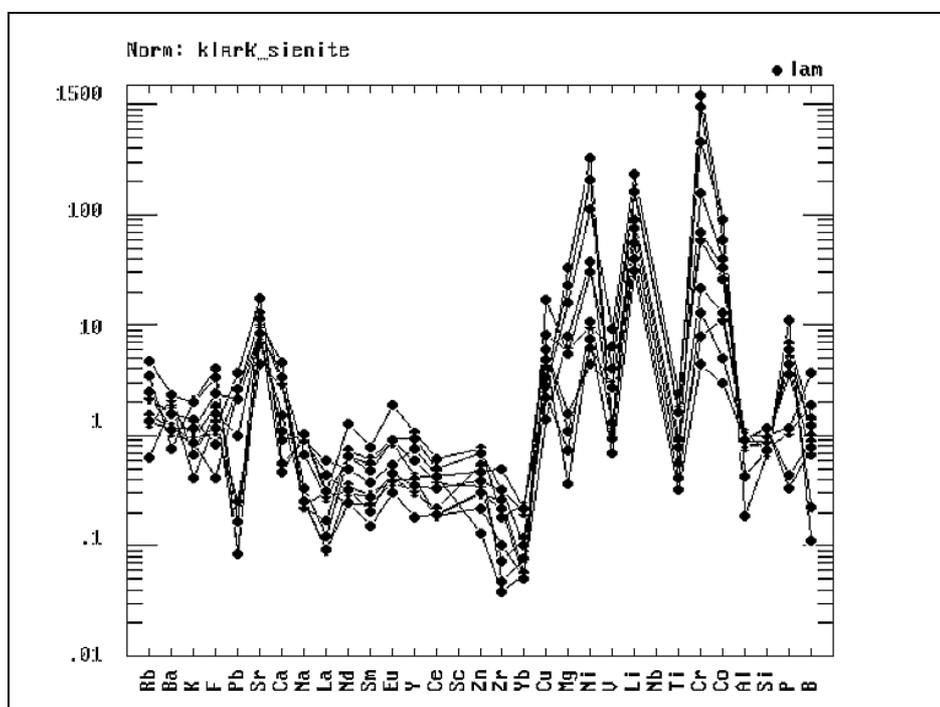


Рис. 9. Вариации спектра редких элементов в породах Билибинского массива, нормированные по кларку в сиенитах.

Таблица 3.

Химический состав лампроитов Алданского щита (в вес.%).

| N\N | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 | 17 | 18 |
|--------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| SiO ₂ | 45.47 | 44.07 | 51.96 | 52.29 | 46.02 | 50.34 | 46.33 | 47.20 | 46.48 | 42.29 | 41.70 | 42.72 | 46.06 | 50.40 | 44.23 | 45.13 | 40.25 | 52.90 |
| TiO ₂ | 1.07 | 1.05 | 2.02 | 6.56 | 0.84 | 0.80 | 1.34 | 1.25 | 1.23 | 0.69 | 0.54 | 0.82 | .06 | 0.70 | 0.46 | 0.60 | 0.50 | 0.72 |
| Al ₂ O ₃ | 7.25 | 6.26 | 7.40 | 7.30 | 7.29 | 8.20 | 9.40 | 8.65 | 8.52 | 5.57 | 3.14 | 5.08 | 8.65 | 10.19 | 4.50 | 6.33 | 5.36 | 13.39 |
| Fe ₂ O ₃ | 6.45 | 6.03 | 1.49 | 8.90 | 4.90 | 3.70 | 8.20 | 8.00 | 8.26 | 5.85 | 4.83 | 6.42 | 3.84 | 4.33 | 11.00 | 5.33 | 5.51 | 5.00 |
| FeO | 4.67 | 4.50 | 2.80 | 1.80 | 3.30 | 4.40 | 4.00 | 2.24 | 3.00 | 4.30 | 6.82 | 6.92 | 4.50 | 3.86 | 0.00 | 4.74 | 4.83 | 2.59 |
| MnO | 0.20 | 0.15 | 0.25 | 0.09 | 0.11 | 0.09 | 0.17 | 0.13 | 0.11 | 0.15 | 0.26 | 0.27 | 0.15 | 0.13 | 0.17 | 0.16 | 0.16 | 0.13 |
| MgO | 12.59 | 16.78 | 4.80 | 1.56 | 10.08 | 7.00 | 6.30 | 6.04 | 7.86 | 27.66 | 32.76 | 16.06 | 13.20 | 10.87 | 22.52 | 17.64 | 21.19 | 6.60 |
| CaO | 8.28 | 9.89 | 2.90 | 1.42 | 8.03 | 6.00 | 3.72 | 5.76 | 4.55 | 6.16 | 3.10 | 10.10 | 8.37 | 7.75 | 9.11 | 10.42 | 7.27 | 5.24 |
| BaO | 0.11 | 0.11 | 2.33 | 5.29 | 0.29 | 2.36 | 1.42 | 2.21 | 1.25 | 0.32 | 0.29 | 0.29 | 0.34 | 0.30 | 0.12 | 0.24 | 0.38 | 0.31 |
| SrO | 0.27 | 0.20 | 0.23 | 0.09 | 0.22 | 0.76 | 0.22 | 0.82 | 0.58 | 0.03 | 0.03 | 0.32 | 0.17 | 0.19 | 0.07 | 0.11 | 0.17 | 0.10 |
| K ₂ O | 7.10 | 6.20 | 6.92 | 8.28 | 8.40 | 9.24 | 8.85 | 8.48 | 7.62 | 3.97 | 3.12 | 3.82 | 6.55 | 6.62 | 3.29 | 3.77 | 3.34 | 6.95 |
| Na ₂ O | 1.35 | 1.11 | 4.47 | 4.96 | 1.95 | 2.36 | 3.16 | 1.77 | 1.41 | 0.30 | 0.23 | 1.83 | 1.00 | 0.94 | 0.68 | 0.88 | 0.64 | 1.96 |
| P ₂ O ₅ | 1.89 | 1.47 | 0.58 | 0.03 | 1.90 | 0.68 | 1.91 | 1.61 | 1.80 | 0.09 | 0.00 | 1.58 | 0.78 | 0.66 | 0.37 | 0.49 | 0.47 | 0.54 |
| H ₂ O | 1.87 | 1.13 | 0.97 | 0.94 | 2.80 | 1.40 | 2.63 | 2.94 | 5.51 | 1.98 | 2.04 | 1.41 | 2.46 | 1.79 | 2.16 | 1.76 | 2.58 | 2.28 |
| CO ₂ | 1.69 | 0.44 | 0.22 | 0.10 | 3.00 | 3.10 | 1.50 | 2.25 | 1.16 | 0.22 | 0.50 | 2.74 | 2.80 | 1.20 | 1.20 | 2.07 | 6.99 | 0.97 |
| F | 0.30 | 0.12 | 0.30 | 0.21 | 1.20 | 1.00 | 1.25 | 0.15 | 0.40 | 0.20 | 0.36 | 0.18 | 0.15 | 0.08 | 0.10 | 0.10 | 0.14 | 0.10 |
| Сумма | 100.4 | 99.48 | 99.48 | 99.73 | 99.81 | 100.8 | 99.51 | 99.44 | 99.57 | 99.72 | 99.51 | 99.79 | 99.55 | 99.68 | 99.95 | 99.74 | 99.74 | 99.86 |

| N\N | 19 | 20 | 21 | 22 | 23 | 24 | 25 | 26 | 27 | 28 | 29 | 30 | 31 | 32 | 33 | 34 | 35 | 36 |
|--------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| SiO ₂ | 52.56 | 45.87 | 45.59 | 50.73 | 48.76 | 42.46 | 48.96 | 44.03 | 44.66 | 42.66 | 45.83 | 48.22 | 50.16 | 42.43 | 51.04 | 46.46 | 44.03 | 45.70 |
| TiO ₂ | 0.65 | 0.64 | 0.72 | 0.59 | 1.15 | 0.66 | 0.70 | 0.60 | 0.60 | 0.63 | 1.13 | 0.85 | 0.90 | 1.03 | 0.55 | 0.33 | 0.88 | 0.89 |
| Al ₂ O ₃ | 12.81 | 8.35 | 7.73 | 10.61 | 12.40 | 7.90 | 12.16 | 6.21 | 6.80 | 8.15 | 9.47 | 9.88 | 12.40 | 3.12 | 12.89 | 7.49 | 7.50 | 8.03 |
| Fe ₂ O ₃ | 5.54 | 7.50 | 5.32 | 4.33 | 5.23 | 5.13 | 4.03 | 5.70 | 6.25 | 5.68 | 3.77 | 6.48 | 4.82 | 3.00 | 3.33 | 2.45 | 8.85 | 9.52 |
| FeO | 1.34 | 1.98 | 4.47 | 3.13 | 5.50 | 6.20 | 4.34 | 5.90 | 4.80 | 4.10 | 8.17 | 5.21 | 5.03 | 4.03 | 2.33 | 5.10 | 1.08 | 0.54 |
| MnO | 0.11 | 0.13 | 0.15 | 0.13 | 0.15 | 0.15 | 0.13 | 0.18 | 0.18 | 0.12 | 0.19 | 0.17 | 0.16 | 0.11 | 0.06 | 0.14 | 0.10 | 0.11 |
| MgO | 5.12 | 12.44 | 15.40 | 11.72 | 6.71 | 10.86 | 6.32 | 19.66 | 17.52 | 15.65 | 7.71 | 8.27 | 7.70 | 31.89 | 7.62 | 20.43 | 22.72 | 20.50 |
| CaO | 6.24 | 6.99 | 9.93 | 6.05 | 8.27 | 10.52 | 8.54 | 8.78 | 9.23 | 13.50 | 12.19 | 9.44 | 9.30 | 7.96 | 7.30 | 8.01 | 1.90 | 1.98 |
| BaO | 0.31 | 0.69 | 0.28 | 0.19 | 0.22 | 0.40 | 0.17 | 0.22 | 0.28 | 0.20 | 0.27 | 0.24 | 0.19 | 0.16 | 0.12 | 0.08 | 0.02 | 0.02 |
| SrO | 0.12 | 0.14 | 0.17 | 0.13 | 0.13 | 0.15 | 0.11 | 0.11 | 0.10 | 0.07 | 0.10 | 0.07 | 0.13 | 0.09 | 0.18 | 0.13 | 0.03 | 0.03 |
| K ₂ O | 6.58 | 4.14 | 4.93 | 4.20 | 6.40 | 7.22 | 4.65 | 3.41 | 5.26 | 4.38 | 6.58 | 6.75 | 5.14 | 2.29 | 11.69 | 6.05 | 5.23 | 5.50 |
| Na ₂ O | 1.98 | 1.04 | 0.79 | 2.13 | 2.58 | 1.55 | 2.36 | 1.39 | 1.12 | 1.00 | 0.61 | 1.43 | 2.67 | 0.44 | 0.54 | 0.70 | 0.85 | 0.88 |
| P ₂ O ₅ | 0.50 | 0.94 | 0.91 | 0.45 | 0.95 | 1.06 | 0.48 | 0.52 | 0.62 | 0.84 | 1.02 | 0.70 | 0.77 | 1.03 | 1.09 | 1.17 | 0.03 | 0.01 |
| H ₂ O | 5.63 | 5.27 | 1.60 | 4.25 | 1.74 | 1.70 | 0.47 | 2.47 | 1.86 | 2.70 | 0.17 | 0.58 | 0.90 | 1.98 | 0.41 | 0.43 | 7.05 | 6.32 |
| CO ₂ | 0.38 | 3.64 | 1.91 | 1.20 | 0.06 | 4.16 | 6.27 | 0.50 | 0.40 | 0.34 | 2.00 | 0.93 | 0.02 | 0.04 | 0.15 | 0.44 | 0.22 | 0.11 |
| F | 0.20 | 0.07 | 0.07 | 0.07 | 0.70 | 0.15 | 0.10 | 0.20 | 0.10 | 0.20 | 0.70 | 0.42 | 0.08 | 0.16 | 0.48 | 0.14 | 0.06 | 0.12 |
| Сумма | 100.0 | 99.81 | 99.94 | 99.95 | 99.60 | 99.50 | 99.76 | 99.80 | 99.74 | 100.1 | 99.64 | 99.49 | 100.3 | 99.70 | 99.62 | 100.5 | 99.52 | 100.2 |

Примечание. Место взятия проб: Мурунский массив (описание разновидностей лампроитов смотри в тексте): N1 - разновидность 1, скв.111, 160-180м; N2 - разновидность 2, "Мартовская" аномалия, скв.3, 90-150м; N3 - разновидность 3, дайка, скв.1, 120м; N4 - центральная часть дайки 3, разновидности с К-батиситом (20%); N5 и N6 - разновидность 4, дайки, N5-участок "Южный", N6 -участок "Старый" - ксенолит в чароитовой породе; N7 - разновидность 5, лавовый поток в поле эффузивов Северной части массива. Дайка Молбо: N8 -приконтактовая часть, N9 -центральная часть. Ханинский массив (Укдуска): N10 -дайка в итольне, N11 -да-йка, скв.36, 370-378м. Рябиновый массив: N12 -слюдистый перидотит, скв.252; N13 -оливин-содержащий лампроит, скв.5, 114-113м, N14 -лампроит, дайка в карьере. Якокутский массив: N15 -оливиновый лампроит, дайка, голец Собачий. Верхне-Якокутская впадина: дайки оливиновых лампроитов - N16 -скв.11, 50м; N17 -скв.26, 130-140м. Табук-Хатыстырское поле: N18 -лейцитовый лампроит, трубка "Аномалия 4б", N19 -лампроитовая брекчия, трубка Опытная, N20 -лампроитовая брекчия, трубка "Аномалия 4а". Трубка "Кайла": N21 - слюдистый лампроит , скв.215, 20м; N22 -лампроитовая брекчия, скв.233. М.Юхта: N23 -дайка оливин-диопсид-санидинового лампроита; N24 -дайка рихтерит-оливин-диопсидового лампроита. Р.Джекконда: N25 -дайка Вт-санидинового лампроита. Массив Инагли: N26 -оливиновый лампроит, скв.505, 232м; N27 -лампроит, скв.504, 88м; N28-лампроит, скв.302, 124м. Томмотский массив: N29 и N30-лейцитовые лампроиты. Ыльмахский массив: N31-дайка оливинлейцитового лампроита. Билибинский массив: N32-слюдистый перидотит, N33 -оливин лейцитовый лампроит (миссурит), N34-лейцитовый лампроит. Кондерский массив: N35-36 оливиновые лампроиты, дайки. Сумма анализа за вычетом пересчета на F. Анализы проводились химическим и рентгено-флюорисцентным (квантометрическим) методом, аналитики Л.Н.Мат-веева и А.Л.Финкельштейн, Институт геохимии СО РАН, 1990-1995г.

массивы которых возможно просто не вскрыты эрозией. Породы лампроитовой серии Алдана имеют мезозойский возраст [3], и только лампроиты Хани протерозойского возраста, хотя и расположены так же в пределах выделенного ареала щелочных пород. Лампроиты Алдана подробно описаны ранее [15].

Породы лампроитовой серии Алдана образуют как эруптивные брекчии с раскристаллизованным цементом, так и породы субэффузивного и интрузивного облика. По минеральному составу выделяется оливиновые, лейцитовые и санидиновые разновидности. Между ними есть и различия промежуточного состава.

По минералогическому и химическому составу (табл. 3) лампроиты Алдана не отличаются от лампроитов мира [1, 6, 15], что подтверждается единым трендом составов на графиках парных корреляций породообразующих элементов. В процессе дифференциации лампроитовой магмы наблюдается постепенные переходы от ранних оливиновых лампроитов к менее магнезиальным лейцитовым и санидиновым разновидностям [6]. При этом происходит замещение раннего оливина К-рихтеритом и тетраферрифлогопитом [14], а лейцита - К-полевым шпатом. Присутствие этих минералов (оливина и лейцита) обнаружено в расплавных включениях во вкрапленниках пироксенов [8, 9]. Температуры кристаллизации лампроитов по данным гомогенизации этих включений 1300-1000 °С.

Для спектра редких элементов лампроитов Алдана (табл. 4) характерны высокие концентрации К, Ва, Sr, Cr, Ni и низкие Zr, Nb. Последними они отличаются от лампроитов Австралии. Выяснено, что лампроитовые проявления генетически связаны с массивами К-щелочных пород. Это подтверждается едиными трендами составов лампроитов и вмещающих их пород К-щелочных массивов (рис. 5-6), а также единой эволюцией редких элементов (рис. 8-9) и спектров редких земель (табл. 5). Исследования геохимии изотопов Nd, Sr, Pb в лампроитах [5] и других породах щелочных массивов указывают на их происхождение из единого источника (рис. 11, 14), что является одной из генетических особенностей лампроитов Алдана.

ЩЕЛОЧНЫЕ ГРАНИТЫ - ПОЗДНИЕ ДИФФЕРЕНЦИАТЫ К-ЩЕЛОЧНЫХ КОМПЛЕКСОВ

Третья характерная особенность К-щелочных пород Алданской провинции: одним из конечных магматических дифференциатов К-щелочной серии пород Алдана являются агнаитовые щелочные граниты. По геохимическим параметрам эти граниты отличаются от палингенных щелочных гранитов и редкометальных плюмазитовых гранитов, а именно, более высокими уровнями концентраций сидерофильных Cr, Ni, Co, Ва, Sr, Си и низкими содержаниями литофильных (гранитофильных) элементов Li,

Таблица 4

Содержание редких элементов в лампритах Алданского щита (г/т)

| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 | 17 | 18 | |
|------------|-----|-----|------|------|-----|-----|-----|-----|-----|------|------|-----|-----|-----|------|------|------|-----|--|
| NN | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Cr | 500 | 420 | 30 | 10 | 240 | 200 | 78 | 65 | 94 | 910 | 920 | 800 | 980 | 860 | 1100 | 1500 | 1400 | 600 | |
| Ni | 130 | 370 | 21 | 12 | 130 | 150 | 100 | 100 | 100 | 1200 | 1300 | 220 | 500 | 440 | 870 | 360 | 640 | 120 | |
| Co | 28 | 57 | 35 | 8 | 35 | 32 | 37 | 24 | 24 | 110 | 160 | 66 | 50 | 90 | 110 | 94 | 86 | 33 | |
| V | 290 | 120 | 820 | 720 | 250 | 140 | 390 | 320 | 320 | 93 | 100 | 100 | 260 | 220 | 110 | 230 | 160 | 190 | |
| Sc | 18 | 30 | 28 | 2 | 14 | 32 | 22 | 14 | 18 | 32 | 8 | 35 | 33 | 33 | 35 | 49 | 15 | 38 | |
| Cu | 70 | 24 | 330 | 85 | 100 | 240 | 220 | 210 | 380 | 33 | 18 | 140 | 260 | 120 | 60 | 120 | 88 | 89 | |
| Pb | 12 | 13 | 560 | 54 | 7,6 | 76 | 7,5 | 65 | 140 | 2 | 1 | 98 | 24 | 30 | 9 | 14 | 22 | 28 | |
| Sn | 8 | 3 | 20 | 22 | 0,8 | 3 | 5,7 | 4,3 | 10 | 1 | 1,2 | 5,2 | 1,6 | 1,6 | 2 | 1,5 | 1,4 | 2 | |
| Zn | 200 | 65 | 250 | 36 | 61 | 75 | 320 | 68 | 140 | 65 | 97 | 160 | 58 | 70 | 75 | 71 | 90 | 68 | |
| Zr | 200 | 120 | 1095 | 4460 | 200 | 280 | 490 | 200 | 230 | 150 | 87 | 75 | 170 | 70 | 80 | 100 | 59 | 170 | |
| Nb | 20 | 5 | 96 | 320 | 20 | 11 | 50 | 1 | 1 | 3 | 1 | 1 | 4 | 1 | 2 | 1 | 3 | 5 | |
| ZTR | 170 | 105 | 125 | 160 | 180 | 160 | 376 | 160 | 174 | 53 | 25 | 100 | 110 | 120 | 242 | 120 | 150 | 90 | |
| Y | 17 | 14 | 18 | 30 | 10 | 7 | 50 | 19 | 18 | 3,6 | 1 | 10 | 12 | 13 | 6 | 10 | 15 | 11 | |
| Li | 92 | 30 | 30 | 50 | 37 | 80 | 90 | 30 | 20 | 4 | 3 | 14 | 20 | 13 | 11 | 24 | 96 | 46 | |
| Rb | 250 | 150 | 120 | 90 | 210 | 160 | 280 | 120 | 150 | 180 | 100 | 80 | 190 | 180 | 115 | 122 | 164 | 190 | |
| Cs | 4 | 2 | 2 | 5 | 1 | 7 | 2 | 3 | 5 | 5 | 1 | 1 | 6 | 4 | 5 | 5 | 7 | 1 | |
| B | 40 | 2,2 | 65 | 20 | 2 | 10 | 11 | 9,3 | 21 | 5 | 8 | 10 | 18 | 24 | 19 | 25 | 18 | 24 | |
| Be | 18 | 2,2 | 13 | 3 | 5,4 | 5 | 30 | 12 | 9 | 1 | 0,8 | 2,3 | 5,5 | 3,8 | 1,8 | 1,9 | 1,9 | 2 | |
| B | 11 | 5 | 10 | 12 | 40 | 33 | 20 | 42 | 10 | 20 | 3,6 | 3,4 | 27 | 2 | 12 | 9,3 | 3,7 | 4,7 | |
| Be | 2,3 | 3,1 | 2 | 2,3 | 3,7 | 5,5 | 3 | 2,7 | 1,2 | 1 | 2,5 | 2,8 | 2,5 | 0,8 | 1,2 | 1,6 | 1,4 | 1,3 | |

Окончание таблицы 4.

| NN | 19 | 20 | 21 | 22 | 23 | 24 | 25 | 26 | 27 | 28 | 29 | 30 | 31 | 32 | 33 | 34 | 35 | 36 |
|-----|-----|-----|------|-----|-----|-----|-----|------|-----|-----|-----|-----|-----|------|------|-----|-----|-----|
| Cr | 240 | 810 | 1100 | 680 | 370 | 610 | 260 | 1180 | 700 | 510 | 490 | 560 | 280 | 2400 | 1200 | 310 | 69 | 52 |
| Ni | 97 | 390 | 340 | 290 | 108 | 167 | 55 | 840 | 500 | 260 | 120 | 140 | 110 | 1300 | 820 | 150 | 94 | 84 |
| Co | 19 | 45 | 53 | 26 | 37 | 56 | 32 | 112 | 80 | 62 | 56 | 53 | 35 | 87 | 84 | 40 | 59 | 55 |
| V | 160 | 170 | 180 | 160 | 290 | 265 | 204 | 230 | 200 | 130 | 220 | 370 | 260 | 35 | 50 | 37 | 670 | 550 |
| Sc | 28 | 49 | 20 | 16 | 31 | 43 | 28 | 29 | 30 | 51 | 38 | 44 | 32 | 15 | 46 | 51 | 44 | 24 |
| Cu | 80 | 100 | 103 | 87 | 135 | 117 | 63 | 122 | 40 | 37 | 110 | 95 | 110 | 14 | 15 | 7 | 320 | 260 |
| Pb | 21 | 20 | 10 | 14 | 16 | 20 | 22 | 27 | 10 | 4,7 | 120 | 94 | 15 | 1,7 | 2,6 | 1 | 2 | 1 |
| Sn | 1,8 | 1,6 | 2 | 2 | 2,2 | 2,8 | 3 | 1,2 | 1,5 | 1,4 | 1 | 1 | 2,3 | 1,6 | 0,7 | 0,8 | 3,6 | 3,5 |
| Zn | 59 | 80 | 70 | 83 | 90 | 140 | 60 | 68 | 80 | 64 | 100 | 82 | 58 | 70 | 46 | 17 | 180 | 180 |
| Zr | 170 | 180 | 160 | 120 | 285 | 125 | 150 | 200 | 300 | 250 | 200 | 150 | 160 | 24 | 45 | 19 | 120 | 80 |
| Nb | 6 | 7 | 3 | 1 | 8 | 3 | 3 | 3 | 5 | 8 | 3 | 1 | 4 | 3 | 4 | 5 | 5 | 3 |
| ZTR | 140 | 120 | 115 | 110 | 190 | 110 | 100 | 140 | 160 | 125 | 220 | 214 | 103 | 90 | 167 | 176 | 158 | 140 |
| Y | 12 | 10 | 12 | 13 | 22 | 18 | 10 | 17 | 22 | 16 | 30 | 26 | 15 | 6 | 12 | 9 | 25 | 20 |
| Li | 40 | 30 | 70 | 16 | 18 | 76 | 26 | 4 | 5 | 8 | 19 | 52 | 20 | 1 | 5 | 8 | 44 | 70 |
| Rb | 188 | 140 | 176 | 110 | 170 | 200 | 112 | 70 | 64 | 78 | 210 | 120 | 180 | 70 | 280 | 456 | 60 | 70 |
| Cs | 3 | 3 | 8 | 2 | 2 | 4 | 3 | 1 | 1 | 1 | 5 | 2 | 1 | 1 | 5 | 8 | 1 | 1 |
| B | 11 | 5 | 10 | 12 | 40 | 33 | 20 | 42 | 10 | 20 | 3,6 | 3,4 | 27 | 2 | 12 | 9,3 | 3,7 | 4,7 |
| Be | 2,3 | 3,1 | 2 | 2,3 | 3,7 | 5,5 | 3 | 2,7 | 1,2 | 1 | 2,5 | 2,8 | 2,5 | 0,8 | 1,2 | 1,6 | 1,4 | 1,3 |

Примечание. Номера проб и их описание по табл.3. Методы анализа: Li, Rb, Cs-фотометрией пламени, TR, Y, Nb, Zr-химическое обогащение со спектральным окончанием, остальные элементы-количественный эмиссионный спектральный анализ, аналитики: Е.В. Смирнова, А.И. Кузнецова, Л.Н. Одарева. Институт геологии СО РАН, 1990-1995г.

Содержания TR-элементов в лампроитах Алданского щита (г/т).

| NN | 1 | 2 | 3 | 6 | 7 | 9 | 10 | 13 | 15 | 18 | 22 | 23 | 25 | 26 | 30 | 31 | 33 | 35 |
|----|------|------|------|------|-----|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|-----|
| La | 50 | 29 | 37 | 44 | 72 | 37 | 5.5 | 18 | 27 | 23 | 30 | 52 | 21 | 40 | 41 | 26 | 35 | 27 |
| Ce | 68 | 53 | 49 | 74 | 130 | 74 | 19 | 55 | 44 | 36 | 53 | 87 | 43 | 50 | 86 | 42 | 59 | 57 |
| Nd | 31 | 31 | 18 | 32 | 68 | 34 | 14 | 25 | 29 | 26 | 21 | 44 | 25 | 36 | 50 | 20 | 48 | 40 |
| Sm | 6.8 | 7.9 | 4.5 | 6.1 | 19 | 7 | 3.5 | 6.1 | 6.8 | 4.7 | 4.7 | 8.1 | 5.2 | 5 | 10 | 4.7 | 11 | 11 |
| Eu | 1.9 | 3.0 | 1.2 | 1.3 | 5.1 | 2.4 | 0.70 | 1.4 | 1.5 | 0.83 | 1 | 1.9 | 1.8 | 1.8 | 1.6 | 1.3 | 1.8 | 1.5 |
| Gd | 5.1 | 6.1 | 4.3 | 3.7 | 42 | 8.5 | 2.3 | 5.3 | 3.3 | 3.1 | 4.7 | 6.8 | 5 | 6.8 | 11 | 4.7 | 5 | 8.9 |
| Dy | 3.8 | 3.8 | 3.7 | 2.2 | 20 | 4.3 | 1 | 2.9 | 3.5 | 2.7 | 2.5 | 4.9 | 3.9 | 3.8 | 7 | 2.7 | 3.6 | 7 |
| Ho | 0.52 | 0.81 | 0.82 | 0.31 | 3 | 0.92 | 0.20 | 0.58 | 0.45 | .54 | 0.60 | 1.1 | 0.68 | 0.62 | 1.2 | 0.56 | 0.55 | 1 |
| Er | 1.5 | 2.0 | 3.2 | 0.86 | 7 | 2.2 | 0.40 | 1.7 | 1.3 | 1 | 1.5 | 2.2 | 2 | 1.8 | 3.4 | 1.5 | 1.6 | 2.4 |
| Yb | 1.6 | 1.4 | 3.1 | 0.63 | 9 | 2 | 0.38 | 1.4 | 1.1 | 1.3 | 1.4 | 2.2 | 1.5 | 1.8 | 2.7 | 1.3 | 0.82 | 1.9 |
| Lu | 0.14 | 0.18 | 0.35 | 0.11 | 1 | 0.14 | 0.04 | 0.20 | 0.09 | 0.20 | 0.20 | 0.30 | 0.16 | 0.16 | 0.41 | 0.14 | 0.11 | 0.2 |

Примечание. Номера проб и их описание по табл.3. Анализы проводились химическим обогащением с окончанием количественным эмиссионным спектральным анализом, аналитик Е.В.Смирнова, Институт геохимии СО РАН, 1990-1995г.

Rb, Cs, Zn, Sn, F, а главным флюидным компонентом их дифференциации является не *F*, а CO_2 . Как было показано выше (рис. 2-5) в эталонных объектах, Мурунском и Билибинском массивах, кварцевые сиениты и щелочные граниты являются конечными магматическими дифференциатами полной К-серии пород. В зависимости от интенсивности тектонических движений и флюидной насыщенности остаточной магмы во время дифференциации и кристаллизации массивов отделение гранитной составляющей происходит по-разному. В спокойной тектонической обстановке и при незначительном накоплении флюидов, как это было в Билибинском массиве, щелочные и субщелочные граниты образуются при постепенной кристаллизации магмы, образующей фациальный ряд: шонкиниты → сиениты → кварцевые сиениты → щелочные граниты → субщелочные граниты. При интенсивных тектонических движениях и значительном накоплении CO_2 и H_2O , отделение щелочных гранитов происходит в виде даек, штоков и силикатно-карбонатного расплава-флюида [12] (чароит-карбонатитовый комплекс), основная силикатная часть которого состоит из кварца, калишпата и пироксена и отвечает составу щелочного гранита. Кроме этих двух эталонных массивов кварцевые сиениты и щелочные граниты имеются почти во всех щелочных массивах Алданской части ареала, хотя объем их выделений в различных массивах разный.

Граниты встречены в *Сакунском, Ханинском и Мурунском* массивах Зап. Алдана; *Ыллымахском, Томмотском, Инагли, Рябиновом, Юхтинском* массивах Центр. Алдана; в *Билибинском и Кондерском* массивах Вост.Алдана.

В процессе магматической дифференциации при кристаллизации магм в этих массивах идет уменьшение магнезиальности, увеличение кремнекислотности, щелочности (суммы щелочей) и постепенное увеличение алпаитности. В случаях, когда к моменту кристаллизации гранитного остатка

коэффициент алкаитности (Ка.) более, чем 1, то кристаллизуются щелочные граниты, а если не достиг 1, то образуются субщелочные граниты. В Мурунском и Ыллымахском массивах, где объемы щелочных гранитов значительны, наблюдается магматическая зональность дифференциации щелочногранитного остатка. Количество щелочей и алюминия постепенно уменьшается, а кремнекислоты увеличивается до 88% в магматическом щелочном граните. Среди гранитов, являющихся остаточными дифференциатами ультращелочного комплекса Алдана наблюдаются два типа образований. Первые - с почти равными соотношениями К и Na и вторые- с резким преобладанием К. Во всех изученных массивах Алдана на петрохимических диаграммах парных и тройных корреляций петрогенных и некоторых редких элементов (рис. 5-9) наблюдаются единые тренды составов пород от биотитовых пироксенитов до гранитов, что подтверждает генетическую принадлежность гранитных образований к этим комплексам.

Анализ спектров редкоземельных элементов щелочных массивов Алдана также подтверждает единство всей серии пород. Наблюдается фракционирование Eu, которое наиболее выражено в гранитных породах комплекса, что подтверждает происхождение гранитов в результате кристаллизационной дифференциации пород комплекса. В породах Билибинского массива, несмотря на широкий химический спектр пород (от ультраосновных до гранитов), процесс дифференциации был одноактным с постепенными переходами одной породы в другую и проходил, вероятно, в незначительном промежутке времени. Этим можно объяснить отсутствие значительного накопления редких земель от ранних пород к поздним и их уровни концентраций в гранитах близки к таковым в сиенитах и шонкинитах. Этим же объясняются аномально высокие содержания MgO в слюдах гранитов (18%). По концентрации редких элементов граниты-производные ультращелочных комплексов отличаются от гранитов корового происхождения. В них наблюдаются довольно значительные для гранитов концентрации Cr, Ni, Co, V, Ba, Sr, Cu и низкие содержания литофильных (гранитофильных) элементов: Li, Rb, Cs, Zn, Sn, F. Фтор был изначально низким в первичной магме. Главным летучим компонентом в породах ультращелочных комплексов являлось CO₂. Его накопление к концу процесса приводит к отделению силикатно-карбонатного расплава, силикатная часть которого близка к сиенитам (м. Хани) или гранитам (м. Мурун).

КАРБОНАТИТЫ К-ЩЕЛОЧНЫХ КОМПЛЕКСОВ АЛДАНСКОГО ШИТА

Четвертая характерная особенность К-щелочных пород Алданской провинции: *другим конечным дифференциатом К-серии Алданской провинции являются карбонатиты. В отличие от карбонатитов Na-серии для них более характерны рудные проявления TR, Ba, Sr, F. Совместно с чисто кальцитовыми карбонатитами образуются TR-апатитовые породы, , Ba-Sr*

"бенстонитовые" карбонатиты и не характерны доломитовые и анкеритовые их разновидности. Отделяются карбонатиты К-серии от силикатной магмы в более поздний период дифференциации на стадии кристаллизации сиенитов и щелочных гранитов [14].

В Алданской провинции карбонатиты наиболее интенсивно проявлены в Мурунском массиве., а так же в массивах Арбарастах и Ингили. В небольшом количестве карбонатиты представлены в Ханинском, Рябиновом и Билибинском массивах..

По химическому составу и наличию летучих компонентов (флюидных модификаторов) в карбонатитах и родственных с ними породах мы разделяем эти карбонатитовые проявления на три типа:

I. Силикатно-карбонатный с флюидными модификаторами CO₂, H₂O, H, F;(Мурун и Хани).

II. Фосфатно-карбонатный с флюидными модификаторами CO₂, P, F, (Арбарастах).

III. Карбонатный-с флюидными модификаторами CO₂,(F, P).(Ингили Рябиновыи, Билибинский).

Карбонатиты К-комплексов Алдана по минеральным парагенезисам и рудоносности отличаются от классических карбонатитов Na-комплексов (Кольский п-ов). Одной из существенных особенностей карбонатитов этой группы является их кальцитовый состав, которому добавляется на Муруне карбонаты Ba и Sr т.н. "бенстонит" и почти полное отсутствие характерных для Na-комплексов доломитовых, анкеритовых и сидеритовых карбонатитов. Кратко рассмотрим ассоциацию пород некоторых массивов и место в них карбонатитов.

Массив Хани (Укдуска). Главная фаза- биотитовые пироксениты с апатитовой минерализацией. Жильные породы - шонкиниты, меласиениты, лейкосиениты,граниты. Известны дайки оливиновых лампроитов. Карбонатиты вскрыты в коренном обнажении в виде вертикальной дайки мощностью 5м, которая сечет Вт-пироксениты. Дайка состоит из полос пироксен-калишпатового и карбонатного состава.. Состав карбонатита: кальцит, апатит, пироксен, Ti-гранат и акцессорный циркон, монацит.Так же встречено несколько даек карбонатитов малой мощности 0.3-1м в керне различных скважин в биотитовых пироксенитах.

Массив Арбарастах. Ассоциации пород: пироксениты, Вт-пироксениты, биотитизированные и карбонатизированные пироксениты; дайки ийолитов, канкринитовых сиенитов, тингуаитов, пуласкифов, сиенит-порфиоров и щелочных пикритов. До 20% площади массива занимают многочисленные кольцевые дайки карбонатитов и крупная кольцевая дайка кальцит-апатит-магнетитовых пород.. Карбонатиты имеют кальцитовый состав. В карбонатитах кроме кальцита присутствует щелочной амфибол, щелочной пироксен, слюда, хондродит, канкринит, нефелин, альбит, калишпат, апатит, магнетит. Акцессорные минералы представлены

пирокслом, бадделиитом, цирконолитом, бетафитом, циртолитом, сфеном, перовскитом.

Массив Ингили. Массив сложен меланократовыми амфиболовыми породами с участками амфибол-пироксенитовых пород. В центральной части массива в керне скважин автором обнаружено большое тело Вт-пироксенитов, мощностью не менее 500м. Кроме того в массиве известны дайки и ийолитов, нефелиновых сиенитов, щелочных сиенитов и тингуаитов. Карбонатиты образуют жильные тела, мощностью до 30м. Состав карбонатитов: кальцит, слюда, субщелочной амфибол, апатит, магнетит. Акцессорные минералы: циркон, сфен, пирокслом, сульфиды. За пределами массива обнаружено несколько десятков мелких трубок кимберлитоподобных пород - *ингилитов*.

КАРБОНАТИТОВЫЕ ПРОЯВЛЕНИЯ МУРУНСКОГО МАССИВА

По минеральному составу на Мурунском массиве выделено 6 разновидностей карбонатитов [14, 16].

1. Кальцитовые карбонатиты - наиболее распространенная разновидность карбонатитов. Они развиты на всех участках развития силикатно-карбонатных пород, кроме "Южного", где встречены только бенстонитовые карбонатиты. Кальцитовые карбонатиты встречаются в виде вытянутых шпиров в силикатно-карбонатных породах, жил и горизонтальных тел, мощностью от 1 до 30м и протяженностью до 1км. Карбонатиты сложены кальцитом, калишпатом, пироксеном и в меньших количествах кварцем. Второстепенные и акцессорные минералы: чароит, пектолит, тинаксит, сфен, торит, делиит, сульфиды и др. Встречаются все промежуточные составы между кальцитовыми и чароитовыми породами.

2. "Бенстонитовые" карбонатиты. Минерал бенстонит мы берем в кавычки, т.к. в настоящее время он представляет из себя псевдобенстонит (как псевдолейцит), распавшийся на несколько карбонатных фаз [17]. Большое тело карбонатитов этого состава расположено на участке "Южный". Мощность тела 30 м, вмещающие карбонатиты калишпат-пироксеновые породы рассечены многочисленными карбонатитовыми прожилками и пропитаны карбонатитом. Карбонатиты состоят из "бенстонита", пироксена (состава: 50% эгирина, 25% диопсида, 25% геденбергита), калишпата (микроклина), К-рихтерита. Тело карбонатита разделено на лейкократовые "бенстонит"-калишпатовые и меланократовые пироксеновые полосы. Второстепенные и акцессорные минералы представлены кварцем, чароитом, сфеном, вадеитом, сульфидами, редко апатитом. Переходов между кальцитовыми и "бенстонитовыми" карбонатитами в этом теле не обнаружено.

3. Кальцитовые жилы с кварц-«бенстонитовым» сердечником и кальцит-"бенстонитовые" карбонатиты штокверковой зоны. Они образуют жильное тело на участке "Коренной" мощностью 2м и протяженностью

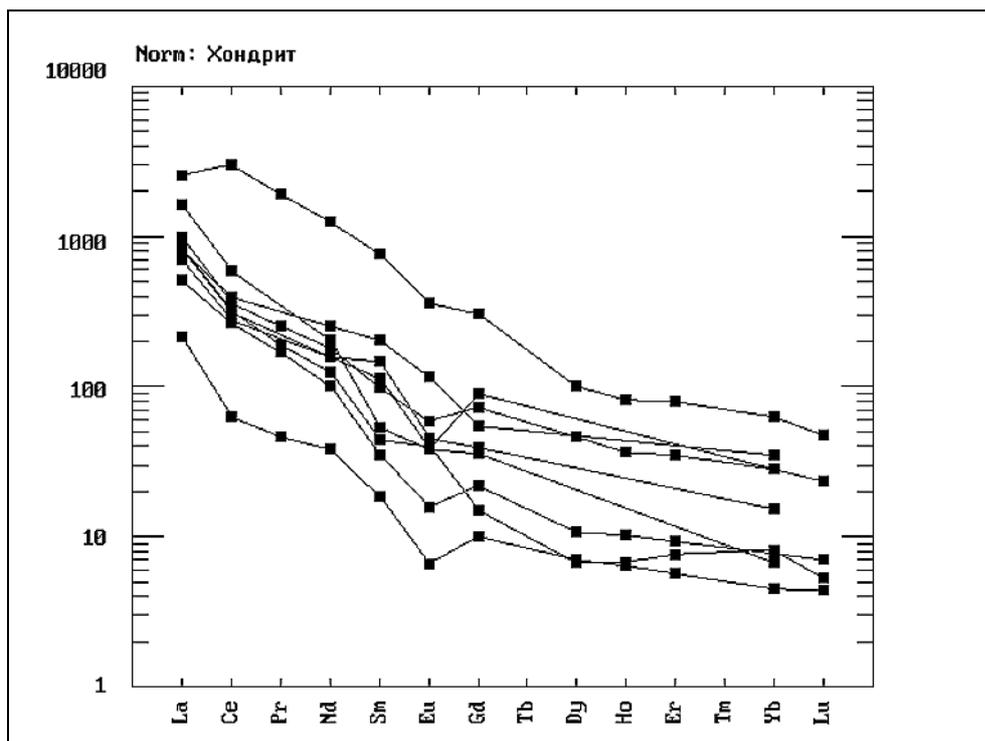


Рис. 10. Спектры TR в карбонатах нормированные по хондриту.

10м, которое сложено кальцитом, тинакситом, пироксеном, калишпатом и кварцем. В центральной части тело сложено крупноблочным кварцем с крупными кристаллами "бенстонита" размером до 10см. Штокверковая зона кальцит-"бенстонитовых" карбонатов встречается в керне скважины №107 участка "Андреевского" на глубине 20-60м. Щелочные сиениты пересекаются многочисленными прожилками лейкократового карбоната. Ширина прожилков от 1 до 10см. Карбонаты сложены кальцитом, "бенстонитом", калишпатом. Редко встречается пироксен.

4. Карбонатитовые жилы, состоящие из кварц-кальцитовой графики. Из второстепенных минералов встречаются пироксен, калишпат, рихтерит, сфен и в большом количестве сульфиды. Эта разновидность карбонатов широко распространена в силикатно-карбонатном комплексе пород и сечет более ранние кальцитовые карбонаты.

5. Кальцитовые карбонаты с железистой слюдой и магнетитом. Встречены в керне скважины №107 в сиенитах в виде прожилков, мощностью до 20см. Эти прожилки сложены мелкозернистым кальцитом и более крупными выделениями слюды и магнетита. В некоторых прожилках в значительном количестве (до 20%) появляется флюорит.

6. Пироксен-флогопит-кальцитовые карбонаты - обнаружены во вмещающих породах южного экзоконтакта массива в керне скважин №1026 и №1052. Карбонаты состоят из пластинчатого кальцита, создающего трахитоидную структуру породы, пироксена, тетраферрифлогопита и кварца. Акцессорные минералы представлены апатитом, коричневым цирконом, ильменитом (гейкелитом). Тело

карбонатитов мощностью 20-30м сечет вмещающие гнейсы. В верхней части тело переходит в эруптивную брекчию округлых тетраферрифлогопит-микроклиновых "ксенолитов", сцементированных кальцитовым агрегатом.

Геохимическая специфика карбонатитов К-серии выражена в повышенных и рудных концентрациях Ba и Sr, а так же повышенных содержаниях TR, Pb, Cu, V, P и реже Nb, Co, Zn. Спектры TR карбонатитов Мурунского массива приведены на рис. 10. Для карбонатитов характерно фракционирование Eu, что свидетельствует об их происхождении из остаточной магмы.

Карбонатиты К-серии по сравнению с карбонатитами Na-серии отделяются от силикатной магмы на более позднем этапе кристаллизации, во время кристаллизации сиенитов и гранитов. Это подтверждается находкой в некоторых сиенитах и гранитах Мурунского массива каплевидных выделений карбоната. Позднее отделение карбонатитов от силикатной магмы объясняет накопление в них повышенных концентраций TR и Ba-Sr, а не более высокотемпературного ниобия и тантала.

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И ПРОБЛЕМА ГЛУБИННЫХ ИСТОЧНИКОВ

По спектру составов пород, геохимической и минерагенической специализации изученная К-щелочная серия пород Алданской провинции во многом аналогична лампроитовой серии пород.

Главной особенностью магматизма щелочных пород Алданской провинции являются: 1) Образование в процессе дифференциации первичной магмы полного спектра пород от К-щелочно-ультраосновных до щелочных гранитов со всеми промежуточными составами, 2) появление в массивах пород лампроитовой группы, 3) образование щелочных гранитов на последнем этапе кристаллизации магмы, 4) отделение на позднемагматической стадии от силикатной части магмы силикатно-карбонатной (расплавно-флюидной) порции, дающей начало различным карбонатитам К-серии и чароитовым (силикатным) породам. Отделение карбонатитовой жидкости в изученной К-серии пород происходит на более поздней стадии дифференциации магмы, чем в породах Na-серии, а именно на стадии кристаллизации сиенитов и гранитов. С этим связана геохимическая специфика и рудоносность карбонатитов К-серии: 1) высокие (до рудных) концентрации Ba и Sr, 2) накапливаются TR а не Nb. Процесс дифференциации в породах К-серии длительный. По данным температур гомогенизации расплавных включений он оценивается от 1500 до 700 °С. Подтверждением вышесказанного является непосредственное обнаружение в ранних оливин-монтичеллитовых породах расплавных включений: 1) лампроитового состава, 2) отделившихся от силикатной части карбонатитового солевого расплава [8,9].

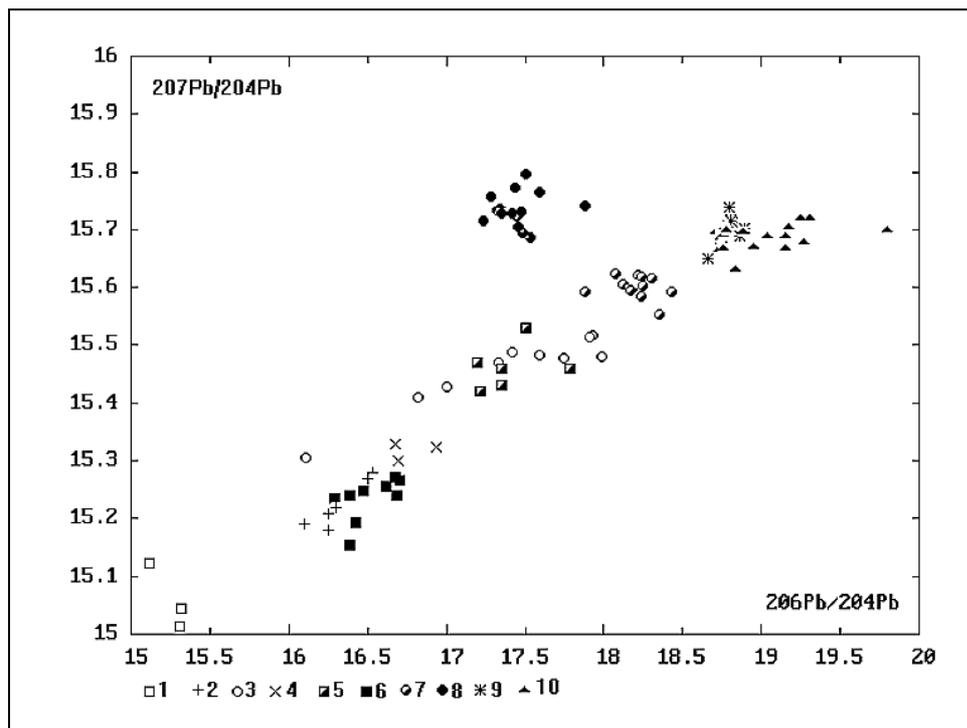


Рис. 11. Соотношения изотопов Pb в породах Мурунского массива и лампроитах мира: 1-Гренландия, 2-Смоки Бьют, 3-Монтана, 4-Прери Крик, 5-Лейцит-Хиллс, 6-Мурун, 7-щелочные базальты Австралии, 8-лампроиты Австралии, 9-лампроиты Испании, 10-щелочные породы Италии.

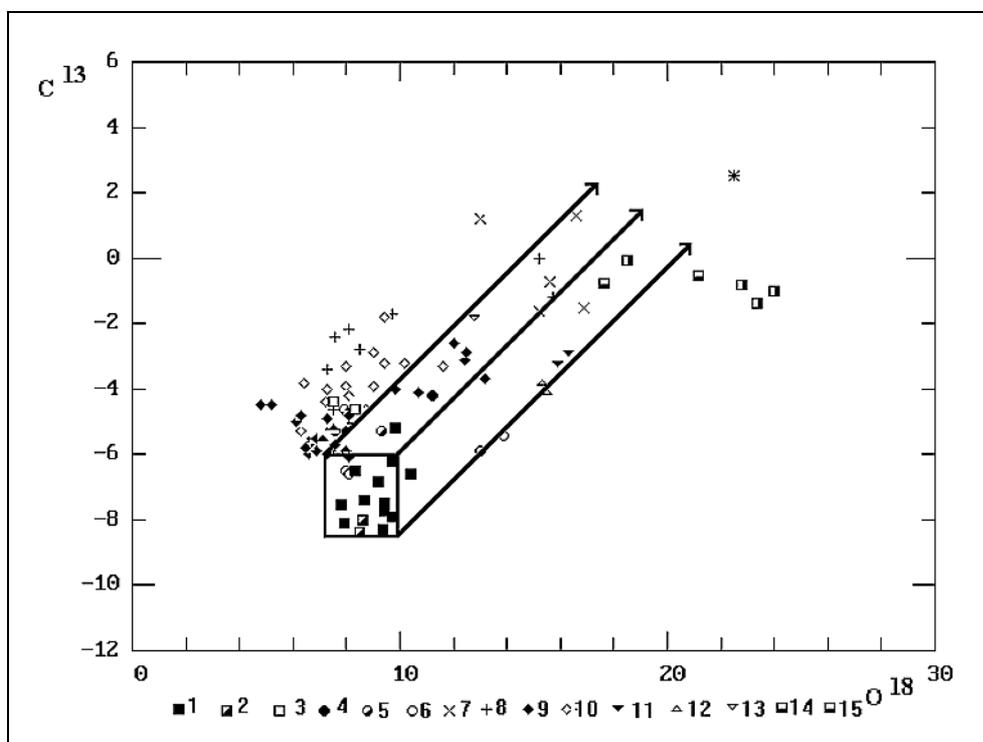


Рис.12. Соотношения изотопов углерода C13 и O18 в карбонатах Сибири.

Массивы: 1-Мурун, 2-Хани, 3-Билибинский, 4-Кокшаровский, 5-Арбарастах, 6-Ингили, 7-Мушугай, 8- Кольский п-ов, 9-Белая зима, 10-Гули, 11-Дарай-Пиоз, 12-Тагна, 13-Бурпала, 14-Селлигдар, 15-Баяян-Хушу, 16-Лугингол.

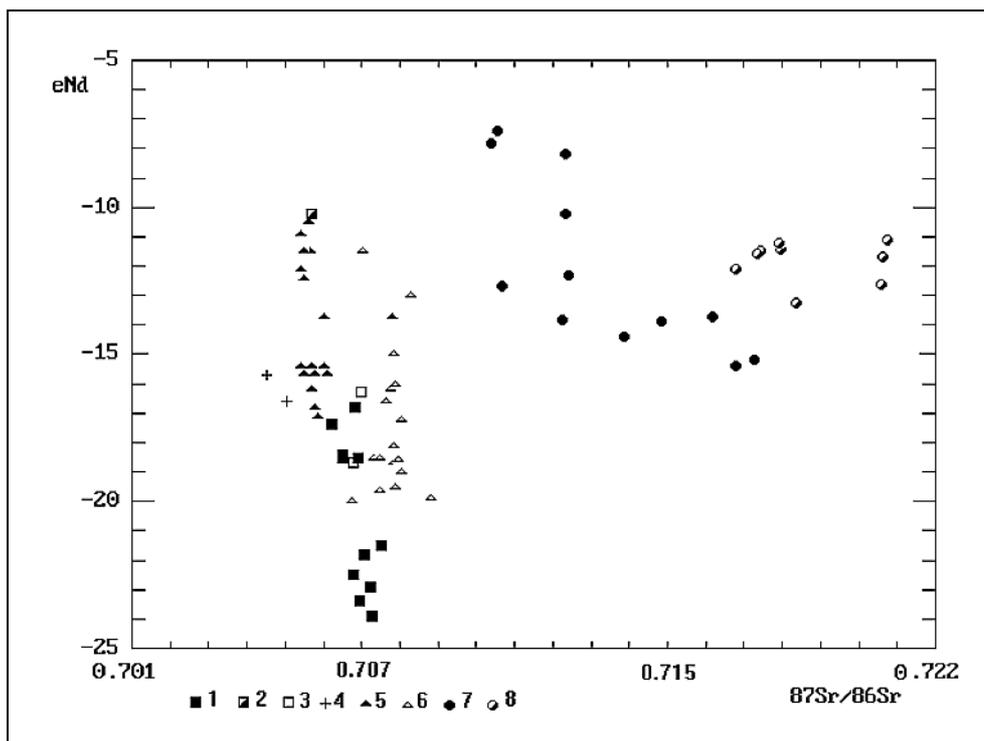


Рис. 13. Соотношение изотопов Nd и Sr в породах Мурунского массива и лампроитах мира:

1-Мурун, 2-Якокут, 3-Билибинский, 4-Хани, 5-Лейцит-Хиллс, 6-Монтана, 7-Австралия, 8-Испания.

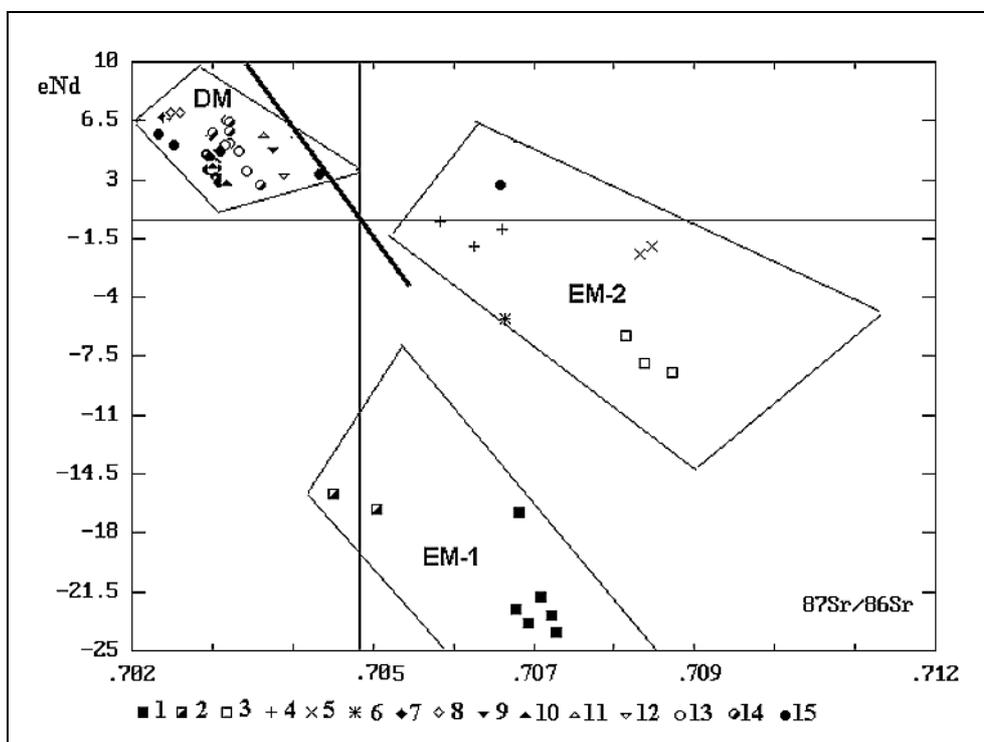


Рис. 14. Соотношение eNd и $87Sr/86Sr$ в карбонатах.

Массивы: 1-Мурун, 2-Хани, 3-Дарай-Пиоз, 4-Мушугай, 5-Лугингол, 6-Селигдар, 7-Ингили, 8-Арбарастах, 9-Горное озеро, 10-Жидой, 11-Кокшаровский, 12-Кийский, 13-Гули, 14-Кольские массивы, 15-Саянские массивы, DM-деплитированная мантия с линией мантийной последовательности.

Получены первые данные по изотопии Nd и дополнительные данные по геохимии изотопов Sr, O, C и Pb в K-щелочных породах и связанных с ними карбонатитах Алданской провинции [14,5]. Для сопоставления мы привлекаем имеющиеся у нас изотопные данные по Монгольской щелочной провинции и карбонатитам из щелочных массивов обрамления Сибирской платформы а так же литературные данные по лампроитам мира [1,6]

Соотношения изотопов Pb в лампроитах мира приведены на рис.11. Точки составов лампроитов ложатся на прямую линию, образуя единый тренд. В этот тренд не попадают только лампроиты Австралии. Составы изотопов Pb Мурунских лампроитов попадают в поле лампроитов Северной Америки, к которым они близки и по геохимическим показателям [6]. Возраст мантийного субстрата, из которого выплавилась первичная магма Мурунского массива оценивается в 3.2 млрд лет. Эта цифра получена из расчета анализов изотопов Pb в галенитах пород Мурунского массива [14,16].

Соотношение изотопов углерода и кислорода в карбонатитах Алданской провинции и карбонатитов Сибири и Монголии приведены на рис.12. Изотопы карбонатитов Мурунского и Ханинского массивов попадают в мантийный квадрат по [Yavoy, 1986] и имеют наиболее глубинное происхождение. Изотопные значения других карбонатитов ложатся на линии трендов мантийной дифференциации.

Наибольшее разнообразие изотопных соотношений в лампроитах и карбонатитах отмечается для изотопов Sr и Nd (рис 13, 14). Изотопные соотношения изученных щелочных пород разделяются на 3 поля, которые соответствуют трем различным мантийным источникам. В поле дуплетированной мантии (DM) попадают карбонатиты обрамления Сибирской платформы (зоны субдукции). Щелочные породы и карбонатиты Западного и Центрального Алдана ложатся в поле точек обогащенной мантии EM-1. Туда же попадают точки составов изотопов лампроитов Северной Америки. Магмы этих массивов выплавлялись из наиболее глубинных участков мантии на границе Алданский щит - Сибирская платформа и Канадский щит - Североамериканская платформа. Точки составов изотопов из карбонатитов Монголии, Забайкалья, Тяньшаня и Прибайкалья попадают в поле обогащенной мантии EM-2 и перекрываются с полями лампроитов Австралии, Испании, Италии. Это районы завершенной складчатости впоследствии присоединенные к платформам. Для двух последних типов главными процессами, вызывающими активизацию магматической деятельности являются плюмовые процессы .

ВЫВОДЫ

Разработана новая схема магматизма для Алданской провинции K-щелочных пород, где обнаружены полные ряды K-щелочных пород. Комплексы этих пород имеют длительную историю формирования. Температурный интервал их образования по данным

гомогенизации расплавных включений оценивается в 1500-600 град. С. Главными процессами, приводящими к образованию полных серий пород в комплексе являются процессы магматической дифференциации и расслоения, в результате которых образуется полный ряд пород от К-щелочно-ультраосновных, через основные и средние к кислым щелочным гранитам.

Одной из характерных особенностей К-щелочных пород Алданской провинции является образование в процессе их дифференциации ветви пород -интрузивных аналогов лампроитовой серии. Эти породы по минеральному и химическому составу и геохимической специфике не отличаются от лампроитов других регионов, хотя и имеют свои региональные особенности. Тренды составов всех пород отдельных массивов и их геохимические особенности свидетельствуют о генетической связи лампроитов и К-щелочной серии Алдана.

Конечным магматическим дифференциатом этой К-щелочной серии пород являются агпайтовые щелочные и субщелочные граниты. По геохимическим параметрам эти граниты отличаются от редкометальных палингенных щелочных гранитов и плюмазитовых субщелочных гранитов, развитых в центральных частях ареала магматизма.

Другим конечным дифференциатом К-серии являются карбонатиты и силикатно-карбонатные породы. По рудной продуктивности, ассоциации пород и времени отделения от силикатной магмы эти карбонатиты существенно отличаются от карбонатитов Na-серии.

Соотношение изотопов Sr, Nd, O, C, Pb говорит о глубинном зарождении магм К-щелочных комплексов и мантийном их происхождении. Эти же данные свидетельствуют о различии мантийного субстрата в разных частях ареала магматизма Южного обрамления Сибирской платформы. Главные процессы, вызывающие активизацию магматической деятельности являются плюмовые процессы.

*Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ
(гранты №№ 00-05-65288, 01-05-67243р - Байкал)*

ЛИТЕРАТУРА

1. **Владыкин Н.В., Матвеева Л.Н., Богачева Н.Г., Алексеев Ю.А.** Новые данные о чароите и чароитовых породах // Минералогия и генезис цветных камней Вост. Сибири. Новоси-бирск : Наука. 1983. с. 41-57.
2. **Владыкин Н.В.** Первая находка лампроитов в СССР // ДАН 1985. Т. 280. N3.. с.718-722
3. **Владыкин Н.В., Симонов В.И., Соколов В.С.** Температура образования минералов чароитовых пород // Термобарогеохимия минералообразующих процессов (Летучие компоненты). Новосибирск: 1994. Наука. в 3. С.52-60.
4. **Владыкин Н.В.** Билибинский массив-раслоенный высокодифференцированный комплекс К-ультраосновных-щелочных пород // ДАН, 1996 т.349, N6, с.972-975

5. **Владыкин Н.В.** Геохимия и генезис лампроитов Алданского щита// Геология и геофизика, 1997. т.38. N 1. стр.123-136.
6. **Владыкин Н.В.** Петрология и рудоносность К-щелочных пород Монголо- Охотского ареала магматизма// Диссертация в виде научного доклада на соискание ученой степени д.г.-м.н.,Иркутск: 1997. С.1-80.
7. **Воробьев Е.И.,Конев А.А., Малышенко Ю.В.** Субсолидусные превращения карбонатитной составляющей стронций-бариевых карбонатитов// ДАН СССР.1989.Т.304.Н 6.С.1449-1452.
8. **Калиевый щелочной магматизм Байкало-Становой рифтогенной системы.** Новоси-бирск: Наука. 1990. 237 с.
9. **Махоткин И.Л., Владыкин Н.В., Аракелянц М.М.** О возрасте лампроитов Алданской провинции.// ДАН СССР. 1989. т.306. N3. с.703-707.
10. **Панина Л.И., Владыкин Н.В.** Лампроиты Мурунского массива и их генезис// Геология и геофизика. 1994т.35, N 12, с.100-113.
11. **Панина Л.И., Моторина И.В.** Щелочные высококальциевые сульфатно-карбонатные расплавные включения в мелилит-монтichelлит-оливиновых породах Маломурунского щелочного массива // Петрология. 1999. Т.7. N 6. С.653-669.
12. **Петрология щелочного вулканическо-интрузивного комплекса Алданского щита.** Л: Недра.1967. 264 с.
13. **Jaques A.L., Lewis J.D., Smith C.B.** The kimberlite and lamproite of Western Australia, Pert, 1986.
14. **Mitchell, R.H., Vladykin, N.V.** Rare Earth Element-Bearing Tausonite and K-Ba- Titanites from the Little Murun Potassic Alkaline Complex, Yakutia, Russia, Mineral. Mag., 1993, vol. 57, pp. 651-664.
15. **Mitchell, R.H., Smith, C.B., Vladykin, N.V.** Isotopic Composition of Strontium and Neodymium in Potassic Rocks of the Little Murun Complex, Aldan Shield, Siberia, Lithos, 1994, vol. 32, pp. 243-248.
16. **Mitchell, R.H., Bergman S.C.** Petrology of lamproites. Plenum Publishing Corporation, New York 1991.
17. **Vladykin N.V.** The Malyi Murun Volcano-Plutonic Complex: an Example of Differentiated Mantle Magmas of Lamproitic Type.Geochemistry International, v. 38 Suppl.1. 2000.pp. S73-S83.

Щелочной магматизм Украинского щита

Кривдик С.Г.

*Институт геохимии, минералогии и рудообразования НАН Украины, Киев
igmof@mail.kar.net*

Украинский щит уникальная и богатейшая провинция протерозойского щелочного магматизма. Здесь известно около 40 массивов и проявлений щелочных пород и карбонатитов. Они принадлежат двум дискретным по возрасту формациям (комплексам): щелочно-ультраосновой (2,0-2,1 млрд. лет) и габбро-сиенитовой (1,7-1,8 млрд. лет). В Украинском щите имеются также палеозойские (девонские) щелочные породы, но их распространение ограничено (только в краевых частях этого региона). Некоторые массивы габбро-сиенитовой формации пространственно и генетически связаны с анортозит-рапакивигранитными плутонами. Значительное количество месторождений и проявлений апатита, ильменита и редких металлов (TR, Y, Nb, Ta, Zr, Sr) связаны с щелочными и карбонатитовыми комплексами Украинского щита.

ВВЕДЕНИЕ

Украинский щит (УЩ) уникальная и богатейшая провинция протерозойского щелочного магматизма. Известно также около 40 массивов и проявлений щелочных, субщелочных пород и карбонатитов (рис. 1). Интересно, что УЩ является довольно пассивным в отношении фанерозойского щелочного магматизма в отличие от других подобных ему докембрийских регионов (Балтийский, Канадский, Бразильский, Африканский, Сибирский щиты и платформы). Даже недавно обнаруженные кимберлиты и лампроиты в центральной части этого региона датируются как протерозойские. Здесь известны, некоторые массивы палеозойских (девонских) щелочных пород в УЩ, но их распространение ограничено только краевыми частями этого региона. Палеозойские и мезозойские щелочные породы (преимущественно вулканические фации) широко распространены в более молодых впадинах (Днепровско-Донецкой, Причерноморской), обрамляющих УЩ с севера, северо-востока и юга.

Протерозойские щелочные и субщелочные породы УЩ принадлежат, согласно нашим представлениям [Кривдик, Ткачук, 1990], к двум дискретным возрастным формациям: щелочно-ультраосновой (2,0-2,1 млрд. лет) и габбро-сиенитовой (1,7-1,8 млрд. лет). Недавно в этом регионе были обнаружены и более древние сиениты (2,8 млрд. лет) [Артеменко, 1998].

ЩЕЛОЧНО-УЛЬТРАОСНОВНАЯ ФОРМАЦИЯ

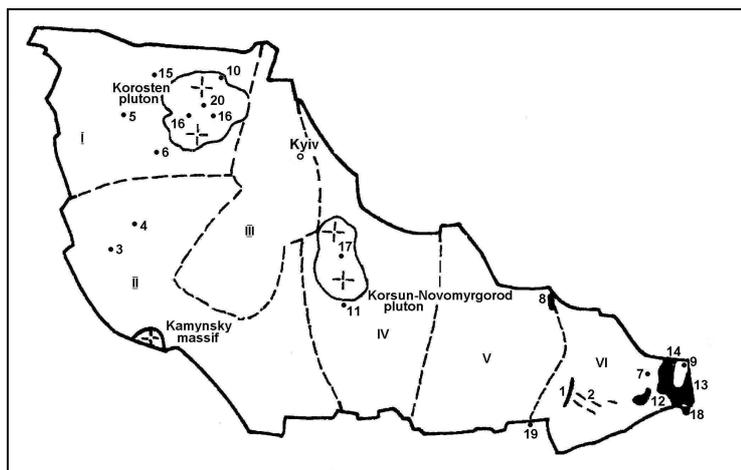


Рис. 1. Массивы и проявления карбонатитов щелочных и субщелочных пород на Украинском щите.

Щелочно-ультраосновная формация (комплексы): 1 – Черниговский (Ново-Полтавский), 2 – дайки метаякупирангитов, 3 – Проскуровский, 4 – Антоновский, 5 – Городницкое интрузивное тело, 6 – фениты Березовой Гати.

Габбро-сиенитовая форма-ция: 7 – Октябрьский, 8 – Малотерсянский, 9 – Покрово-Киреевский, 10 – Давидковский, 11 – Великовисковский, 12 – Южно-Кальчикский, 13 – Еланчикский, 14 – Кальмиусский, 15 – Яструбецкий, 16, 17 – эгириновые сиениты Коростенского и Корсунь-Новомиргородского плутонов, 18 – Приморский, 19 – Мелитопольский, 20 – Стремигородское апатит-ильменитовое месторождение.

Геологические блоки (районы) Украинского щита: I – Северо-Западный; II – Днестровско-Бугский; III – Росинско-Тикичский; IV – Ингуло-Ингулецкий; V – Средне-Приднепровский; VI – Приазовский.

Щелочно-ультраосновная формация УЩ включает Черниговский (Ново-Полтавский), Проскуровский, Антоновский и частично Малотерсянский массивы, Городницкое интрузивное тело, а также ряд мелких тел и жил щелочных пород и карбонатитов в различных частях этого региона (рис. 1).

Большинство массивов щелочно-ультраосновной формации принадлежит по типу щелочности к калий-натриевой серии. Только Коларовский комплекс в Западном Приазовье относится к калиевой серии. Калиевые ультрабазиты этого комплекса рассматриваются как интрузивные аналоги низкотитанистых лампроитов алданского типа [Раздорожный и др., 1999]. Типичные породы щелочно-ультраосновной формации представлены щелочными пироксенитами, якупирангитами, мельтейгитами, ийолитами, карбонатитами, нефелиновыми и щелочными сиенитами, включая их кварцсодержащие разновидности (нордмаркиты). Отличительной особенностью массивов этой формации является интенсивная фенитизация вмещающих гранитоидов.

Массивы и проявления калий-натриевой серии УЩ весьма отличны по своим геохимическим особенностям. Так, щелочные породы и карбонатиты Приазовья имеют отчетливую металлогеническую специализацию на Nb, Zr,

TR и R. Ультраосновные щелочные породы этой серии обогащены титаном. Аналогичные щелочные породы Днестровско-Бугского района (Проскуровский и Антоновский массивы) бедны этими редкими и малыми

Таблица 1.

Содержание малых и редких элементов (г/т, TiO_2 в мас. %) в некоторых щелочных породах Украинского щита.

| Массив, регион | Порода | TiO ₂ | Cr | Ni | Nb | Zr | TR | Ce | Y | Ba | Sr | Rb |
|--|----------------------------------|------------------|------|-----|--------|------------|------|---------|----------|---------|-------|----------|
| Щелочно-ультраосновная формация | | | | | | | | | | | | |
| Черниговка | Щелочные пироксениты | 5,63 | 370 | 90 | 205 | 460 | 400 | 213 | 41 | 305 | 1116 | 46 |
| | Мельтейгиты | 0,24 | 226 | 20 | 820 | 173 | 3000 | 1500 | 27 | 470 | 8477 | 93 |
| | Канадиты | 0,24 | - | - | 362 | 1811 | 200 | 100 | 10 | 960 | 1690 | 142 |
| | Щелочные сиениты | 0,36 | - | - | 60 | 80 | 600 | 324 | 10 | 1590 | 2300 | 151 |
| Западно-Приазовский дайковый пояс | Метаякупирангиты (горнбленди-ты) | 4,40 | 740 | 100 | 151 | 656 | 400 | 190 | 46 | 203 | 381 | 25 |
| Проскуровский | Щелочные пироксениты | 1,65 | 150 | <30 | 8 | 130 | 300 | 180 | 28 | 250 | 1230 | 21 |
| | Мельтейгиты, ийолиты | 1,00 | 18 | 20 | 10 | 74 | 250 | 130 | 19 | 256 | 940 | 34 |
| Антоновский | Щелочные пироксениты | 1,83 | 78 | 20 | 23 | 122 | - | 142 | 51 | 251 | 810 | 17 |
| Городницкий | Оливиновые якупирангиты | 0,34 | 1023 | 374 | 7 | 46 | - | 50 | 20 | 85 | 507 | 22 |
| Кировоградский блок | Кимберлиты (лампроиты) | 3,50 | 1000 | 700 | 400 | 300 | - | - | - | to 8000 | - | - |
| Габбро-сиенитовая формация | | | | | | | | | | | | |
| Октябрьский | Габбро | 5,48 | 108 | 80 | 28 | 80 | - | 100 | 18 | 273 | 924 | 5 |
| Малотерсянский | Габбро | 2,67 | 50 | 65 | 2 | 30 | - | 20 | 5 | 306 | 968 | 14 |
| Давыдовский | Габбро | 5,63 | <100 | 40 | 27 | 335 | - | 90 | 49 | 970 | 436 | 73 |
| | Сиениты | 1,50 | - | - | 58 | 1058 | - | 174 | 160 | 1000 | 170 | 130 |
| Великовисковский | Сиениты | 0,67 | - | - | 144 | 2470 | - | 237 | 112 | 197 | 42 | 127 |
| Яструбецкий | Сиениты | 0,40 | - | - | 50-600 | 2000-60000 | - | 60-1100 | 190-2670 | 13-1520 | 15-60 | 200-1285 |

Примечание. Анализы выполнены в ИГМР НАН Украины рентгенфлуорисцентным анализом, аналитик В.И. Ткачук, 1991 г.

элементами (табл. 1). Щелочно-ультраосновные породы (оливиновые якупирангиты и мельтейгиты) Городницкого интрузивного тела (Северо-Западный район) отличаются другими геохимическими и петрологическими особенностями. Высокое содержание Cr (0,1-0,2 %) и присутствие хромовых шпинелей, включая высокохромистые и магнезиальные их разновидности (до 62,6 % Cr_2O_3 и 14,6 % MgO), является характерными для этих пород. Последние представляют собой слабо дифференцированные примитивные

глубинные расплавы типа щелочных пикритов – оливиновых меланефелинитов.

Некоторые черты, подобные таковым в щелочно-ультраосновной формации, проявляют также щелочные породы (фениты, щелочные и нефелиновые сиениты) Малотерсянского массива (Среднеприднепровский район). Здесь имеются как габбро (не характерные породы для названной

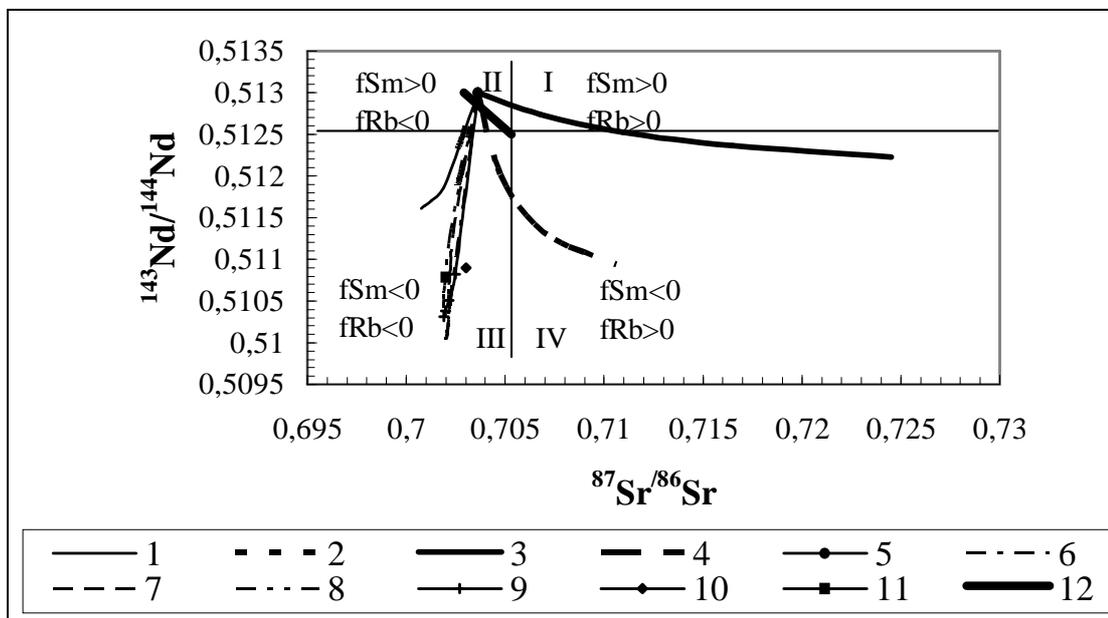


Рис. 2. Гипербола смешивания для пород континентальной коры, континентальных толеитовых базальтов и карбонатитов [Загнитко, Матвийчук, 2001]

Карбонатиты: 1 – Черниговского массива, 2 – Хлебодаровской дайки, 6 – Маунт Велд (Австралия), 7 – Спениш Ривер (Сев. Америка), 8 – Борден (Сев. Америка), 9 – Карджил (Сев. Америка); 3 – верхняя кора; 4 – нижняя кора; 10 – субкальцевые гранаты из включений в алмазах Балтфонтейн (Кимберли); 11 – субкальцевые гранаты из включений в алмазах (Финии); 12 – мантийная последовательность.

формации), так и жилы карбонатитов и карбонатитоподобных пород. Имеются некоторые данные, позволяющие предполагать, что в Малотерсянском массиве совмещены породы двух возрастных формаций: более ранней (2,05 млрд. лет) щелочно-ультраосновной и более поздней (1,86 млрд. лет) габбро-сиенитовой [Загнитко, 1993]. Карбонатиты также известны в Октябрьском габбро–сиенитовом массиве [Загнитко, Матвийчук, 2001].

Среди всех других массивов щелочно-ультраосновной формации УЩ наиболее детально изучен Черниговский (Приазовье). Обладая всеми характерными чертами щелочно-ультраосновной формации, этот массив имеет некоторые феноменальные минералогические, петрологические и геохимические особенности.

В настоящее время Черниговский щелочно-ультраосновный массив принадлежит одному из самых древних (2,09 млрд. лет, U-Pb датировки по

Таблица 2. Изотопный состав Sr, O и C в щелочных породах и карбонатах Украинского щита.

| Массив, интрузия | Порода | Минерал и порода | $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ | $\delta\text{C}^{13\&}$, ‰ | δO^{18} , ‰ |
|--|------------------------------|------------------|---------------------------------|-----------------------------|---------------------------|
| Щелочно-ультраосновная формация | | | | | |
| Черниговский | Карбонатит | кальцит | 0,7013 | -3÷-9 | 5-13 |
| | "- | графит | - | -9,5÷-12,1 | - |
| | Нефелин-оливиновая | "- | - | -7,7 | - |
| | Нефелиновый сиенит | порода | - | - | 7,5-8,6 |
| | Нефелиновый сиенит | апатит | 0,70346 | - | - |
| | Карбонатит | "- | 0,70245 | - | - |
| | Щелочной сиенит (нордмаркит) | "- | 0,70333 | - | - |
| | Апогранитовый фенит | "- | 0,70478 | - | - |
| Проскуровский | Мельтейгит | "- | 0,70304 | - | - |
| | Ийолит | "- | 0,70324 | - | - |
| | Апогранитовый фенит | "- | 0,70435 | - | - |
| | Мельтейгит | кальцит | - | -1,9 | 15 |
| | | вкрапленный | | | |
| | Карбонатный прожилок | кальцит | - | 0,2÷-1,3 | 11,9-6,8 |
| | Апатит-кальцитовая | "- | 1,6-1,7 | 11,6-1,8 | |
| Городницкий | Мельтейгит | апатит | 0,7035 | - | - |
| Березовая Гать | Апогранитовый фенит | кальцит | - | -6,8÷-9,3 | 10,9-3,6 |
| | То же | апатит | 0,7029 | - | - |
| | "- | "- | 0,7036 | - | - |
| Габбро-сиенитовая формация | | | | | |
| Октябрьский | Щелочной сиенит | апатит | 0,70288 | - | - |
| | Пуласкит | "- | 0,70333 | - | - |
| | Жильный фояит | "- | 0,70651 | - | - |
| | Карбонатит | кальцит | 0,7024 | -6,3 | 9,5 |
| Малотерсянский | Щелочной сиенит | апатит | 0,70511 | - | - |
| | Фенит | "- | 0,70397 | - | - |
| | "- | "- | 0,70497 | - | - |
| Давыдковский | Габбро | "- | 0,70300 | - | - |
| | "- | "- | 0,70305 | - | - |
| | Сиенит | "- | 0,70295 | - | - |
| | "- | "- | 0,70332 | - | - |
| Яструбецкий | Сиенит | "- | 0,73719 | - | - |
| | "- | "- | 0,75306 | - | - |
| Велико-Висковский | Сиенит | "- | 0,71536 | - | - |
| | "- | "- | 0,85593 | - | - |
| Покрово-Киреевский | Рудный пироксенит | "- | 0,70536 | - | - |
| | Перидотит | порода | - | - | 4,0 |
| | Пироксенит | "- | - | - | 4,5-5,5 |
| | Габбро | "- | - | - | 9,0-10,5 |
| | Малиньит | "- | - | - | 6,5-8,0 |

Примечание. Кроме авторских, использованы такие изотопные данные Н.В. Бутурлинова (1979) и В.Н. Загитко (2001) (см. список литературы).
Анализы выполнены в ИГМР НАН Украины, аналитики: Т.И. Довбуш, Е.Н. Бартницкий, (1989); И.П. Луговая (1997).

циркону). В отличие от к типичных массивов этой формации, для которых обычно характерны округлые концентрически-зональные формы, Чернигов-

ский массив линейно вытянутый. Ассоциирующие с карбонатитами щелочные силикатные породы – биотит-альбитовые нефелиновые сиениты (канадиты) и пересыщенные щелочами пироксениты (безнефелиновые якупирангиты) также являются необычными. Минеральный парагенезис оливин+доломит+кальцит является типичным для черниговских карбонатитов и очень редок для других. К тому же оливин принадлежат обычно к высокожелезистым разновидностям, Fe_{20-65} , и даже Fe_{70} в мельтейгитах. В Черниговских карбонатитах Се-фергусонит является главным рудным Nb-минералом вместе с колумбитом и пироксеном-гастингситом. Для щелочных пород и карбонатитов этого массива характерны редкие в природе амфиболы промежуточного состава между эденитом-котофоритом и гастингситом-котофоритом. Кроме того, карбонатиты Черниговки имеют некоторые специфические особенности изотопного состава: низкие $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0,7013) и ϵNd (+0,64) (рис. 2, табл. 2, 3); сопряженное увеличение $\delta^{18}O$ (от 5,0 до 17,5 ‰) в карбонатах параллельно с уменьшением FeO в этих минералах и увеличении количества магнетита в породах [Кривдик и др., 1997]; такой широкий диапазон вариаций $\delta^{18}O$ совсем не оказывает никакого влияния на "нормальный" изотопный состав углерода в карбонатах ($\delta^{13}C$ от -3 до -9 ‰). При этом можно отметить, что модельный, Sm-Nd возраст Черниговских карбонатитов оценивается в 2,4 млрд. лет (то же получено по Pb/Pb изотопным отношением в кальците), в то время как U-Pb (циркон) и K-Ar (амфиболы) возраст этих пород составляет 2,0-2,1 млрд. лет. Эти и много других экстраординарных особенностей Черниговских карбонатитов мы объясняем абиссальными условиями кристаллизации карбонатитовой расплава в глубокой магматической камере (современный эрозионный срез массива около 20 км). Другие массивы щелочно-ультраосновной формации УЩ менее эродированы (до 3-5 км).

ГАББРО-СИЕНИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ

Несмотря на столь интересные щелочно-ультраосновные породы и связанные с ними карбонатиты, преобладающее большинство щелочных массивов УЩ принадлежит к габбро-сиенитовой формации. В последней выделяется два типа массивов (подформации):

1. Первый с конечными нефелин-сиенитовыми дифференциатами, включая их агпайтовые разновидности (Октябрьский, Малотерсянский);

2. Второй, развитие которого завершалось щелочными и субщелочными кварцевыми сиенитами с такими сильно железистыми темноцветными минералами, как фаялит, геденбергит, эгирин, феррогастингсит, тарамит, рибекит, аннит (Давидковский, Южно-Кальчикский, Яструбецкий, Великовисковский и др.). Такое различие остаточных расплавов в этих двух типах массивов (субформациях) обусловлено, по нашему представлению,

различным составом исходных материнских базитовых магм: нефелин- и кварц-нормативными для первых и вторых соответственно.

Показано, что в Октябрьском и Малотерсянском массивах проявилась агапитовая направленность дифференциации от ранних габброидов через щелочные сиениты и фояиты к поздним эгириновым фояитам и пересыщенных щелочами фонолитов (с эвдиалитом и астрофиллитом) [Кривдик, Ткачук, 1990]. При этом каждый последующий дифференциат этого ряда обогащался несовместимыми элементами (Zr, Nb, REE, Y). В

Таблица 3. Изотопные системы в карбонатах Украинского щита [Загнитко и др., 2000].

| Массив | K-Ar возраст | | U-Pb Pb-Pb возраст | | $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ | Sm-Nd | | O | C | |
|---|-----------------|---------------|-------------------------|---------|---------------------------------|---------------------------|------------------------|---------------------------------|---------------------------------|---------------|
| | слюда | амфибол | циркон | кальцит | | Модель- ный возраст | $\epsilon\text{Nd}(T)$ | $\delta^{18}\text{O}, \text{‰}$ | $\delta^{13}\text{C}, \text{‰}$ | карбо- нат |
| Минерал | | | | | | | | карбо- нат | карбо- нат | графит |
| Черни- говка | 1900-1750 | 2100- 1950 | 2090 | 2400 | 0.7013 | 2400 | +0.64 | 8.0±3 | 5.6±1.7 | 9.4±1.4 |
| Хлебо- даровка (дайка) | | 1835 | | | 0.70258 | 2155 | +1.7 | 9.1±2 | 7.1±1.1 | |
| Октябрь- ский | 1800-1600 | 1870- 1750 | 1795 | | 0.7024 | | | 9.5±1.5 | 6.3±1.2 | |
| Петрово- Гнутово (дайка) | 1950 | | | 2000 | 0.7063 | | | 12.2±2.0 | 7.5±1.1 | |

Октябрьском массиве имеются такие специфические породы как мариуполиты. Пироклор и бритоцит (часто в повышенных концентрациях) характерны для этих пород.

В петрологическом, геохимическом и металлогеническом аспектах очень интересны щелочные массивы второго типа (подформации). Они пространственно и генетически связаны с анортозит-рапакивигранитными плутонами. Эти сиенитовые и габбро-сиенитовые массивы (Давидковский, Великовисковский, Яструбецкий) фактически одновозрастны с рапакиви гранитами и обычно располагаются по периферии этих плутонов или недалеко от них (рис. 1). По нашим представлениям, Южно-Кальчикский массив (Приазовье) представляет собой абиссальный габбро-сиенитовый аналог анортозит-рапакивигранитного плутона и демонстрирует их глубинный сиенитовый тренд дифференциации (в соответствии со схемой Феннера). Кроме сиенитов, в Южно-Кальчикском массиве имеются почти все характерные для анортозит-рапакивигранитных плутонов породы (габбронориты, рудные габбро и перидотиты, плагиоклазиты, граниты с феррогастингситом, феррогеденбергитом и фаялитом). Габброиды этого массива подобны таковым в Коростенском и Корсунь-Новомиргородском

плутонах, тогда как плагиоклазиты (андезиты) первого являются аналогами лабрадоритов вторых.

Возможность сиенитового тренда дифференциации анортозит-рапакиви-гранитных плутонов в УЩ подтверждается нашими петрохимическими расчетами. Было показано [Кривдик, Ткачук, 1990], что при фракционной кристаллизации по схеме Феннера исходной основной магмы состава лейконорита или лабрадоритового порфирита (о. Хогланд) может получиться от 12 до 36 % остаточного трахитового расплава подобного по составу фаялит-геденбергитовым сиенитам УЩ. Выпадающими минералами (аккумулятами) могли быть основные плагиоклазы, железисто-магнезиальный оливин, орто- и клинопироксен, ильменит и апатит.

Если бы такая исходная основная магма кристаллизовалась по схеме Боуэна с осаждением магнетита, то остаточный расплав имел бы гранитный состав (подобный рапакиви гранитам). Поскольку реализация фракционной кристаллизации по схеме Феннера более вероятна в абиссальных условиях, это может привести к увеличению объема сиенитов и уменьшения гранитов при углублении уровня эрозии анортозит-рапакивигранитных плутонов. Эрозионный срез Южно-Кальчикского массива более чем 10 км и он представляет абиссальный габбро-сиенитовый аналог такого плутона. Другие анортозит-рапакивигранитные плутоны (Корсунь-Новомиргородский и особенно Коростенский) менее эродированы, но они также сопровождаются сиенитами (рис. 1).

Таким образом, Украинский щит принадлежит к уникальному докембрийскому региону с отчетливо выраженным сиенитовым трендом дифференциации анортозит-рапакивигранитных плутонов.

Эти габбро-сиенитовые и существенно сиенитовые массивы представляют собой обычно расслоенные интрузии с четкой ритмичной и скрытой расслоенностью. Габброиды этих массивов принадлежат субщелочному ряду и всегда обогащены Ti и P, но бедны Cr и Ni. С этими габброидами связаны месторождения ильменита и апатита.

Как отмечалось выше, сиениты (обычно кварцсодержащие) этих массивов характеризуются наличием высокожелезистых фемических минералов (фаялит, геденбергит, эгирин-геденбергит, феррогастингсит, тарамит, аннит) при отсутствии первичного магнетита. Очевидно, такие породы формировались в условиях низкой летучести кислорода. Конечные дифференциаты расслоенных сиенитовых интрузий представлены эгириновыми и (или) рибекитовыми и кварцевыми разновидностями сиенитов и граносиенитов.

Кроме того, в Коростенском и Корсунь-Новомиргородском плутонах имеются эгириновые сиениты в виде отдельных жил и неясных прослоев среди рапакиви гранитоидов. Такие породы имеют, возможно, то же самое происхождение, что и вышеупомянутые эгириновые сиениты из расслоенных

интрузий, но они могут также быть остаточным расплавом при плагиоклазовом фракционировании основной (анортозитовой) магмы.

Рассматриваемые сиениты интенсивно обогащены такими несовместимыми редкими элементами как Zr, REE и Y. В небольшом количестве они содержат Nb, а их конечные дифференциаты, сильно обеднены Sr и Ba. В Южно-Кальчикском и Яструбецком массивах присутствуют богатые цирконием и редкими землями рудные разновидности сиенитов (табл. 4). В этих породах циркон, бритоцит и ортит становятся породообразующими минералами.

Таблица 4. Химический состав некоторых разновидностей щелочных рудоносных редкометальных сиенитов из Приазовского и Яструбецкого месторождений [Мельников и др., 2000].

| Компонент | Азовское месторождение | | | | Яструбецкое месторождение | | | |
|--------------------------------|------------------------|--------------|--------------|---------------|---------------------------|---------------|--------------|---------------|
| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 |
| SiO ₂ | 46.70 | 48.04 | 44.98 | 60.81 | 57.50 | 47.20 | 59.50 | 56.60 |
| TiO ₂ | 0.53 | 0.80 | 0.26 | 0.04 | 0.08 | 0.74 | 0.10 | 0.19 |
| Al ₂ O ₃ | 11.73 | 12.20 | 16.51 | 20.21 | 16.67 | 13.80 | 16.75 | 15.50 |
| Fe ₂ O ₃ | 7.70 | 4.47 | 4.40 | 1.44 | 0.42 | 2.00 | 1.45 | 2.29 |
| FeO | 10.00 | 8.95 | 8.29 | 0.86 | 2.73 | 11.70 | 1.94 | 4.52 |
| MnO | 0.30 | 0.35 | 0.37 | 0.05 | 0.08 | 0.17 | 0.07 | 0.16 |
| MgO | 0.42 | 1.02 | 0.99 | 0.62 | 0.48 | 0.98 | 0.43 | 0.55 |
| CaO | 3.05 | 3.96 | 2.56 | 0.70 | 1.92 | 4.80 | 1.23 | 2.57 |
| Na ₂ O | 3.80 | 3.94 | 2.60 | 5.10 | 5.96 | 4.24 | 6.04 | 5.51 |
| K ₂ O | 3.60 | 3.58 | 2.90 | 3.80 | 4.90 | 4.52 | 4.80 | 5.02 |
| S | — | — | 0.08 | 0.02 | 0.02 | 0.08 | — | 0.01 |
| P ₂ O ₅ | 0.10 | 0.10 | 0.06 | 0.04 | 0.15 | 0.14 | 0.04 | 0.08 |
| CO ₂ | 3.00 | 1.23 | 0.74 | — | 0.82 | 1.11 | 0.46 | 0.92 |
| F | 0.40 | 0.55 | — | — | 0.40 | 0.78 | 0.23 | 0.70 |
| ZrO ₂ | 5.25 | 5.30 | 10.36 | 6.24 | 6.61 | 4.90 | 6.00 | 4.40 |
| TR ₂ O ₃ | 1.80 | 4.52 | 2.51 | 0.14 | — | — | 0.15 | 0.27 |
| H ₂ O | 0.20 | 0.20 | 0.02 | — | — | — | — | 0.04 |
| H ₂ O ⁺ | 0.40 | 0.60 | 1.33 | 0.22 | 0.98 | 2.87 | 0.59 | 0.86 |
| Сумма | 98.98 | 99.81 | 98.96 | 100.29 | 99.72 | 100.03 | 99.78 | 100.19 |

Примечание. 1, 6 — меланократовые, 2, 3, 8 — мезократовые, 4, 5, 7 — лейкократовые разновидности.

Анализы выполнены в химической лаборатории ИГМР НАН Украины, аналитик О.А. Красюк (1999).

Таким образом, очень высокая железистость фемических минералов и сильное обогащение несовместимыми редкими элементами (Zr, REE, Y) свидетельствуют о высокой степени фракционирования этих сиенитов. Наличие таких сиенитов — специфическая особенность протерозойского щелочного магматизма УЩ.

ПАЛЕЗОЙСКИЕ ЩЕЛОЧНЫЕ ПОРОДЫ

Распространение фанерозойских щелочных пород в УЩ ограничено. Они известны только в Приазовской части этого региона. Как это упоминалось выше, эти породы широко распространены в окружающих УЩ впадинах (особенно в Днепрово-Донецком авлакогене).

В Приазовской части УЩ давно известен девонский Покрово-Киреевский щелочной массив. Он состоит из щелочных пироксенитов, перидотитов, габбро, малиньитов, ювитов, эпилейцититов и т.д. Малиньиты и ювиты очень похожи своей пойкилитовой структурой на ричесорриты Хибин. Эти породы принадлежат к пересыщенным щелочами (агпайтовыми) разновидностям и имеют высокую концентрацию некоторых редких несовместимых элементов.

Недавно в Приазовской части УЩ были обнаружены также некоторые другие палеозойские массивы щелочных и субщелочных пород (Зирка, Приморский, Мариупольский, Балка Бережная, Кирилловка, Кичиксу). В некоторые из этих массивов имеются новые для Украины типы щелочных пород (эссекситы, эпилейцитовые шонкиниты и пироксениты, двуфельдшпатоидные сиениты, саннаитоподобные лампрофиры). Обнаружены также необычные титанистый фассаитовый пироксен и магнезиальная хромовая шпинель в меланократовых породах (пироксениты, шонкиниты, эссекситы) из этих щелочных массивов. Однако, в отличие от щелочных пород Покрово-Киреевского массива аналогичные породы этих новых проявлений бедны такими несовместимыми элементами как Nb, Zr, REE, Y и т.д. Причина такого отличия в распределении микроэлементов в палеозойских щелочных породах из Приазовской части УЩ пока не известна. Мы думаем, что эти различия в содержании редких элементов щелочных породах были обусловлены разными геотектоническими условиями.

Формационная принадлежность палеозойских щелочных пород в Приазовской части УЩ остается неопределенной. Некоторые исследователи [Бутурлинов, 1979] относят эти породы к различным формационным типам (щелочной ультрамафической и щелочной основной). Мы считаем, что эти массивы принадлежат преимущественно к щелочной основной (базальтовой) формации и частично к щелочно-ультраосновной. Как это отмечалось выше, щелочные ультраосновные вулканические и субвулканические породы широко распространены в Днепрово-Донецкой впадине (вне границ УЩ).

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД КАК ИНДИКАТОР ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ ИХ ФОРМИРОВАНИЯ

Как было показано ранее [Кривдик, Ткачук, 1990], массивы и проявления щелочно-ультраосновной формации локализируются в

тектонических блоках УЩ с более мощной корой (47-52 км) по сравнению с таковой для габбро-сиенитовой формации (менее 40 км). В блоках первого типа часто проявлен гранулитовый метаморфизм.

Интрузии щелочных пород и карбонатитов щелочно-ультраосновной формации фиксируют, возможно, наиболее раннюю протерозойскую (2,0-2,1 млрд. лет) эпоху платформенного становления УЩ или его отдельных блоков. Более поздняя протерозойская эпоха (1,7-1,8 млрд. лет) тектономагматической активизации этого региона привела к внедрению щелочных и субщелочных пород габбро-сиенитовой и анортозит-рапакивигранитной формаций. Палеозойский и частично мезозойский щелочной магматизм УЩ связан как с началом формирования впадин, окружающих УЩ, так и с орогеническими процессами на смежных территориях (Тетис, Скифская плита, герцинская и альпийская складчатость в Карпатах и Крыму).

Щелочные породы УЩ, сформированные в рифтогенных зонах, обычно обогащены Nb, Zr, REE. Ранние меланократовые разновидности щелочных пород (щелочные пироксениты, якупирангиты, мельтейгиты, лампроиты и кимберлиты) одновременно обогащены также Ti, Cr и Ni. Такую картину мы видим в Черниговском массиве, дайках метаякупирангитов в Западном Приазовье, кимберлитах и лампроитах Кировограда (табл. 2) [Цымбал и др., 1999].

В то же время истощение этими редкими и малыми элементами в щелочных породах Проскуровского, Антоновского и частично Малотерсянского щелочно-ультраосновных массивов мы объясняем другими тектоническими условиями их формирования. Эти массивы, возможно, локализованы в зонах сжатия. Вероятно, здесь имели место субдукционные явления. По крайней мере, мы имеем некоторые доказательства, основанные на $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$ данных, о контаминированности глубинных магм коровым материалом (табл. 2) [Кривдик, 2000].

Исходя из геохимических особенностей, выделяется два типа лампроитоподобных пород. Первые (трубка Мрия, Приазовье) представляют интрузивные аналоги лампроитов, которые состоят из оливина, флогопита и амфибола. Эти породы бедны Ti, Nb, Zr, REE и приближаются по химическому составу к лампроитам алданского щита [Владыкин, 1997]. Второй тип лампроитоподобных пород (там же, Приазовье) относится к дайковым фациям и в настоящее время представляет, на наш взгляд, эпилейцитовые металампроиты (микроклин-амфиболовые породы). Для них характерна высокая концентрация Ti и Nb, и умеренное содержание Zr, Ba, Cr. Эти металампроиты подобны по геохимическим особенностям лампроитам Западной Австралии.

Другие массивы щелочных пород в УЩ имеют менее выраженное тектоническое положение, и по геохимическим особенностям занимают промежуточное положение между "рифтогенными" и "субдукционными"

образованиями. Мы не знаем причину низкого содержания Nb в богатых титаном габброидах и ильменитовых рудах Коростенского плутона и Стремигородского месторождения. В целом наблюдается умеренное содержание Nb в богатых на Zr и REE сиенитах, родственных анортозит-рапакивигранитным плутонам. Предполагается значительная примесь корового материала в этих породах. Такие сиениты примечательны высокими значениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,715-0,859; табл. 2). Однако, эти данные трудно объяснить, исходя только из смешивания с корой и ассимиляцией. Этот феномен может иметь место при интенсивном увеличении содержания Rb и уменьшении (до почти полного отсутствия) Sr в течение кристаллизационного фракционирования трахитовых расплавов. Вероятно, время существования таких расплавов было довольно длительным и достаточным для существенного накопления радиогенного Sr.

Таким образом, изотопно-геохимические особенности щелочных пород и карбонатитов УЩ отображают как исходные количества глубинного и корового вещества, так и степень дифференцированности щелочных расплавов.

Украинский щит - уникальная и богатейшая провинция протерозойского щелочного, кимберлитового и карбонатитового магматизма.

ЛИТЕРАТУРА

1. **Артеменко Г.В.** Геохронология Среднеприднепровской, Приазовской и Курской гранит-зеленокаменных областей – Автореферат диссертации доктора геол.-мин. наук. - Киев, 1998. -32 с.
2. **Бутурлинов Н.В.** Магматизм грабенообразных структур юга Восточно-европейской платформы в фанерозое: – Автореферат диссертации доктора геол.-мин. наук. - Киев, 1979. - 460 с.
3. **Владыкин Н.В.** Петрология и рудоносность К-щелочных комплексов Монголо-Охотского ареала магматизма. Доклад диссертации доктора геол.-мин. наук - Иркутск, 1997. -80с.
4. **Загнитко В.Н., Кривдик С.Г., Легкова Г.В., Бартницкий Е.Н.** Геохронология, петрология и рудоносность щелочных массивов Украинского щита // Изотопное датирование эндогенных рудных формаций. Москва: Наука, 1993. -С. 27-38.
5. **Загнитко В.Н., Матвийчук М.В.** Эволюция Sm-Nd системы в карбонатитах Приазовья // Актуальные проблемы геологии Украины. Киев, 2001. -с. 12-13.
6. **Загнитко В.Н., Степанюк Л.М., Парфенова А.Я., Кривдик С.Г.** Изотопная геохимия и геохронология докембрийских карбонатных пород Украинского щита// Тез. доклада I Конф. по изотопной геохронологии, 15-17 ноября, 2000. Москва. -С. 142-144 .
7. **Кривдик С.Г.** Щелочной магматизма Украинского щита: геохимические и петрогенетические аспекты// Мин. журн. - Киев, 2000, N2/3. -С. 48-56.
8. **Кривдик С.Г., Загнитко В.Н., Луговая И.П.** Изотопный состав минералов из карбонатитов Черниговского массива (Приазовье) как индикатор условий их формирования// Мин. журн. - Киев, 1997, N6. -С. 28-42
9. **Кривдик С.Г., Ткачук В.И.** Петрология щелочных пород Украинского щита. Киев: Наук. думка, 1990. - 408 с.

10. **Раздорожный В.Ф., Кривдик С.Г., Цымбал С.Н.** Калиевые ультрабазиты из Западного Приазовья - интрузивные аналоги лампроитов// Мин. журн. - Киев, 1999, N2/3. -С. 79-94.
11. **Цымбал С.Н., Кривдик С.Г., Кирьянов Н.Н., Макивчук О.Ф.** Вещественный состав кимберлитов Кировоградского геоблока (Украинский щит)// Мин. журн. - Киев, 1999, N2/3.-С. 22-38.
12. **Melnikov V.S., Kulchiska A.A., Kryvdik S.G., Gursky D.S., Strekozov S.N.** The Azov deposit – a new type of rare-metal objects of Ukraine// Min. Journ. - Kyiv, 2000, N5/6. -P. 39-79.

Калиевый щелочной базальтоидный вулканизм Западной Камчатки: геолого-геохимический обзор

**Перепелов А.Б.¹, Вольнец О.Н.², Аношин Г.Н.³, Пузанков Ю.М.³,
Антипин В.С.¹, Каблуков А.В.¹**

¹*Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск*

²*Институт вулканической геологии и геохимии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский*

³*Объединенный институт геологии, геофизики и минералогии СО РАН, Новосибирск
region@igc.irk.ru*

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность проблемы происхождения калиевых щелочных вулканических комплексов пород для геодинамических режимов островных дуг и активных континентальных окраин определяется прежде всего их специфическими вещественными особенностями и редким развитием в сравнении с типичными для зон перехода "океан-континент" умеренно- и высококалиевыми известково-щелочными сериями пород. Для них характерна приуроченность к тыловым областям островодужных систем или к сложным тектоническим структурам, таким как крупные разломные зоны, локальные рифтогенные структуры или «горячие поля», имеющим наложенный или транзитный характер развития. Петрологический аспект проблемы определяется трудностями реконструирования условий развития щелочного магматизма в зонах перехода «океан-континент» с позиций простых моделей островодужного или внутриплитного магмообразования. Среди наиболее известных и специфических провинций с проявлениями калиевых щелочных магм в островодужных и окраинно-континентальных обстановках следует отметить такие, как Индонезийский архипелаг [Stolz et al., 1988], Камчатка [Вольнец и др., 1987] (развитые энсиалические структуры), Сьерра-Невада (Запад США) [Van Kooten, 1980], Испания [Vorley, 1967; Venturelli et al., 1984], Эоловая дуга [Keller, 1982] (современные и древние активные окраины континентов).

Среди указанных провинций калиевые щелочные магматические серии пород Западной Камчатки являются наименее исследованными. Широкий ареал их распространения в тыловой области развитой островодужной системы, значительные вариации составов и форм проявления указывают на необходимость выяснения позиции такого магматизма в эволюции структуры Камчатки как крупного и специфического этапа ее развития. Сведения о олигоцен-миоцен-плиоценовом (?) временном интервале формирования калиевых щелочных серий пород Западной Камчатки позволяют

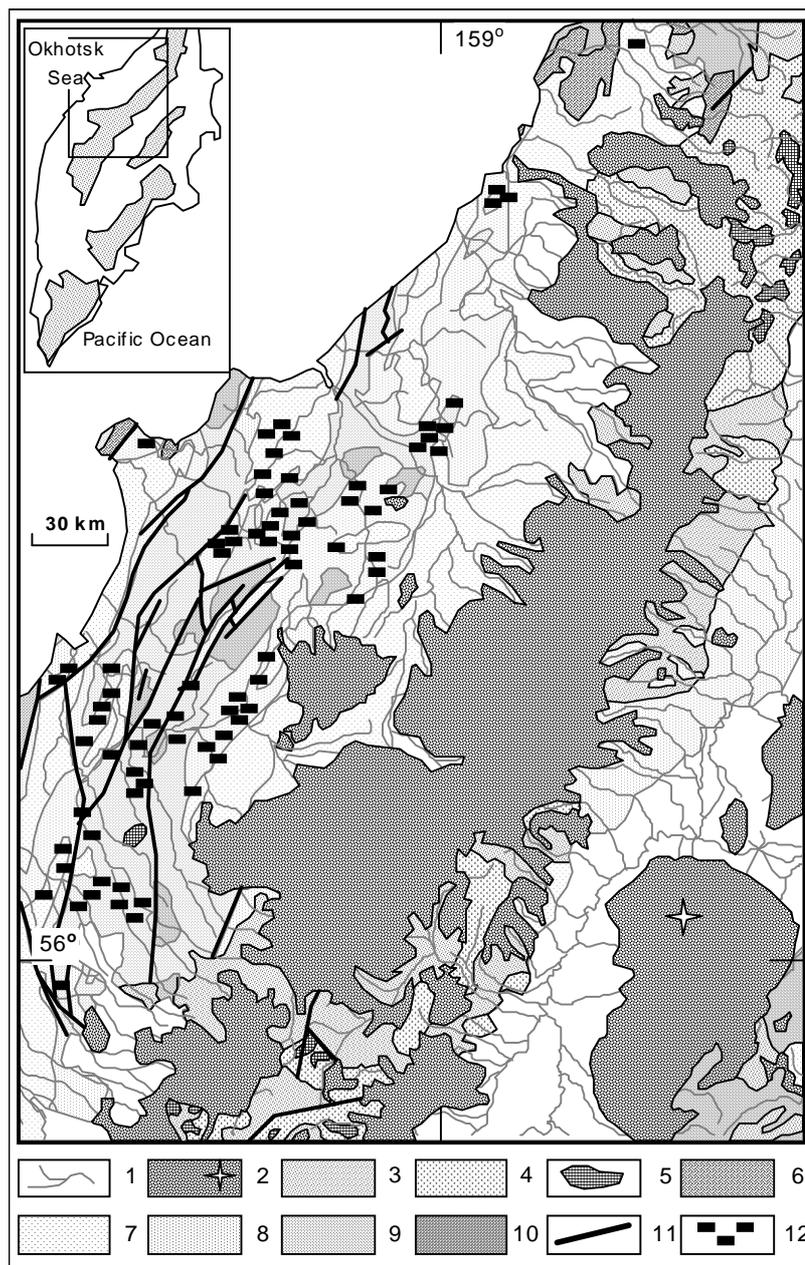


Рис. 1. Геологическая схема Центральной и Западно-Камчатской структурно-формационных зон.

Составлена на основе Геологической карты Камчатской области масштаба 1:1500000 (Марченко и др., 1976) с добавлениями и изменениями авторов. На врезке: привязка схемы к структуре полуострова Камчатки (показаны вулканические пояса).

Условные обозначения: 1 - речная система и современные рыхлые отложения; 2 - четвертичные вулканогенные толщи, Q^1-Q_4 (значок - положение вулкана Ключевского); 3 - верхний миоцен-плиоценовые вулканогенные толщи, $Ng_1^3-Ng_2$; 4 - верхний олигоцен - средне- миоценовые вулканогенные толщи, $Pg_3^3-Ng_1^2$; 5 - миоценовые интрузии; 6 - средне-верхне-эоценовые вулканогенные толщи, Pg_2^{2-3} ; 7 - миоценовые терригенно-осадочные толщи, Ng_1 ; 8 - олигоцен-миоценовые терригенно-осадочные толщи, Pg_3-Ng_1 ; 9 - эоценовые терригенно-осадочные толщи, Pg_2 ; 10 - верхне-меловые терригенно-осадочные и метаморфогенные толщи, K_2 ; 11 - разломные дислокации; 12 - места выходов субвулканических тел калиевых щелочных и субщелочных пород на территории Западно-Камчатской структурно-формационной зоны.

предполагать здесь связь магматизма с этапом одной из крупнейших в неогене тектонических перестроек. На таких этапах истории развития островодужной системы возможно отмирание зон субдукции, проявление процессов рифтогенеза и начало развития новых островодужных структур. В соответствии с такой временной и, как будет показано далее, особой структурно-тектонической позицией магматизма Западной Камчатки, происхождение калиевых щелочных вулканических серий может быть рассмотрено в связи с их вероятной генетической принадлежностью к так называемому «постсубдукционному» геодинамическому режиму магмообразования. Постсубдукционное магмообразование предполагает участие в формировании вещественного состава расплавов процессов свойственных как островодужным, так и внутриплитным геодинамическим обстановкам.

Ареал кайнозойского калиевого щелочного базальтоидного вулканизма на территории Западной Камчатки ограничен с востока неоген-четвертичным вулканическим поясом Срединного хребта, с запада - акваторией Охотского моря, с юга - широтой р.Сопочная, и с севера - широтой р.Паланы (рис. 1). Протяженность ареала в субмеридиональном направлении составляет более 500 км. Выходы изверженных пород занимают здесь < 10% площади. Среди вмещающих палеоген-неогеновых осадочных отложений обнаружено более 200 субвулканических тел щелочных пород, места локализации которых приурочены, главным образом, к Тигильскому антиклинальному поднятию. Первое упоминание о наличии на Западной Камчатке калиевых щелочных вулканических пород принадлежит Б.Ф. Дьякову [Дьяков, 1955], а наиболее разносторонняя информация о геолого-структурной позиции, возрасте, петрографических и петрохимических особенностях этих магматических пород приводится в работах И.С. Гузиева [Гузиев, 1964^а; Гузиев, 1964^б; Гузиев, 1966; Гузиев, 1967; Гузиев, 1971].

Среди магматических образований Западной Камчатки И.С. Гузиевым выделялись три петрографических серии пород: 1) трахидолеритов - кринанитов; 2) санидиновых базальтоидов и 3) андезито-базальтов, трахиандезито-базальтов и трахиандезитов. В серию санидиновых базальтоидов были включены абсарокиты, микрошонкиниты, селagitы, банакиты, шонкиниты, а также щелочные сиениты и лимбургиты. Среди пород третьей, субщелочной серии, отмечены шошониты.

В результате проведения геолого-геохимических исследований в 1982-2000 г.г. были получены новые данные о вещественном составе, минералогии и формах залегания субщелочных и щелочных пород Западной Камчатки [Волынец и др., 1985; Волынец и др., 1986^а; Волынец и др., 1986^б; Волынец и др., 1987; Перепелов, 1990; Волынец и др. 1990; Volynets, 1994; Perpelov et al., 2000]. Установлено, что породы этой вулканической зоны принадлежат, главным образом, двум дифференцированным сериям - шошонит-латитовой и калиевой щелочной. Шошонит-латитовая серия в настоящей работе далее

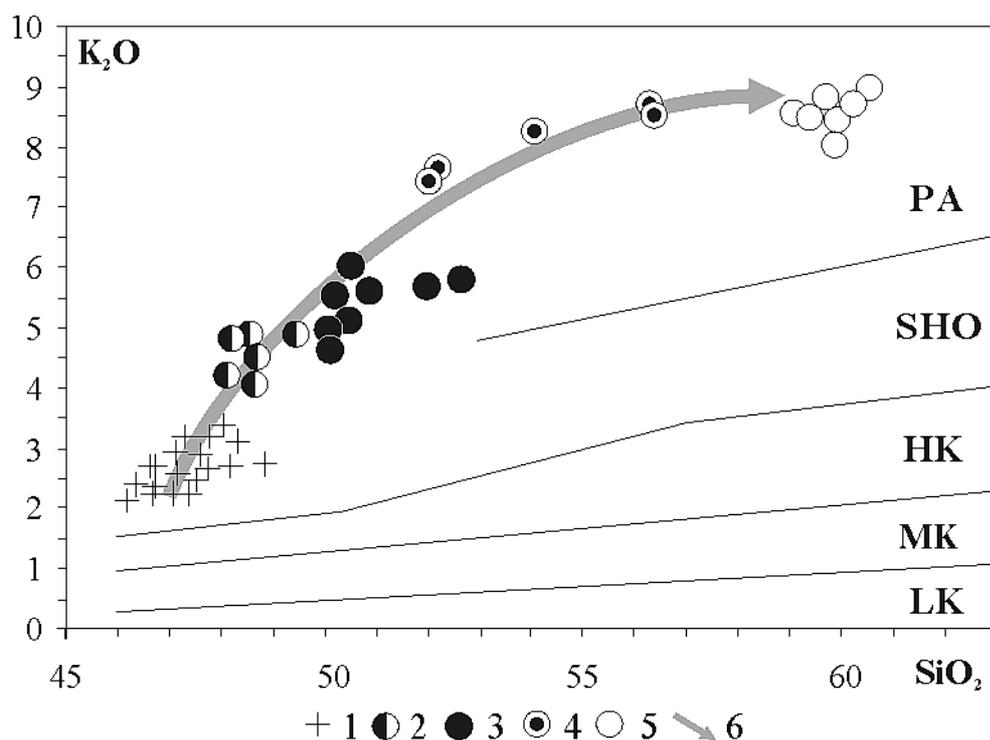


Рис. 2. Диаграмма $K_2O - SiO_2$ для калиевых щелочных базальтоидов Западной Камчатки.

Составы пород: 1 - абсарокиты; 2 - трахибазальты и порфиоровидные шонкиниты; 3- шонкиниты; 4 - сиениты массивных зон субвулканических тел; 5 - сиениты прожилков из субвулканических тел; 6 - направления эволюции составов пород калиевой щелочной серии Западной Камчатки.

Вулканические серии пород: LK - низкокалиевая серия; MK - умереннокалиевая серия; HK - высококалиевая серия; SHO - шошонитовая серия; PA - калиевая щелочная серия.

не рассматривается. Кроме того, подтверждено также широкое распространение в пределах изученного ареала группы базальтоидных пород абсарокитового состава. Аналогами абсарокитов или близкими к ним по составам являются микрошонкиниты, т.е. раскристаллизованные разности субщелочных магезиальных базальтоидов калиевого ряда. Неопределенная петрогенетическая позиция этой группы пород и близость их составов к трахибазальтам делают необходимым их рассмотрение вместе с вулканитами калиевой щелочной серии.

Породы калиевой щелочной серии и абсарокиты исследовались на примере районов р.р. Хлебная, Напана и Аминана (рис. 1). В отличие от номенклатуры И.С. Гузиева, среди пород калиевой щелочной серии выделены трахибазальты, меланократовые и лейкократовые шонкиниты, порфиоровидные шонкиниты, а также собственно шонкиниты и сиениты (рис. 2). Сиениты, в свою очередь, подразделяются на сиениты прожилков и сиениты массивных зон в апикальных частях дифференцированных субвулканических тел шонкинитов. Они различаются не только условиями

залегания но и отчетливыми вещественными особенностями. Кроме этого, выявлены шонкиниты К-На типа, которые получили соответствующее наименование (К-На шонкиниты). Эффузивный облик имеют трахибазальты и порфиroidные шонкиниты, а также абсарокиты. Среди абсарокитов различаются высокомагнезиальные разновидности ($MgO > 9 \text{ мас.} \%$) и умеренно-магнезиальные - собственно абсарокиты ($7 < MgO < 9 \text{ мас.} \%$).

На классификационных диаграммах (рис. 2) принадлежность составов пород повышенной щелочности к субщелочной и щелочной сериям выглядит очевидно. Некоторые разности микрошонкинитов, трахибазальтов и меланократовых шонкинитов по содержаниям щелочных компонентов (Na_2O и K_2O) могут классифицироваться также и как субщелочные.

Среди пород калиевой щелочной серии преобладают базальтоидные составы (включая абсарокиты и микрошонкиниты): главный интервал содержаний SiO_2 46-50 мас.%. Породы сиенитовой группы по объемам проявлений и частоте встречаемости резко подчинены.

ВОЗРАСТ, СТРУКТУРНАЯ ПОЗИЦИЯ И ФОРМЫ ПРОЯВЛЕНИЯ КАЛИЕВЫХ ЩЕЛОЧНЫХ БАЗАЛЬТОИДОВ ЗАПАДНОЙ КАМЧАТКИ

Вулканическая зона Западной Камчатки располагается на окраине Охотоморской платформы и является тыловой по отношению к вулканическим поясам островодужной системы полуострова. Согласно модели В.А. Леглера [Леглер, 1977], кайнозойский магматизм этой структуры приурочен к этапу отмирания ранней олигоцен-миоценовой островной дуги, а проявления четвертичной вулканической деятельности должны рассматриваться уже как результат магматических процессов современной островодужной структуры. В строении территории по данным государственных геолого-съемочных работ (Т.Ф. Мороз, 1965; Л.И. Махонина, 1968; Г.П. Сингаевский, 1971) выделяются три структурных яруса: верхнемеловой (K_2), палеоген-среднемиоценовый ($Pg - N_1^2$) и верхнемиоцен-плиоценовый ($N_1^3 - N_2$), толщи которых разделены стратиграфическими несогласиями. Складчатым основанием для третичных осадочных отложений служат метаморфизованные породы верхнего мела, которые сформированы на геосинклинальном этапе развития территории. Палеоген-среднемиоценовый структурный ярус представлен осадочными отложениями геоантиклинального периода развития территории, на завершающих стадиях которого образовались осадочные толщи верхнемиоцен-плиоценового возраста. Среди отложений последнего этапа обнаруживаются туфы и обломки щелочных базальтоидов.

Магматические комплексы калиевых щелочных пород Западной Камчатки приурочены к Тигильскому поднятию и расположены на участках погружения складчатого основания и в районах сочленения этого поднятия с Паланским и Большерецким синклиниями. Время формирования этих

комплексов оценивается И.С. Гузиевым по комплексу геологических данных как средний миоцен - верхнеплиоценовый ($N_1^2-N_2$) [Гузиев, 1964; Гузиев, 1966; Гузиев, 1971]. Однако ранее по результатам К/Аг метода абсолютного датирования интервал развития щелочного магматизма был определен в 13,0 - 14,7 млн лет, что соответствует границе нижнего и среднего миоцена (N_1) [Амирханов и др, 1986]. Новейшие, неопубликованные данные К/Аг и Аг/Аг датирования, указывают на еще более раннее время формирования калиевых щелочных пород региона, 42-21 млн лет (О.Н. Волынец, 1998, устное сообщение). Принимая во внимание возможность длительного временного диапазона формирования исследуемых пород, их возраст условно определяется как олигоцен-миоценовый (Pg_3-N_1).

Породы калиевой щелочной серии слагают многочисленные дайки, силлы, интрузивные залежи, купола, лакколиты и редкие потоки, а также образуют трубки взрыва, сложенные брекчиями абсарокитов и трахибазальтов. Вблизи субвулканических тел нередко обнаруживаются туфобрекчии, что свидетельствует о выходе магм на поверхность. Из всех обнаруженных типов пород калиевой щелочной серии лишь абсарокиты не наблюдаются в совместном залегании с шонкинитами. Сиениты присутствуют в виде мелких прожилков и шлиров как среди абсарокитов, так и среди трахибазальтов и шонкинитов. В апикальных частях крупных тел шонкинитов сиениты образуют массивные зоны. Наиболее нижние горизонты дифференцированных тел слагаются меланократовыми шонкинитами, выше обычно расположены шонкиниты и лейкократовые шонкиниты, а ближе к вершинам обнаруживаются зоны прожилкования и, наконец, среднезернистые, крупнозернистые и пегматоидные сиениты. Породы эффузивного облика образуют, как правило, самостоятельные субвулканические тела и дайки. К-На шонкиниты также обнаружены в строении обособленных субвулканических комплексов. Мощность субвулканических тел варьирует от 15-20 до 60 м. Лакколиты и купола достигают мощности 1-1,5 км.

ПЕТРОГРАФИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ ПОРОД КАЛИЕВОЙ ЩЕЛОЧНОЙ СЕРИИ ЗАПАДНОЙ КАМЧАТКИ

По типам структур и минералогическим характеристикам в составе калиевой щелочной серии выделяются группы: 1) абсарокитов и микрошонкинитов, 2) порфировидных шонкинитов и трахибазальтов, а также 3) полнокристаллических разностей пород - шонкинитов и сиенитов.

Абсарокиты содержат до 10 об.% вкрапленников и субфенокристаллов OI^* и Srx в разной степени раскристаллизованной основной основной массе.

* **Сокращения названий минералов, их миналов и коэффициентов:** OI - оливин, Pl - плагиоклаз, Srx - клинопироксен, Ilm - ильменит, Bt - биотит, $Amph$ - амфибол, $TiMgt$ - титаномагнетит, $CrTiMgt$ - хромтитаномагнетит, Or - ортоклазовый минал, Fs - ферросилитовый минал, Fo - форстеритовый минал, An - анортитовый минал, f - коэффициент железистости.

Рудные минералы представлены в них субфенокристаллами и микролитами CrTiMgt, TiMgt, а также включениями шпинелей в оливинах. Основная масса этих пород состоит из лейст Pl, K-Na полевого шпата и рудных минералов с небольшим количеством хлоритизированного стекла, а также с более редкими и мелкими зернами биотита и выделениями анальцима. Трахибазальты отличаются от абсарокитов более широким распространением среди вкрапленников Сrx, тогда как Оl в них находится в резко подчиненном количестве. В таких породах слюды распространены более широко и слагает как вкрапленники, так и микролиты. Плаггиоклазы среди минералов основной массы, наоборот, становятся крайне редкими. В микрошонкинитах, имеющих обычно порфиroidные структуры, также, как и в абсарокитах, широким распространением пользуется Оl, а плаггиоклазы, слюды и Сrx встречаются реже. Порфиroidная структура некоторых разностей шонкинитов определяется присутствием крупных вкрапленников слюды (до 3 мм) и в меньшей степени Сrx на фоне мелкозернистой основной массы. Основная масса порфиroidных шонкинитов состоит из K-Na полевых шпатов, в сростании с которыми находятся мелкие кристаллы Сrx, Vt, TiMgt и Пm.

Меланократовые и лейкократовые шонкиниты дифференцированных тел образуют между собой переходы по количественным соотношениям минералов и типам структур. Лейкократовые разности шонкинитов иногда характеризуются пегматоидными структурами и по облику имеют сходство с массивными сиенитами. Их главными минеральными компонентами являются K-Na полевые шпаты, Vt, Сrx и небольшие количества анальцима и выделений рудных минералов (TiMgt, Пm). Оливины в них редки. В K-Na разностях шонкинитов в ядрах кристаллов щелочного полевого шпата присутствуют реликтовые плаггиоклазы, а распространенность анальцима резко возрастает. Меланократовые шонкиниты отличаются присутствием значительных количеств крупного хлоритизированного биотита и оливина. Клинопироксены в них встречаются в виде субфенокристаллов, а главным компонентом основной массы остаются K-Na полевые шпаты. Сиениты массивных зон имеют лейкократовый облик и состоят из крупных кристаллов K-Na полевого шпата, слюды и реже Сrx и анальцима. Сиениты прожилков, наоборот, характеризуются аплитовидными структурами. И в тех и в других встречаются мелкие зерна Amph.

Таким образом, в отличии от других высококалийных вулканических серий Камчатки, свойственных островодужным вулканическим поясам, породы калиевой щелочной серии характеризуется весьма разнообразными парагенезисами порообразующих и акцессорных минералов. В породах, кроме полевых шпатов, пироксенов и оливинов, распространены такие специфические для них минералы, как флогопиты, шпинели и анальцимы, а ортопироксены, наоборот, отсутствуют.

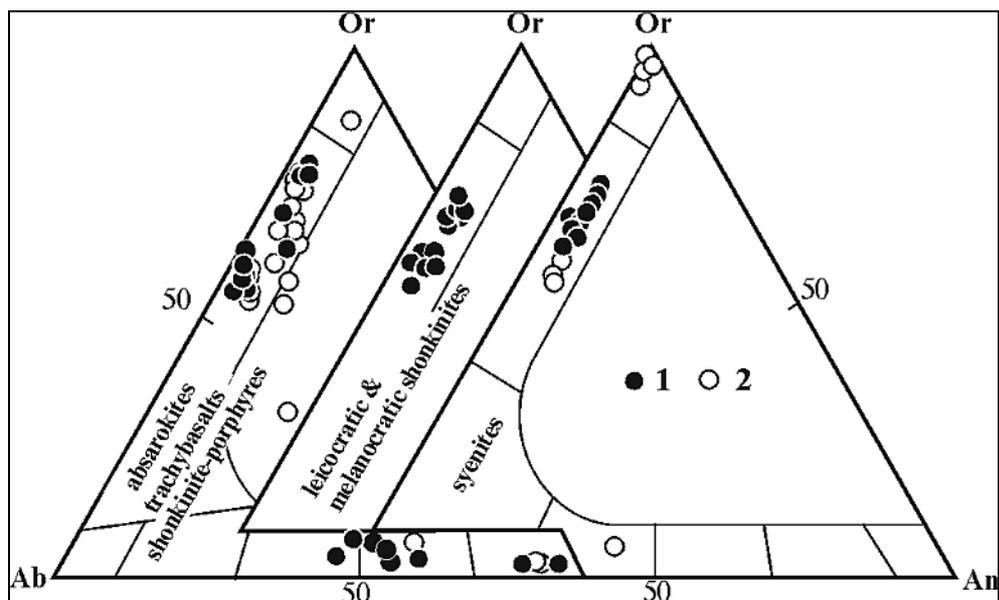


Рис. 3. Составы полевых шпатов из калиевых щелочных вулканических пород Западной Камчатки.

1. вкрапленники; 2. микролиты.

Среди полевых шпатов в породах калиевой щелочной серии преимущественным распространением пользуются Na-санидины (рис. 3; табл. 1). Абсарокиты, микрошонкиниты и трахибазальты характеризуются двуполевошпатовым парагенезисом минералов. В абсарокитах обнаружены микролиты битовнитов, а в микрошонкинитах битовниты встречаются также и на уровне субфенокристаллов ($An_{77,9-82,2}$). С переходом к составам трахибазальтов PI становятся более кислыми (лабрадоры, андезины). Na-санидины из полнокристаллических типов пород калиевой щелочной серии по составам принадлежат интервалу $Or_{54,6-76,2}$, а в сиенитах массивных зон и K-Na шонкинитах встречаются мелкие кристаллы собственно Kfs ($Or_{93,9-99,5}$ и $Or_{87,5}$ соответственно).

Пироксены из пород калиевой щелочной серии отвечают по составам салитам, диопсидам, Mg-авгитам и авгитам (рис. 4, табл. 2). Салиты среди пироксенов преобладают, однако в трахибазальтах наиболее распространены диопсиды. Для клинопироксенов характерна тенденция к возрастанию содержаний Fs-минала к краевым зонам вкрапленников и далее к микролитам. При этом прослеживается фассаитовое направление эволюции составов Sr_x - от диопсидов и салитов к титанистым фассаитам. Пироксены абсарокитов и шонкинитов заметно различаются по титанистости. В сторону увеличения содержаний TiO_2 в Sr_x от абсарокитов к трахибазальтам и далее к шонкинитам и сиенитам выделяются обособленные ряды составов этого минерала.

Таблица 1. Представительные микронзондовые анализы полевых шпатов из пород калиевой щелочной серии Западной Камчатки.

| Образец | КТ-622 | | 7038/1 | | 7249 | 7214 | | 7036/1 | | | КТ-633 | 1027 |
|--------------------------------|--------|-------|--------|-------|--------|-------|-------|--------|-------|--------|--------|--------|
| Фаза | m | m | c | m | m | m | m | c | m | m | m | c |
| SiO ₂ | 47,07 | 61,10 | 47,89 | 64,40 | 64,49 | 52,72 | 64,55 | 56,46 | 62,07 | 62,82 | 63,61 | 65,79 |
| TiO ₂ | 0,05 | 0,24 | 0,06 | 0,26 | 0,04 | 0,12 | 0,33 | 0,01 | 0,10 | 0,12 | 0,37 | 0,11 |
| Al ₂ O ₃ | 33,36 | 19,79 | 33,74 | 19,70 | 19,60 | 28,96 | 18,86 | 27,18 | 21,59 | 20,64 | 20,05 | 19,19 |
| FeO* | 0,72 | 0,28 | 0,64 | 0,22 | 0,30 | 0,71 | 0,29 | 0,45 | 0,48 | 0,56 | 0,40 | 0,29 |
| MnO | 0,01 | 0,02 | 0,00 | 0,00 | 0,02 | 0,02 | 0,00 | 0,01 | 0,06 | 0,00 | 0,00 | 0,01 |
| MgO | 0,03 | 0,04 | 0,02 | 0,00 | 0,00 | 0,07 | 0,00 | 0,05 | 0,01 | 0,09 | 0,05 | 0,00 |
| CaO | 16,34 | 0,68 | 15,53 | 0,91 | 0,75 | 10,81 | 0,79 | 9,23 | 4,70 | 2,54 | 1,16 | 1,42 |
| Na ₂ O | 2,39 | 4,19 | 1,78 | 4,50 | 2,46 | 3,70 | 2,81 | 5,79 | 5,18 | 4,20 | 2,21 | 3,36 |
| K ₂ O | 0,12 | 9,96 | 0,12 | 9,43 | 13,18 | 1,48 | 10,81 | 0,24 | 5,27 | 9,35 | 12,01 | 11,11 |
| Cr ₂ O ₃ | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,04 | 0,01 | 0,00 | 0,02 | 0,04 | 0,05 | 0,03 | 0,00 | 0,03 |
| Сумма | 100,09 | 96,30 | 99,78 | 99,47 | 100,85 | 98,59 | 98,47 | 99,47 | 99,51 | 100,35 | 99,85 | 101,33 |
| An | 78,48 | 3,39 | 82,20 | 4,50 | 3,60 | 56,10 | 4,20 | 46,20 | 23,10 | 12,00 | 5,94 | 6,80 |
| Ab | 20,82 | 37,71 | 17,00 | 40,20 | 21,30 | 34,80 | 27,20 | 52,40 | 46,10 | 35,70 | 20,53 | 29,40 |
| Or | 0,70 | 58,90 | 0,80 | 55,30 | 75,10 | 9,20 | 68,70 | 1,40 | 30,80 | 52,30 | 73,53 | 63,80 |

| Образец | 1027 | 7038/6 | КТ-632 | 7047/1 | 1032 | 7382/1 | | | | AA-1023/2 | | |
|--------------------------------|--------|--------|--------|--------|-------|--------|-------|--------|--------|-----------|--------|--------|
| Фаза | c | c | c | c | c | m | c | c | m | m | c | |
| SiO ₂ | 64,35 | 60,02 | 64,18 | 63,88 | 53,60 | 63,12 | 57,94 | 65,66 | 65,28 | 66,29 | 66,63 | 66,23 |
| TiO ₂ | 0,20 | 0,26 | 0,21 | 0,06 | 0,11 | 0,19 | 0,06 | 0,11 | 0,11 | 0,00 | 0,00 | 0,15 |
| Al ₂ O ₃ | 19,01 | 20,16 | 19,72 | 19,69 | 28,66 | 18,87 | 25,59 | 19,38 | 18,75 | 18,84 | 19,00 | 19,40 |
| FeO* | 0,30 | 0,29 | 0,23 | 0,20 | 0,52 | 0,22 | 0,59 | 0,15 | 0,14 | 0,14 | 0,13 | 0,18 |
| MnO | 0,02 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,04 | 0,04 | 0,00 | 0,02 | 0,00 | 0,03 | 0,00 |
| MgO | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,03 | 0,00 | 0,02 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| CaO | 0,51 | 0,84 | 0,91 | 0,73 | 10,45 | 0,66 | 8,30 | 0,92 | 0,61 | 0,03 | 0,95 | 0,97 |
| Na ₂ O | 2,04 | 3,02 | 2,65 | 4,42 | 4,87 | 4,05 | 6,04 | 3,54 | 2,35 | 0,14 | 4,31 | 2,79 |
| K ₂ O | 13,60 | 9,45 | 12,05 | 10,19 | 0,87 | 10,19 | 0,86 | 11,56 | 13,03 | 12,47 | 10,40 | 12,28 |
| Cr ₂ O ₃ | 0,03 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,04 | 0,06 | 0,00 | 0,00 | 0,05 | 0,00 | 0,00 | 0,01 |
| Сумма | 100,05 | 94,64 | 99,94 | 99,18 | 99,14 | 97,33 | 99,45 | 101,30 | 100,33 | 97,90 | 101,45 | 102,02 |
| An | 2,50 | 4,50 | 4,52 | 3,50 | 51,50 | 3,30 | 41,00 | 4,30 | 3,00 | 0,20 | 4,50 | 4,70 |
| Ab | 18,10 | 35,20 | 23,89 | 38,40 | 43,40 | 36,40 | 53,90 | 30,40 | 20,80 | 1,70 | 36,90 | 24,50 |
| Or | 79,40 | 60,30 | 71,59 | 58,10 | 5,10 | 60,30 | 5,10 | 65,30 | 76,20 | 98,10 | 58,60 | 70,80 |

Примечание. m - микролит; c - вкрапленник. КТ-622 - абсарокит; 7038/1, 7249 - микрошонкиниты; 7214, 7036/1, КТ-633 - трахибазальты; 1027 - порфиридные шонкиниты; 7038/6, КТ-632 - лейкократовые шонкиниты; 7047/1 - лейкократовый К-На шонкинит; AA-1032 - меланократовый шонкинит; 7382/1 - сиенит массивных зон из дифференцированных субвулканических тел; AA-1023/2 - сиенит прожилков.

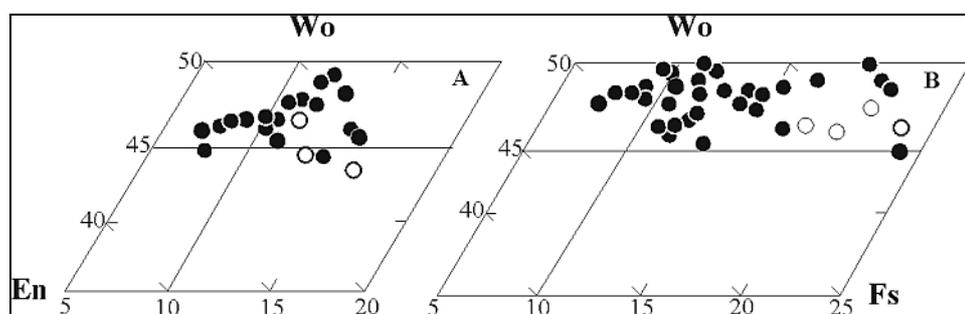


Рис. 4. Составы клинопироксенов из калиевых щелочных вулканических пород Западной Камчатки.

Таблица 2. Представительные микрондовые анализы оливинов и клинопироксенов из калиевых щелочных вулканических пород Западной Камчатки.

| Образец | КТ-622 | 7029 | 7038/1 | | 7214 | | КТ-622 | | 7038/1 | | АА-1030А | |
|--------------------------------|--------|-------|--------|-------|-------|-------|--------|-------|--------|-------|----------|-------|
| Минерал | Ol | Ol | Ol | Ol | Ol | Ol | Срх | Срх | Срх | Срх | Срх | Срх |
| Фаза | с | с | с | с | с | с | с | т | с | с | с | с |
| SiO ₂ | 38,47 | 38,58 | 36,96 | 38,35 | 39,07 | 38,25 | 49,67 | 47,08 | 49,00 | 52,61 | 53,31 | 53,28 |
| TiO ₂ | 0,02 | 0,03 | 0,02 | 0,00 | 0,00 | 0,03 | 1,30 | 1,87 | 1,21 | 0,41 | 0,62 | 0,41 |
| Al ₂ O ₃ | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 4,29 | 6,77 | 4,39 | 1,75 | 1,52 | 0,86 |
| FeO* | 22,81 | 20,55 | 29,22 | 20,60 | 14,33 | 19,76 | 6,73 | 6,99 | 6,77 | 4,72 | 5,45 | 7,40 |
| MnO | 0,54 | 0,39 | 0,62 | 0,35 | 0,23 | 0,42 | 0,17 | 0,14 | 0,16 | 0,16 | 0,11 | 0,21 |
| MgO | 39,56 | 39,82 | 31,51 | 38,54 | 43,53 | 39,71 | 14,28 | 12,25 | 13,17 | 16,05 | 15,76 | 16,70 |
| CaO | 0,21 | 0,23 | 0,30 | 0,19 | 0,15 | 0,25 | 22,64 | 22,52 | 21,29 | 21,22 | 21,89 | 18,87 |
| Na ₂ O | 0,02 | 0,06 | 0,00 | 0,03 | 0,00 | 0,00 | 0,33 | 0,36 | 0,24 | 0,22 | 0,10 | 0,19 |
| K ₂ O | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,03 | 0,00 | 0,01 | 0,04 | 0,00 | 0,00 | 0,02 |
| Cr ₂ O ₃ | 0,00 | 0,04 | 0,00 | 0,02 | 0,06 | 0,00 | 0,35 | 0,45 | 0,65 | 0,60 | 0,29 | 0,19 |
| Сумма | 101,62 | 99,70 | 98,64 | 98,10 | 98,00 | 98,44 | 99,76 | 99,12 | 96,91 | 97,73 | 99,04 | 98,12 |
| Fm | 24,88 | 22,80 | 34,70 | 23,40 | 15,80 | 22,20 | 21,33 | 23,61 | 22,80 | 14,60 | 16,54 | 20,40 |
| Wo | | | | | | | 47,28 | 48,85 | 47,30 | 44,80 | 45,46 | 39,30 |
| En (Fo) | 75,12 | 77,20 | 65,30 | 76,60 | 84,20 | 77,80 | 41,48 | 39,07 | 40,70 | 47,10 | 45,53 | 48,40 |
| Fs | | | | | | | 11,24 | 12,08 | 12,00 | 8,10 | 9,01 | 12,30 |

| Образец | КТ-633 | | АА-1027 | | АА-1032 | | КТ-632 | | 7382/1 | | | |
|--------------------------------|--------|-------|---------|-------|---------|-------|--------|-------|--------|-------|--------|-------|
| Минерал | Срх | Срх | Срх | Срх | Срх | Срх | Срх | Срх | Срх | Срх | Срх | Срх |
| Фаза | с | т | с | т | с | т | с | т | с | с | с | т |
| SiO ₂ | 51,99 | 50,21 | 52,14 | 50,01 | 50,92 | 51,11 | 47,87 | 48,29 | 50,52 | 50,74 | 51,99 | 48,84 |
| TiO ₂ | 0,87 | 1,25 | 1,03 | 1,30 | 0,95 | 1,09 | 1,67 | 1,73 | 1,59 | 1,22 | 0,96 | 1,53 |
| Al ₂ O ₃ | 2,20 | 3,13 | 2,23 | 3,11 | 3,14 | 2,54 | 4,74 | 4,09 | 3,35 | 2,81 | 2,19 | 3,55 |
| FeO* | 5,66 | 7,00 | 7,85 | 8,78 | 4,96 | 6,96 | 9,34 | 11,93 | 7,14 | 8,09 | 10,35 | 13,17 |
| MnO | 0,11 | 0,22 | 0,23 | 0,24 | 0,11 | 0,13 | 0,25 | 0,46 | 0,13 | 0,20 | 0,34 | 0,44 |
| MgO | 15,80 | 14,30 | 14,59 | 13,49 | 14,71 | 13,86 | 11,98 | 10,57 | 14,27 | 13,87 | 12,93 | 9,80 |
| CaO | 23,07 | 21,82 | 21,36 | 21,33 | 22,43 | 22,14 | 22,80 | 22,32 | 22,55 | 21,47 | 22,52 | 21,35 |
| Na ₂ O | 0,19 | 0,14 | 0,15 | 0,13 | 0,17 | 0,22 | 0,08 | 0,21 | 0,10 | 0,16 | 0,01 | 0,23 |
| K ₂ O | 0,00 | 0,09 | 0,01 | 0,11 | 0,02 | 0,06 | 0,00 | 0,11 | 0,00 | 0,01 | 0,08 | 0,01 |
| Cr ₂ O ₃ | 0,23 | 0,00 | 0,01 | 0,01 | 0,72 | 0,00 | 0,00 | 0,02 | 0,18 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| Сумма | 100,12 | 98,15 | 99,60 | 98,51 | 98,13 | 98,10 | 98,74 | 99,73 | 99,83 | 98,57 | 101,39 | 98,93 |
| Fm | 17,02 | 22,09 | 23,70 | 27,30 | 16,20 | 22,30 | 31,02 | 39,69 | 22,20 | 25,10 | 31,70 | 43,80 |
| Wo | 46,55 | 46,08 | 44,50 | 45,30 | 47,90 | 47,10 | 48,56 | 47,79 | 46,90 | 45,50 | 46,10 | 46,80 |
| En | 44,35 | 42,00 | 42,30 | 39,80 | 43,70 | 41,10 | 35,48 | 31,50 | 41,30 | 40,90 | 36,80 | 29,90 |
| Fs | 9,10 | 11,92 | 13,20 | 15,00 | 8,40 | 11,80 | 15,96 | 20,71 | 11,80 | 13,60 | 17,10 | 23,30 |

Примечание. Ol - оливин; Срх - клинопироксен; т - микролит; с - фенокрист. КТ-632 - абсарокит; 7029 - высоко-Mg абсарокит; 7038/1 - микрошонкинит; 7214 - трахибазальт; АА-1038 - микрошонкинит; АА-1030А, КТ-633 - трахибазальт; АА-1027 - порфировидный щонкинит; АА-1032 - меланократовый щонкинит; КТ-632 - лейкократовый щонкинит; 7382/1 - сиенит дифференцированных субвулканических тел.

Оливины из абсарокитов и микрошонкинитов имеют гортонолитовые составы (Fo_{61,5-78,6}), а среди вкрапленников Ol из трахибазальтов обнаруживаются форстериты (Fo_{82,4-85,4}) (табл. 2). По направлению от вкрапленников к микролитам происходит возрастание железистости оливинов и увеличиваются содержания MnO.

Амфиболы из сиенитов Западной Камчатки отвечают по составам ферроэденитам и ферроэденитовым роговым обманкам. Среди амфиболов,

обнаруженных в шлихах из сиенитов и лейкократовых шонкинитов, отмечаются арфведсониты и рибекиты (табл. 3). Слюды из пород калиевой щелочной серии эволюционируют от флогопитов до Mg - и Fe-биотитов. Флогопиты присутствуют среди вкрапленников в трахибазальтах и

Таблица 3. Представительные микрозондовые анализы амфиболов и слюд из пород калиевой щелочной серии Западной Камчатки.

| Образец | 7382/8 | | 7038/1 | 1030a | КТ-633 | 7214 | 6982/7 | | АА-1027 | | | |
|--------------------------------|--------|-------|--------|-------|--------|-------|--------|-------|---------|-------|-------|-------|
| Минерал | Аmp | Аmp | Вt | Вt | Вt | Вt | Вt | Вt | Вt | Вt | Вt | Вt |
| Фаза | m | m | m | c | m | m | c | c | c | c | c | c |
| SiO ₂ | 47,72 | 43,31 | 38,00 | 38,06 | 38,18 | 37,84 | 37,24 | 34,81 | 38,44 | 37,34 | 37,57 | 35,46 |
| TiO ₂ | 1,22 | 1,13 | 6,71 | 4,90 | 4,08 | 6,04 | 3,66 | 8,28 | 4,53 | 8,01 | 8,26 | 9,59 |
| Al ₂ O ₃ | 7,11 | 6,96 | 12,99 | 14,09 | 15,15 | 12,81 | 14,49 | 14,09 | 13,57 | 13,76 | 13,32 | 13,98 |
| FeO* | 23,91 | 23,46 | 13,59 | 9,08 | 6,88 | 9,30 | 6,70 | 12,78 | 7,93 | 11,79 | 13,39 | 13,25 |
| MnO | 0,88 | 0,96 | 0,11 | 0,09 | 0,05 | 0,17 | 0,07 | 0,12 | 0,06 | 0,08 | 0,11 | 0,10 |
| MgO | 6,85 | 7,75 | 13,91 | 17,76 | 19,36 | 17,29 | 18,74 | 12,36 | 18,88 | 13,36 | 12,10 | 10,80 |
| CaO | 10,59 | 10,24 | 0,07 | 0,11 | 0,00 | 0,10 | 0,02 | 0,03 | 0,01 | 0,04 | 0,02 | 0,00 |
| Na ₂ O | 2,02 | 1,86 | 0,70 | 0,45 | 0,61 | 0,58 | 0,40 | 0,31 | 0,32 | 0,43 | 0,41 | 0,32 |
| K ₂ O | 1,49 | 1,29 | 9,78 | 10,18 | 9,38 | 9,48 | 10,12 | 9,28 | 10,32 | 9,71 | 9,78 | 9,13 |
| Cr ₂ O ₃ | 0,00 | 0,05 | 0,00 | 0,33 | 0,89 | 0,00 | 1,43 | 0,05 | 0,05 | 0,05 | 0,01 | 0,40 |
| ОН | 1,89 | 1,91 | 4,04 | 4,08 | 4,13 | 4,03 | 4,02 | 3,88 | 4,07 | 4,02 | 4,01 | 3,92 |
| Сумма | 98,68 | 98,91 | 99,87 | 99,12 | 98,71 | 97,64 | 96,92 | 95,99 | 98,17 | 98,60 | 98,97 | 96,95 |
| Fm | 67,00 | 63,90 | 35,60 | 22,50 | 16,73 | 23,50 | 16,90 | 36,90 | 19,20 | 33,30 | 38,50 | 40,90 |

| Образец | КТ-632 | | 7038/6 | 7047/3 | | 7047/1 | | АА-1032 | | 7382/1 | | 1023/2 |
|--------------------------------|--------|-------|--------|--------|-------|--------|--------|---------|-------|--------|-------|--------|
| Минерал | Вt | Вt | Вt | Вt | Вt | Вt | Вt | Вt | Вt | Вt | Вt | Вt |
| Фаза | c | c | c | c | c | c | c | c | c | c | c | c |
| SiO ₂ | 35,15 | 34,78 | 34,26 | 35,80 | 36,38 | 33,76 | 35,76 | 37,16 | 34,65 | 34,84 | 34,43 | 36,86 |
| TiO ₂ | 9,29 | 9,87 | 10,65 | 8,05 | 7,98 | 10,21 | 9,24 | 7,58 | 7,85 | 9,23 | 9,38 | 7,15 |
| Al ₂ O ₃ | 14,89 | 14,62 | 14,54 | 14,03 | 14,50 | 14,91 | 13,46 | 13,19 | 13,67 | 13,21 | 13,46 | 12,73 |
| FeO* | 11,24 | 15,19 | 14,04 | 16,72 | 12,80 | 13,19 | 18,35 | 10,84 | 12,42 | 17,40 | 16,25 | 16,66 |
| MnO | 0,04 | 0,18 | 0,17 | 0,19 | 0,09 | 0,12 | 0,24 | 0,10 | 0,08 | 0,22 | 0,19 | 0,14 |
| MgO | 13,49 | 10,14 | 11,10 | 11,12 | 13,73 | 11,70 | 9,13 | 14,38 | 13,14 | 9,74 | 10,93 | 11,33 |
| CaO | 0,01 | 0,06 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,04 | 0,01 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| Na ₂ O | 0,42 | 0,48 | 0,52 | 0,73 | 0,72 | 0,69 | 0,84 | 0,57 | 0,76 | 0,38 | 0,51 | 0,66 |
| K ₂ O | 9,13 | 9,27 | 9,03 | 9,28 | 9,33 | 9,36 | 9,62 | 9,45 | 8,71 | 9,67 | 9,29 | 9,86 |
| Cr ₂ O ₃ | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,01 | 0,04 | 0,08 | 0,01 | 0,05 | 0,03 | 0,03 | 0,00 |
| ОН | 3,99 | 3,95 | 3,95 | 3,97 | 4,04 | 3,94 | 3,96 | 3,98 | 3,86 | 3,89 | 3,90 | 3,94 |
| Сумма | 97,65 | 98,54 | 98,26 | 99,89 | 99,65 | 97,93 | 100,73 | 97,29 | 95,19 | 98,61 | 98,37 | 99,34 |
| Fm | 31,94 | 45,97 | 41,80 | 46,10 | 34,50 | 39,00 | 53,30 | 29,90 | 34,80 | 50,40 | 45,80 | 45,40 |

Примечание. Аmp - амфибол; Вt - биотит; m - микролит; c - вкрапленник. 7038/1 - микрошонкинит; 1030a, КТ-633, 7214, 6982/76982/7 - трахибазальт; АА-1027 - порфировидный шонкинит; КТ-632, 7038/6 - лейкократовый шонкинит; 7047/3 - меланократовый К-Na шонкинит; 7047/1 - лейкократовый К-Na шонкинит; АА-1032 - меланократовый шонкинит; 7382/1, 7382/8 - сиениты дифференцированных субвулканических тел; 1023/2 - сиениты прожилков.

порфировидных шонкинитах. С переходом к краевым зонам фенокристаллов они эволюционируют в сторону составов Mg-биотитов (табл. 3). Слюды трахибазальтов и порфировидных шонкинитов отличаются умеренными содержаниями TiO₂, а Mg- и Fe-биотиты шонкинитов и сиенитов имеют высокотитанистые составы. Зональность слюд трахибазальтов выражается в

увеличении их железистости и концентрации TiO_2 в направлении от центральных к краевым зонам вкрапленников и к микролитам с уменьшением содержаний в них MgO и K_2O . В слюдах шонкинитов и сиенитов фиксируются более сложные типы зональности. Отметим, что составы краевых зон вкрапленников Mg -биотитов из порфировидных шонкинитов и трахибазальтов соответствуют составам Vt из меланократовых шонкинитов.

Помимо $TiMgt$, $CrTiMgt$ и Ilm , в абсарокитах и в трахибазальтах среди рудных минералов обнаружены шпинели типа алюмохромитов (Cr_2O_3 46-60 мас.%) и реже плеонастов (Cr_2O_3 8-9 мас.% и Al_2O_3 54-55 мас.%); а в микрошонкинитах $Cr-Al-Fe$ -шпинели, эволюционирующие в сторону $CrTiMgt$.

Анализ составов породообразующих минералов из пород калиевой щелочной серии показывает, что шонкиниты и сиениты связаны между собой общими чертами эволюции составов $K-Na$ полевых шпатов, Spx , Vt , и $TiMgt$, а абсарокиты и микрошонкиниты образуют обособленную группу. Обнаруживается также и близость составов минералов для ряда порфировидных шонкинитов, меланократовых и лейкократовых шонкинитов и сиенитов.

ГЕОХИМИЯ И ЭВОЛЮЦИЯ СОСТАВОВ ПОРОД КАЛИЕВОЙ ЩЕЛЧНОЙ СЕРИИ ЗАПАДНОЙ КАМЧАТКИ

Главными вещественными особенностями пород калиевой щелочной серии Западной Камчатки по сравнению с высококалиевыми породами островодужных вулканических поясов являются их более высокая магнезиальность и повышенные содержания Ni , Co , Cr при значительной обогащенности многими некогерентными элементами (P , K , Rb , Ba , Pb , Sn , Be , F , Zr , U , Th , REE) (табл. 4). Абсарокиты и микрошонкиниты среди пород калиевой серии являются наиболее магнезиальными (MgO до 11 мас.%) (рис. 5). От трахибазальтов они отличаются более низкими концентрациями многих литофильных элементов. Эти породы образуют обособленную группу составов, однако между ними и трахибазальтами существуют и переходные по составам различия.

Наиболее высокотитанистыми среди калиевых щелочных базальтоидов являются трахибазальты, порфировидные шонкиниты и меланократовые шонкиниты. Содержания TiO_2 и K_2O , а также величины K_2O/Na_2O отношения возрастают в направлении от трахибазальтов до шонкинитов, а с переходом к составам сиенитов начинают снижаться (TiO_2 от 2 до 0,8 мас.%). Поведение Al_2O_3 при этом прямо противоположно (рис. 5). Кроме того, в указанном направлении происходит обычное для рядов дифференциации снижение концентраций Fe , Mg , Ca , P , Co , Ni , Cr , а содержания Rb , Ba , Sr , Sn , Be , F , Zr , Nb , U , Th возрастают при значительном перекрытии интервалов для

разных типов пород. Для пород калиевой щелочной серии характерно значительное обогащение редкоземельными элементами. При этом им свойственна высокая степень фракционирования REE (La/Yb 8,5-17,5 - для абсарокитов и микрошонкинитов и 10,4-34,0 - для шонкинитов и сиенитов).

Таблица 4. Средние составы калиевых щелочных базальтоидов Западной Камчатки.

| Порода | MgA* | A | TB | TB | LSH | MSH | SH | PSH | S1 | S2 |
|--------------------------------|--------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| n* | 8 | 2 | 9 | 1 | 6 | 10 | 4 | 2 | 5 | 8 |
| SiO ₂ , вес. % | 47,26 | 49,26 | 49,88 | 50,31 | 50,65 | 48,64 | 51,80 | 52,38 | 55,55 | 59,33 |
| TiO ₂ | 1,02 | 1,14 | 1,43 | 1,54 | 1,51 | 1,84 | 1,84 | 1,88 | 1,93 | 1,04 |
| Al ₂ O ₃ | 14,66 | 14,41 | 14,21 | 13,71 | 15,88 | 14,12 | 13,78 | 13,85 | 15,67 | 17,72 |
| Fe ₂ O ₃ | 2,99 | 3,38 | 3,85 | 4,53 | 3,82 | 3,52 | 4,78 | 4,31 | 3,48 | 1,89 |
| FeO | 5,13 | 5,08 | 4,25 | 2,87 | 3,45 | 4,06 | 2,47 | 3,23 | 2,62 | 1,3 |
| MnO | 0,15 | 0,14 | 0,20 | 0,10 | 0,13 | 0,12 | 0,13 | 0,11 | 0,08 | 0,06 |
| MgO | 10,47 | 8,08 | 7,02 | 7,08 | 5,78 | 9,44 | 6,63 | 5,46 | 3,36 | 1,35 |
| CaO | 6,96 | 6,63 | 6,44 | 5,90 | 3,82 | 5,11 | 4,28 | 6,47 | 3,13 | 2,40 |
| Na ₂ O | 2,74 | 3,21 | 2,43 | 1,94 | 3,22 | 2,16 | 1,57 | 1,92 | 2,45 | 3,61 |
| K ₂ O | 2,43 | 3,59 | 4,49 | 5,15 | 5,41 | 4,67 | 6,88 | 5,82 | 8,11 | 8,57 |
| P ₂ O ₅ | 0,57 | 0,78 | 0,79 | 0,73 | 0,66 | 0,81 | 0,67 | 0,81 | 0,58 | 0,21 |
| H ₂ O | 5,63 | 3,60 | 4,50 | 5,77 | 5,38 | 5,52 | 4,98 | 3,39 | 2,64 | 2,28 |
| Сумма | 100,09 | 99,30 | 99,49 | 99,63 | 99,71 | 99,68 | 99,81 | 99,63 | 99,60 | 99,76 |
| Rb, г/т | 59 | 112 | 123 | 120 | 167 | 116 | 189 | 166 | 204 | 235 |
| Ba | 1110 | 1245 | 1540 | 1300 | 2080 | 1560 | 1530 | 1550 | 2230 | 1040 |
| Sr | 755 | 635 | 660 | 670 | 550 | 720 | 925 | 1215 | 1140 | 450 |
| Pb | 8,0 | 7,7 | 7,5 | 6,3 | 12,5 | 7,4 | 4,5 | 5,1 | 9,0 | 13,5 |
| Co | 37 | 35 | 29 | 22 | 20 | 31 | 19 | 25 | 16 | 10 |
| Ni | 260 | 150 | 87 | 120 | 53 | 224 | 89 | 42 | 34 | 11 |
| Cr | 550 | 375 | 173 | 160 | 148 | 229 | 118 | 110 | 93 | 20 |
| V | 230 | 245 | 300 | 330 | 230 | 270 | 350 | 390 | 290 | 155 |
| Be | 1,7 | 3,2 | 3,1 | 2,9 | 4,3 | 3,2 | 3,1 | 2,9 | 4,2 | 2,8 |
| B | 16 | 18 | 16 | 7,8 | 10,3 | 46 | 33 | 20 | 38 | 23 |
| F | 730 | 1200 | 1900 | 2500 | 1440 | 1250 | 2450 | 1950 | 2900 | 945 |
| Ta | 0,3 | 0,5 | 0,5 | 0,5 | | 0,7 | 0,56 | 0,9 | 0,7 | 0,75 |
| Nb | 3,1 | 5,4 | 6,5 | 7,4 | 13,5 | 9,1 | | 7,5 | 11,4 | 16,7 |
| Zr | 175 | 240 | 447 | 495 | 1120 | 527 | | 494 | 621 | 836 |
| Hf | 4,0 | 7,8 | 11,5 | 11,4 | 25,0 | 14,6 | 13,9 | 11,6 | 15,9 | 21,3 |
| La | 17 | 25 | 35 | 36 | 41 | 44 | 36,7 | 51 | 42 | 55 |
| Ce | 39 | 43 | 96 | 95 | 135 | 97 | 81 | 110 | 94 | 130 |
| Nd | 23 | 25 | 46 | 49 | 54 | 50 | 44 | 57 | 46 | 50 |
| Sm | 4,8 | 6,4 | 8,2 | 7,1 | 10 | 11,2 | 8,4 | 10 | 7,1 | 8,3 |
| Eu | 1,3 | 1,5 | 1,6 | 2,2 | 2,5 | 3,2 | 1,96 | 2,0 | 2,0 | 2,0 |
| Gd | 5,0 | 5,9 | 6,7 | 6,5 | 5,4 | 8,2 | 4,5 | 8,8 | 6,3 | 8,3 |
| Dy | 4,3 | 4,0 | 4,4 | 3,2 | 3,2 | 4,6 | | 3,2 | 3,8 | 7,4 |
| Er | | 2,5 | 2,6 | 2,1 | 1,9 | 2,4 | | 1,6 | 1,8 | 3,5 |
| Yb | 2,0 | 2,0 | 2,3 | 1,9 | 1,5 | 1,8 | 1,7 | 1,7 | 1,7 | 3,8 |
| Lu | 0,25 | 0,26 | 0,31 | 0,25 | 0,06 | 0,23 | 0,25 | 0,18 | 0,22 | 0,38 |
| Y | 19 | 21 | 22 | 14 | 19 | 22 | | 19 | 13 | 30 |
| Th | 3,5 | 5,4 | 4,5 | 5,1 | 6,2 | 4,1 | 3,5 | 3,9 | 7,7 | 9,4 |
| U | 1,9 | 2,7 | 2,5 | 2,2 | 3,3 | 2,0 | 2,5 | 2,3 | 4,0 | 5,2 |

Примечание. MgA* - высоко-магнетиальный абсарокит, A - абсарокит, TB - трахибазальты, LSH - лейкократовый шонкинит, MSH - меланократовый шонкинит, SH - шонкинит, PSH - порфириформный шонкинит, S1 - сиенит дифференцированных субвулканических тел; S2 - сиенит прожилков. n* - number samples. Данные из коллекции Перепелова А.Б., Вольнца О.Н., Аношина Г.Н., Пузанкова Ю.М.,

Наиболее обогащены REE трахибазальты, K-Na шонкиниты и сиениты ($REE+Y= 330, 318, 312$ г/т соответственно). От абсарокитов к шонкинитам и сиенитам концентрации REE возрастают (табл. 4).

Калиевые щелочные породы Западной Камчатки обладают также высокими содержаниями F (до 2600 г/т в шонкинитах и до 3100 г/т - в

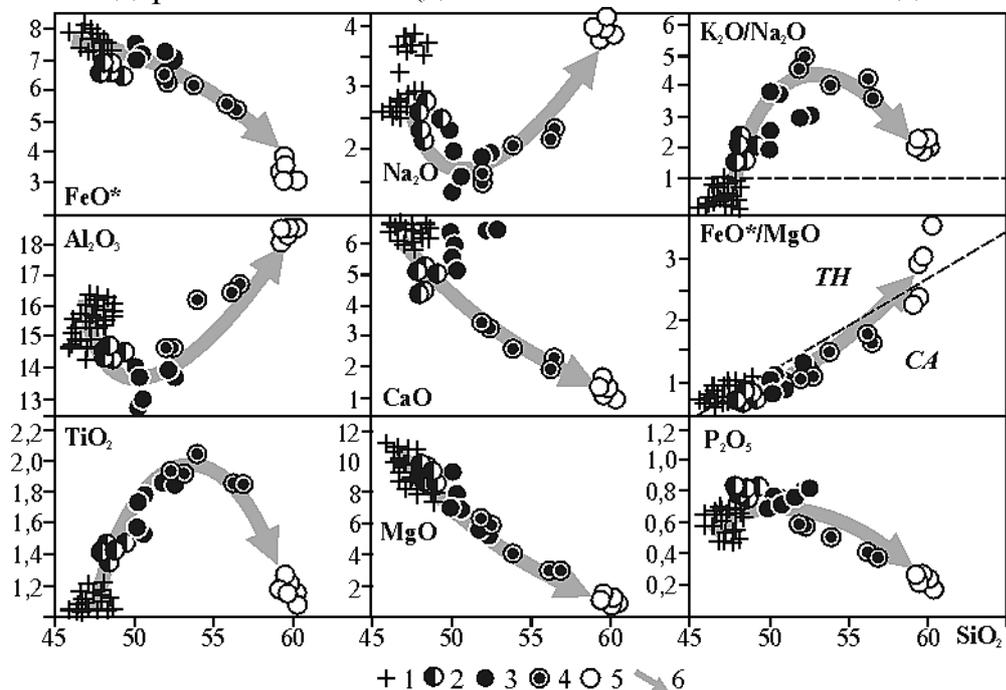


Рис. 5. Распределение петрогенных элементов в калиевой щелочной базальтоидной серии Западной Камчатки.

Породы: 1- абсарокиты; 2- трахибазальты и порфировидные шонкиниты; 3- шонкиниты; 4- сиениты массивных зон; 5- сиениты прожилков. 6- направления эволюции составов пород калиевой щелочной серии. TH - толеитовая серия, CA - известково-щелочная серия.

сиенитах, по средним) и Be (4,3 г/т - в лейкократовых шонкинитах и 4,2 г/т - в сиенитах, по средним). В соответствии с повышенной титанистостью трахибазальтов и шонкинитов, эти типы пород, наряду с сиенитами, обогащены Zr и Hf (1120 г/т и 25 г/т - лейкократовые шонкиниты, 1030 г/т и 23,5 г/т - сиениты, соответственно). Следует отметить, что наиболее значительные содержания Nb, U и Th фиксируются в K-Na шонкинитах и сиенитах (38,2 г/т и 26,6; 6,0 и 7,3 г/т; 11,7 и 16,6 г/т, соответственно).

ВОПРОСЫ ПРОИСХОЖДЕНИЯ КАЛИЕВОЙ ЩЕЛОЧНОЙ СЕРИИ ПОРОД ЗАПАДНОЙ КАМЧАТКИ

Существенные отличия вещественного и минерального состава пород калиевой щелочной серии Западной Камчатки от пород высококалиевых серий островодужных вулканических поясов Камчатки, а также специфические черты поведения петрогенных и редких элементов в эволюционных рядах пород, свидетельствуют о реализации при их

формировании таких процессов магмообразования и дифференциации расплавов, которые не могут быть рассмотрены в рамках простых моделей, а именно субдукционного или рифтогенного магматизма (рис. 6).

Условия залегания и характер строения субвулканических комплексов пород калиевой щелочной серии Западной Камчатки указывают на то, что

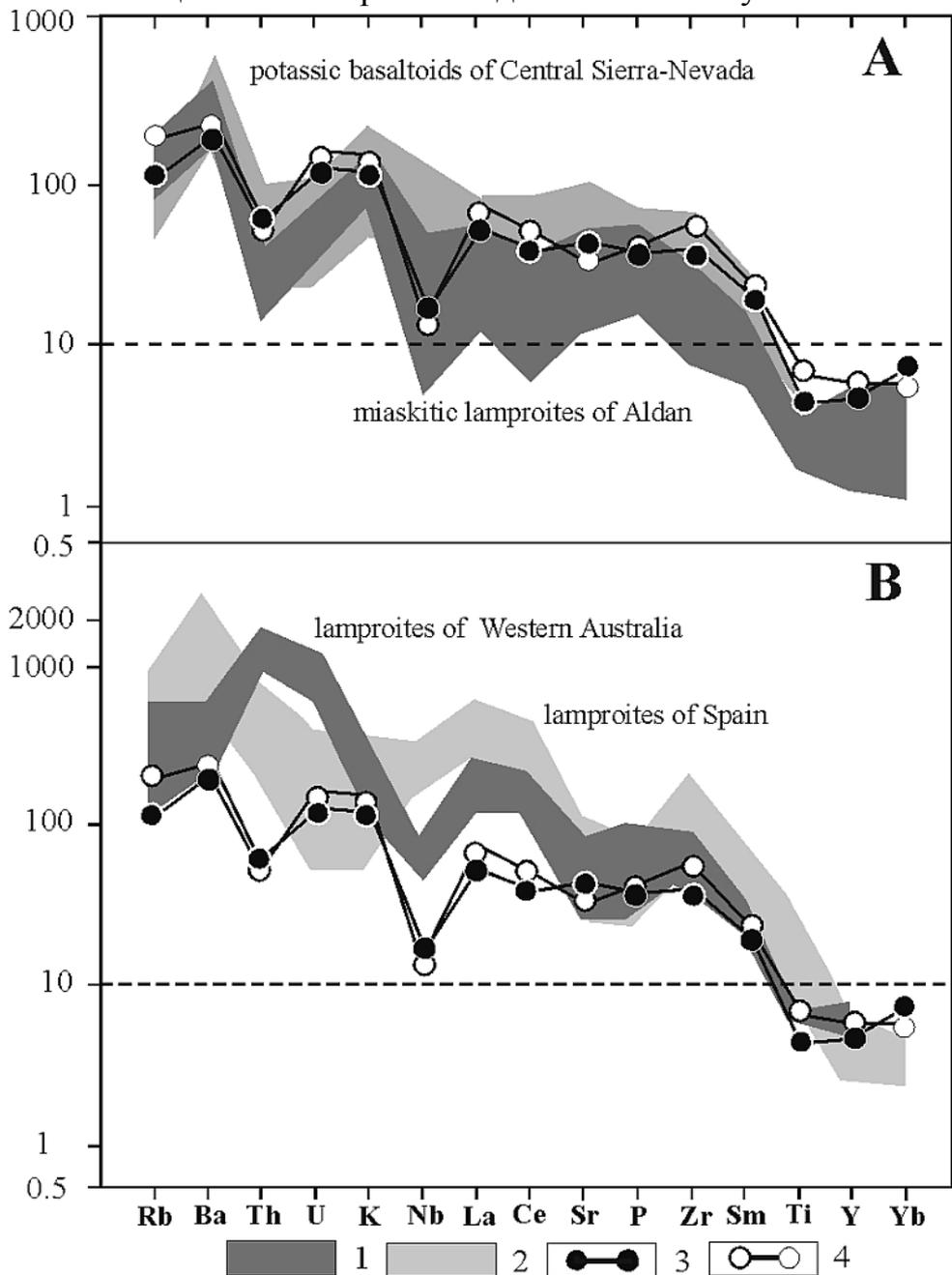


Fig. 6. Spidergram of distribution of chondrite-normalized REE patterns in basaltoids of potassic and lamproitic series (primordial mantle [Wood, 1979]).

A: 1- potassic basaltoids of Central Sierra-Nevada; 2- miaskitic lamproites of Aldan, Siberia; 3 - 4- potassic basaltoids of Western Kamchatka (3 - absarokites, 4 - trachybasalts).

B: 1- lamproites of Western Australia; 2- lamproites of Spain.

формирование дифференцированных рядов составов пород происходило здесь в условиях близповерхностных камер. Представляется, что главными разновидностями исходных магм для калиевой щелочной серии были расплавы близкие по составу к абсарокитам и микрошонкинитам, а также к трахибазальтам и порфиroidным шонкинитам. Эманационная дифференциация абсарокитовых магм привела в ряде случаев к образованию в субвулканических телах абсарокитов шлиров и прожилков сиенитового состава. Трахибазальтовые расплавы в результате внутрикамерной дифференциации образовали сложно построенные массивы меланократовых и лейкократовых шонкинитов, а также сиенитов. Этот процесс связан с разделением расплавов в ходе эманационной и кристаллизационной дифференциации в короткие интервалы времени. Меланократовые шонкиниты произошли в результате кумулятивных процессов фракционирования Ol , Srx и $TiMgt$ с отделением остаточного расплава, отвечающего по составам лейкократовым шонкинитам и сиенитам.

Вопросы происхождения первичных магм калиевой щелочной серии остаются дискуссионными. О.Н. Волынец и др. (1987) провели сопоставление калиевых щелочных базальтоидов с лампроитами орендитового ряда. На основании таких вещественных признаков исследуемых магматических пород, как повышенная калиевоcть и магнезиальность, высокие содержания в них ряда литофильных элементов, присутствие высокохромистой шпинелии и повышенных содержаний Cr в клинопироксенах и флогопитах был сделан вывод о возможной принадлежности калиевых щелочных базальтоидов к лампроитам. Отнесение калиевых щелочных пород Западной Камчатки к лампроитам впоследствии признано малообоснованным Богатиковым и др. (1991). Достаточно высокая глиноземистость и умеренные содержания в калиевых базальтоидах Ti , Ta и Nb , как впрочем и сам факт их формирования на территории островодужной системы, вероятно в период прекращения активной субдукции, требуют разработки модели формирования первичных калиевых щелочных магм региона с учетом возможного влияния процессов свойственных островодужным условиям магмообразования. Кроме того, лампроитовая, вернее «мантийная» или «внутриплитная» гипотеза не имеет в данном случае подтверждения в связи с отсутствием в породах калиевой щелочной серии ксеногенных высокобарических минералов (гранаты альмандин-пиропового ряда и т.д.). Имеющееся указание на находки этих минералов в породах нуждается в проверке. В последнее время в шлихах трахибазальтов единичные кристаллы пироп-альмандинов были обнаружены (Перепелов и др., 2001).

На диаграммах Н.Онюмы (1980) (рис. 6) положение эволюционных линий составов пород калиевой щелочной серии свидетельствует о фракционировании первичных калиевых щелочных расплавов при реализации различных степеней плавления одного и того же

метасоматизированного мантийного субстрата. При этом, более высокие степени плавления определили появление абсарокитовой магмы, а самые низкие - расплавов близких по составу к порфирировидным шонкинитам. Сдвиг эволюционных линий составов пород калиевой щелочной серии на диаграмме (рис. 6) в сторону увеличения значений Sr/Ca отношения в равнении с трендом плавления материала первичной хондритовой мантии

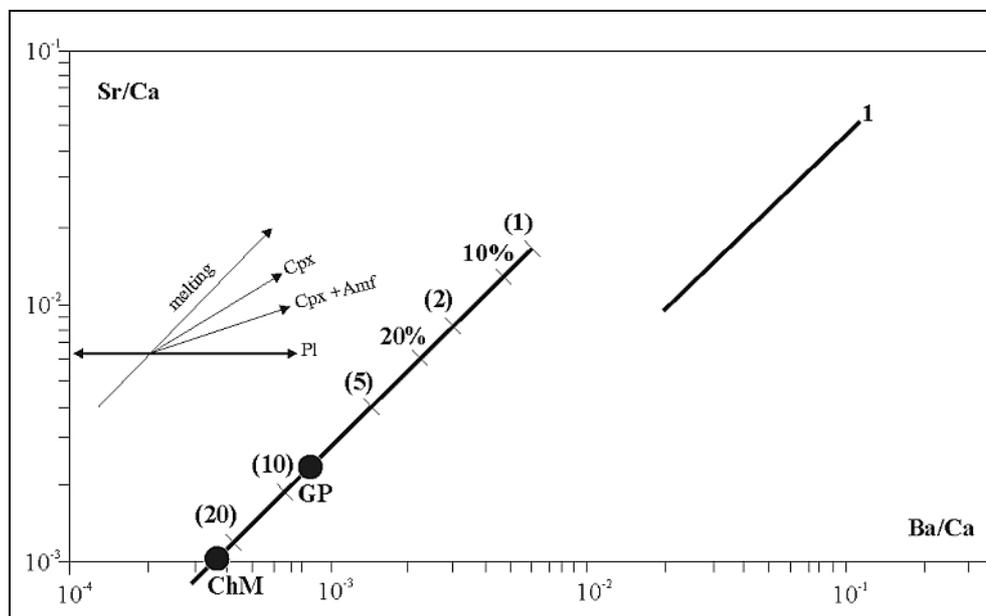


Рис. 7. Диаграммы Sr/Ca-Ba/Ca [Опита, Мотуа, 1984] для калиевой щелочной серии пород Западной Камчатки.

GP - состав гранатового перидотита, ChM - состав хондритовой мантии.
1 - линии эволюции составов калиевых щелочных пород Западной Камчатки.

или гранатового перидотита, определяется, вероятно, высокой степенью метасоматической переработки мантийного субстрата. Следует предполагать, что при образовании калиевых щелочных магм Западной Камчатки в процессах участвовало вещество метасоматизированного в результате предшествующего этапа развития зоны субдукции и обогащенного литофильными компонентами мантийного субстрата.

Калиевые щелочные серии пород, наряду с шоннитами и латитами, отмечены на территории ряда развитых островодужных систем и на активных континентальных окраинах. Однако, как известно, более характерными они являются для рифтогенных структур внутриконтинентальных областей. На спайдердиаграмме (рис. 7) калиевые базальтоиды Западной Камчатки показаны в сопоставлении с миаскитовыми лампроитами Алдана (Сибирь), лампроитами Австралии, Испании и калиевыми базальтоидами Сьерра-Невады, США. Уровни концентраций в исследуемых породах большинства гигромагматофильных элементов (за исключением Ti, Y, Yb) являются более высокими, чем в островодужных породах, а графики распределения подчеркивают более ярко выраженную

дифференцированность вещества в пользу литофильных элементов. Для пород характерно отсутствие Sr максимума при наличии Th и Nb минимумов. Лампроиты Испании и особенно Западной Австралии (Jaques et al., 1984; McDonough et al., 1985) имеют более высокие концентрации гигромагматофильных элементов, а графики их распределения еще более крутой наклон (рис. 7). Испанские и австралийские лампроиты характеризуются рядом общих для них геохимических признаков на спайдердиаграммах - наличием La максимума и «провалом» графиков в области Sr и P. Эти же особенности, хотя и менее выраженные, свойственны наиболее щелочным разностям калиевых базальтоидов Камчатки. Испанские лампроиты сходны с ними наличием Nb минимума, но отличаются при этом присутствием максимума по Th. Таким образом, типичные лампроиты различных геоструктурных обстановок отличаются от калиевых базальтоидов Камчатки более высокими уровнями концентраций гигромагматофильных элементов. Калиевые щелочные базальтоиды Сьерра-Невады весьма близки по вещественному составу одноименным породам Камчатки. Наличие Nb -минимума на спайдерграммах исследуемых калиевых базальтоидов, базальтоидов Сьерра-Невады и испанских лампроитов сближает их с субщелочными базальтоидами активных континентальных окраин и островных дуг, которые формируются в постсубдукционный период.

Модель формирования калиевых щелочных магм Западной Камчатки должна быть основана на достаточно точной их привязке к истории геодинамического развития островодужной системы Камчатки. Этому в не малой степени препятствует отсутствие достаточных данных по абсолютному датированию исследуемых щелочных комплексов пород.

Районы проявления калиевых щелочных базальтоидов приурочены к геологической структуре, расположенной между палеогеновым окраинно-континентальным вулканическим поясом, фрагменты которого фиксируются на западном и северо-западном побережии Камчатки и островодужным олигоцен-четвертичным вулканическим поясом Срединного хребта полуострова. Анализ геологических материалов и имеющиеся возрастные датировки позволяют предполагать, что этап формирования калиевых щелочных базальтоидов соответствует временному интервалу между прекращением палеогеновой субдукции и началом развития современной островодужной структуры. Этот временной интервал может быть приблизительно определен величиной в 10-15 млн лет.

Вероятно, в результате активного проявления процессов растяжения литосферы в пределах Западной Камчатки вслед за прекращением палеогеновой субдукции, уровни очагов магмообразования могли сместиться в олигоцен-миоценовое время на более глубокие горизонты верхней мантии. Мантийный субстрат, исходный при образовании калиевых магм, мог отвечать по составу флогопит-содержащему гарцбургиту. Предполагается,

что при реализации низких степеней плавления субстрата вначале были сформированы калиевые субщелочные расплавы абсарокитового типа, а затем при снижении степени плавления - трахибазальтовые магмы щелочного состава. В этом случае возрастные датировки абсарокитовых и трахибазальтовых комплексов пород будут различаться в пределах достаточно узкого временного интервала (10-15 млн лет) с более ранними датами для абсарокитов, или быть близкими. Менее вероятна обратная возрастная зависимость.

Одним из главных вопросов, касающихся геодинамической позиции ареала калеевого щелочного вулканизма Западной Камчатки, является вопрос о его принадлежности или к тыловой области палеогеновой островодужной системы в направлении «запад-восток», или к тыловой области олигоцен-миоценовой островной дуги в направлении «восток-запад». В первом случае решение связано с доказательствами существования в палеогене зоны субдукции со стороны Охотского моря, т.е. с геодинамической историей этого морского бассейна и Охотско-Чукотской активной континентальной окраины.

*Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ
(грант № 01-05-64206).*

ЛИТЕРАТУРА

1. **Амирханов Х.И., Батрымурзаев А.Т., Антипин В.С., Перепелов А.Б.** К-Аг возраст калиевых щелочных базальтоидов Западной Камчатки // Доклады АН СССР. - 1986. - т. 207, с. 494-496.
2. **Богатиков О.А., Цветков А.А., Коваленко В.И.** Магматическая эволюция островных дуг // Тихоокеанская геология. - 1985. - № 6. - с. 32-48.
3. **Богатиков О.А., Кононова В.А.** Редкоземельные и редкие элементы как индикаторы происхождения лампроитов Алдана // Вулканология и сейсмология. - 1987. - № 1. - с. 15-29.
4. **Borley G.D.** Potash-rich volcanic rocks from Southern Spain // Min. Mag. -1967. - Vol.36, N268. -P. 364-379.
5. **Дьяков Б. Ф.** Геологическая позиция и нефтегазоносность Западной Камчатки. - М. : Госгеолтехиздат, 1955. - 255 с.
6. **Ewart A., Taylor S.R.** Trace element geochemistry of the rhyolitic volcanic rocks central North Island, New Zealand. Phenocryst date // Contribs Mineral. Petrol.- 1969.- v. 22.- h. 127-146.
7. **Gill J.B.** Orogenic andesites and plate tectonics.- Berlin: Springer-Verlag, 1981.- 383p.
8. **Гузинов И.С.** Щелочная петрографическая провинция Западной Камчатки (Тигильский район) // Проблемы вулканизма: Материалы II всесоюзной вулканолог. конференции. - Петропавловск- Камчатский, 1964.
9. **Гузинов И.С.** Щелочной магматизм Тигильского района Западной Камчатки // Вулканические и вулкано-плутонические формации. - М. : Наука, 1966. - с. 59-62.
10. **Гузинов И.С.** О химическом составе кайнозойских пород Западной Камчатки в зависимости от состава и глубины кайнозойских отложений // Магматизм Северо-Востока СССР: тез. докл. Первой Северо-Восточной петрографической конференции. - Магадан, 1968. - с. 159.

11. **Гузиев И.С. Неоген-четвертичный** Neogene-quaternary alkaline basaltoids of Western Kamchatka // Petrology of the neogene-quaternary basaltoids of North-West Pacific belt. - M. : Nedra, 1971. - p. 107-113 (in russian).
12. **Jaques A.L., Lewis J.D.** The diamond-bearing ultrapotassic (lamproitic) rocks of the west Kimberley region, Western Australia // Kimberlites and Related Rocks / Ed. by J. Kornprobst. - Amsterdam: Elsevier, 1984. -P. 225-254.
13. **Keller J.** Mediterranean island arcs // Andesites / Ed. R.S. Thorpe. - London: J. Welley & Sons, 1982. - P. 307-325.
14. **Legler V.A.** The cenozoic Kamchatka development from theory of tectonic lithosphere plates points of view. -M. : Izd. VINITI, 1977. - p. 137-169 (in russian).
15. **Magmatic rocks. Classification. Nomenclature. Petrography.** -M. : Nauka, 1983. - Vol. 1, 2. - 1978 (in russian).
16. **McDonough W.F., McCulloch M.T., Sun S.S.** Isotopic and geochemical systematics in Tertiary-Recent basalts from southeastern Australia and implications for the evolution of the sub-continental lithosphere // Geochi. Cosmochim. Acta. -1985. -Vol.49, N 5. -P 2051-2067.
17. **Onuma N., Motya M.** Sr/Ca - Ba/Ca systematics of volcanic rocks from the central Andes, southern Peru, and its implication for Andean magmatism // Geochem. Journ. - 1984. - vol.18. -p. 251-262.
18. **Peccerillo A., Taylor S.R.** Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastomonu area, Northern Turkey // Contribs Mineral. Petrol. -1976. -Vol. 58, N 1. - p .63-81.
19. **Perepelov A., Antipin V.,Kablukov A.** Geochemistry, mineralogy, an geodynamic framework of late cenozoic potassic alkaline basalts in Western Kamchatka. // CD-ROM Abstracts Volume, 31th International Geological Congress, Symp. 6.8, Rio de Janeiro, Brasil, 2000.
20. **Stolz A. J., Varne R., Wheller G. E., Foden J. D., Abbot M. J.** The geochemistry and perogenesis of K-rich alkaline volcanics from the Batu Tara volcano, eastern Sunda arc // Contribs Mineral.Petrol. - 1988. - Vol.98. - P. 374-389.
21. **Van Kooten G.K.** Mineralogy, petrology and geochemistry of an ultrapotassic basaltic suite, Central Sierra Nevada, California, U.S.A. // Journ. Petrol. - 1980. -Vol.21,N 4. -P. 651-684.
22. **Venturelli G., Caperdi S. et al.** The ultrapotassic rocks from southeastern Spain // Lithos. - 1984. -Vol.17, N 1. -P. 37-54.
23. **Volynets O.N., Antipin V.S., Perepelov A.B., Anoshin G.N., Puzankov Ju.M.** First geological and mineralogical data about late cenozoic potassic basaltoids of Western Kamchatka. - Doklady AS USSR, 1985, Vol. 284, N1, p. 205 - 208 (in russian).
24. **Volynets O.N., Anoshin G.N., Puzankov J.M., Perepelov A.B., Antipin V.S.** Potassic basaltoids of Western Kamchatka - the rocks of the lamproite series in island arc system // Geology and geophysic, 1987, N 11. p. 41-50 (in russian).
25. **Volynets O.N., Flerov G.B.** Segment of Kamchatka // Petrology and geochemistry of island arcs and back arcs seas. - M. : Nauka, 1987. - p.56-85 (in russian).
26. **Volynets O.N.,Antipin V.S., Perepelov A.B., Anoshin G.N.** Geochemistry of volcanic series of island arc system in terms to geodynamic (Kamchatka). // Geology and geophysic. 1990. N 5. p. 3 - 13 (in russian).
27. **Volynets O.N.** Geochemical types, petrology and genesis of Late Cenozoic volcanic rocks from the Kurile-Kamchatka island-arc system, // International Geological Review. 1994. V.36. № 4. P. 373-40 (in russian).
28. **Wood D.A.** A variably viened suboceanic mantle-genetic significance for mid-ocean ridge basalts from geochemical evidance // Journ. Geol.- 1979.- Vol. 7, № 3.- p.499 -503.

Кайнозойский магматизм зон растяжения и горячих пятен Восточной Африки и Центральной Азии

Рассказов С.В.

*Институт земной коры СО РАН, Иркутск,
rassk@crust.irk.ru*

Проводится сравнительный пространственно-временной анализ начала рифтогенного магматизма в Восточной Африке и Центральной Азии. По данным ^{40}Ar - ^{39}Ar и ориентировочного К-Аг датирования, вулканизм и рифтогенез в Восточной Африке начинался в эоцене в районе Турканской седловины, отделяющей Эфиопское и Восточно-Африканское плато. В результате северо-восточного смещения Африканской плиты первичный питающий плюм оказался под литосферным килем Танзанийского кратона. Поступление плюмового горячего материала привело к частичной термальной эрозии кратонного кия и при его обтекании способствовало последовательному утонению литосферы и рифтогенезу в обрамлении кратона. В Кенийском рифте процессы термального утонения литосферы начались около 23 млн лет назад, а в Западном – около 19 млн лет назад. Мощное плюмовое термальное воздействие на литосферу Эфиопского плато выразилось в массовых вулканических извержениях, распространившихся в его центральной части вдоль Эфиопского рифта ~30 млн лет назад. Палеогеновая плюмоподобная термальная аномалия первоначально находилась под южным краем Сибирской платформы и способствовала раннему рифтогенезу в районе Селенгинской седловины, отделяющей Саяно-Хамардабанское и Становое поднятия. Вследствие позднекайнозойского восточного смещения Евразийской плиты она обусловила термальную эрозию литосферы Саяно-Хамардабанского поднятия. Активизация локальных подлитосферных термальных плюмоподобных аномалий под Восточной Африкой и под Центральной Азией частично происходила под действием внешних усилий, обусловленных межплитными коллизионными процессами. Сходство во временном изменении магматизма Восточной Африки и Центральной Азии предполагает существование глобального тектонического контроля активизации плюмоподобных термальных аномалий рифтовых процессов на континентах.

ВВЕДЕНИЕ

Кайнозойский магматизм Восточной Африки и Центральной Азии заметно различается в петрологическом отношении. К примеру, камафугиты и карбонатиты, распространенные в Африке, отсутствуют в Центральной Азии. Отличия микроэлементных и изотопных характеристик вулканических пород свидетельствуют об образовании магм в континентальной литосфере разного состава и возраста. Однако обнаруживается и сходство магматизма и рифтогенеза, прежде всего в геодинамическом отношении – их порождение глубинными термальными аномалиями.

Начало рифтогенеза обычно определяется по наиболее ранним отложениям во впадинах и проявлению сопровождающего рифтогенез вулканизма. Прогибание рифтовых впадин отражает нарушение изостатического равновесия в связи с термально-механическим утонением литосферы. Об этом же процессе независимо свидетельствуют и излияния лав подобных базальтам океанических островов. Начальные порции таких лав служат показателем рифтогенной активизации и образования подлитосферной термальной аномалии.

В Восточной Африке установлено последовательное пространственное разрастание термальной аномалии, повлекшей тектоно-магматическую активизацию континентальной литосферы [9]. В настоящей работе данные о пространственно-временном распространении магматизма и рифтогенеза этой территории рассматриваются в связи с особенностями развития магматизма и рифтогенеза Центральной Азии.

ПРОБЛЕМА КОНВЕРГЕНТНОСТИ ПРИЗНАКОВ МАГМАТИЗМА ГОРЯЧИХ ПЯТЕН И ЗОН РАСТЯЖЕНИЯ

По определению [13], плюм – это гипотетическая субстанция, которая существует независимо от мантийной конвекции и плитной тектоники и представляет собой узкую (радиусом 100-200 км) горячую колонну. Она протягивается от термального граничного слоя основания конвектирующей системы, обычно являющейся границей ядро-мантия¹. Предполагается, что плюмы обеспечивают магмообразование в горячих пятнах океанических островов. Они характеризуются значительным активным воздыманием, в отличие от пассивного воздымания, связанного с расхождением плит, и нормального крупномасштабного воздымания, существующего в любой конвектирующей системе.

Горячие пятна как производные плюмов, фиксированных в мантии под движущимися плитами, выделены впервые по однонаправленному смещению вулканизма. Хотя постулат фиксированного положения плюмов в дальнейшем не подтвердился, они по-прежнему служат в качестве приблизительных реперов отсчета движения плит.

Вулканизм горячих пятен широко представлен в океанических частях литосферных плит. В континентальных частях плит он менее распространен, а его выделение чаще всего проблематично. Образование горячего пятна при движении плиты над фиксированным плюмом в континентальной обстановке наиболее обосновано на Западе США (Йеллоустоунское горячее пятно), хотя для объяснения развития магматизма здесь разрабатываются и альтернативные модели [6, 33, и др.]. Достаточно уверенно плюмовый континентальный магматизм охарактеризован в Центральной Европе и

¹ Плюмы могут начинаться от термальных граничных слоев различных уровней, в частности границы нижней и верхней мантии.

Восточной Австралии при сопоставлении его пространственно-временного развития с развитием плюмового вулканизма океанских частей Евразийской и Австралийской частей литосферных плит [16, 34].

Развитие плюмового типа магматизма в Восточной Африке предполагалось многими авторами [25, 41, и др.]. Новейший магматизм и рифтогенез всего Африканского континента рассматривался как результат воздействия на литосферу одного плюма (Эфиопского [19]), двух (Афарского и Кенийского) [39] или более многочисленных (до сорока). Знание о пространственно-временном развитии кайнозойского магматизма и рифтогенеза Африканского континента было основано главным образом на определениях возраста вулканических пород классическим К-Аг методом [2]. В последние годы способы измерений соотношений радиогенного аргона и калия совершенствовались и К-Аг датировки частично уточнялись. Прежде всего уточнение коснулось возрастных определений палеогеновых вулканических пород.

Различные гипотезы о динамике горячих пятен («горячих точек») в Центральной Азии обсуждались в работах [4-6^b, 8, 11, 43, и др.] На этой территории кайнозойские вулканические породы датированы почти исключительно К-Аг методом. Если для вулканических пород позднего кайнозоя он может использоваться как высокоточный самостоятельный метод датирования с высокой воспроизводимостью результатов, то для пород раннего-среднего кайнозоя необходим контроль К-Аг возрастов измерениями методом $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ [8]. При отсутствии надежных геохронологических данных и реконструкций пространственно-временного развития магматизма плюмовая природа ранне-среднекайнозойского магматизма весьма дискуссионна.

Кроме пространственно-временного смещения вулканизма, важнейшим показателем плюмовой динамики служит изотопный состав и микроэлементные характеристики глубинного плюмового материала в вулканических породах. Он идентифицирован в базальтах океанических частей литосферных плит как компонент недифференцированной мантии с хондритовым составом [15], как материал недегазированной нижней мантии с $^3\text{He}/^4\text{He} \sim 5 \times 10^{-5}$ и $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar} \sim 400$ [12], компонент С с общим изотопным составом свинца [22], компонент FOZO [23] и другие. В геохимическом отношении плюмовый материал представлен средним базальтом океанических островов (ОИВ).

Компонентный состав базальтов внутренних частей континентов отличается от компонентного состава океанических базальтов. Идентифицируются обедненный главный мантийный резервуар и компоненты, подобные по составу нижней и верхней частям континентальной коры [29, 44]. В качестве вероятного плюмового материала выделяется общий подлитосферный компонент конвектирующей мантии,

который может смешиваться с компонентами мантийной и коровой частей литосферы, меняющимися в зависимости от ее происхождения и возраста [7].

Имеются и другие геологические, геофизические и петрологические признаки плюмов, такие как концентрическая зональность химического состава и изотопных характеристик продуктов извержений, высокая летучесть кислорода в магмах или С-образные или сводовые поднятия в области горячего пятна, уходящие на глубину трубообразные тела пониженных скоростей сейсмических волн и т.д. В любом случае, определяющим критерием плюмовой динамики остается направленное смещение вулканизма, противоположное движению плиты.

В качестве альтернативы плюмовой модели образования термальной мантийной аномалии и производного внутриплитного магматизма обсуждается модель синтетектонического декомпрессионного плавления литосферы под действием внешних усилий. Эта модель предпочтительна для вулканических зон, не обнаруживающих признаков пространственно-временного смещения вулканизма. Так, на Западе США субпараллельно вулканическому следу Йеллоустоунского горячего пятна по южному краю Плато Колорадо протягивается вулканическая зона Хемез. Ее первоначальная интерпретация в качестве следа горячего пятна Рэйтон [42] не подтвердилась, поскольку на всей протяженности зоны вулканизм протекал одновременно. В составе вулканических пород южной части Провинции Бассейнов и Хребтов преобладал обедненный астеносферный материал, смешивавшийся с разновозрастным материалом литосферной части мантии и коры [5].

ВОСТОЧНАЯ АФРИКА

Авторы моноплюмовой гипотезы [19] предположили существование в Восточной Африке единого центра глубинной термальной активизации, проявившегося в мощнейшем магматизме Эфиопского плато 45-35 млн лет назад. Согласно этой гипотезе, пространственно-временное развитие магматизма и рифтогенеза Африки должно было определяться механизмом радиального распространения горячего материала от плюмового источника. Время начальных извержений в моноплюмовой гипотезе основывалось на результатах К-Аг и ^{40}Ar - ^{39}Ar датирования [20]. Однако фактически в этой работе ^{40}Ar - ^{39}Ar методом был датирован только один вулканический эпизод $36,900 \pm 0,045$ млн лет назад. Интервал датировок от 45 до 35 млн лет был получен К-Аг методом. В связи с большой вероятностью нарушения К-Аг изотопной системы палеогеновых вулканических пород этот интервал не может считаться достоверным и нуждается в подтверждении ^{40}Ar - ^{39}Ar датированием.

Моноплюмовая гипотеза не получила поддержки при последующем прецизионном датировании базальтов вулканических пород Эфиопии и Кении. Оказалось, что мощные лавовые толщи северной части Эфиопского

плато накопились позже толщи его южной части, около 30 млн лет назад [26].

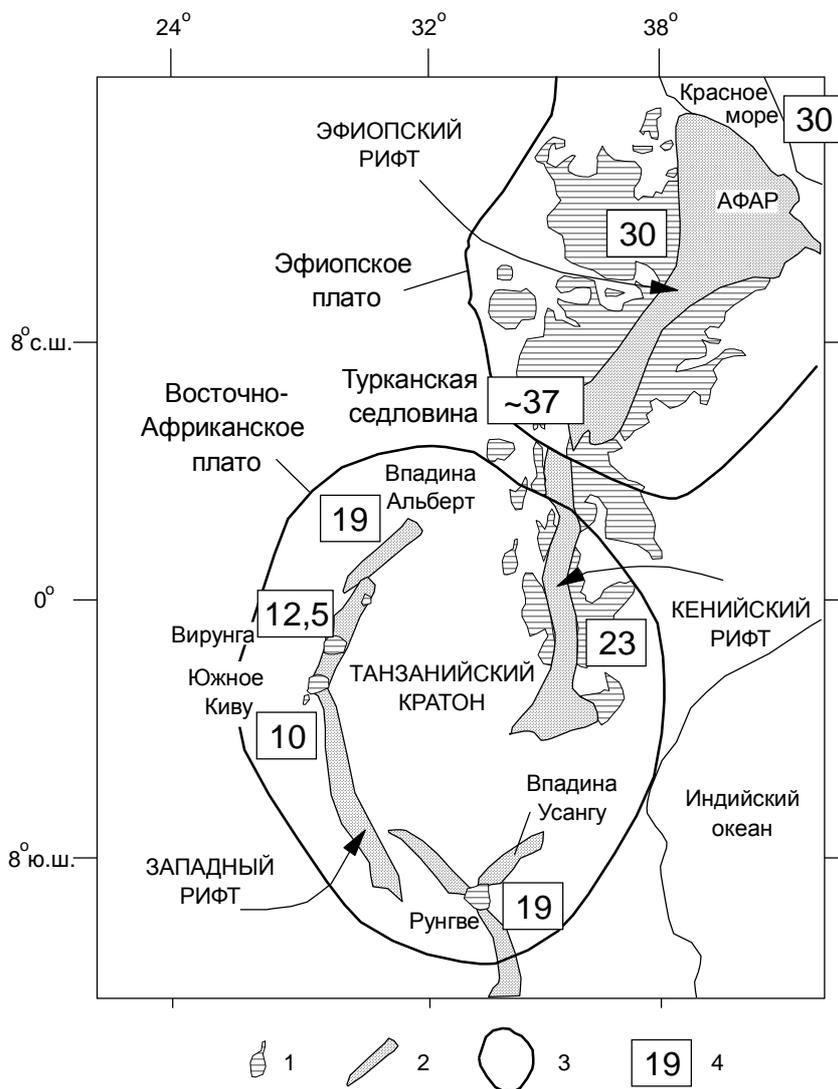


Рис. 1. Пространственно-временное распространение магматизма и термальной эрозии подошвы литосферы в Восточной Африке.

1 – кайнозойские вулканические породы; 2 – рифтовые впадины; 3 – контуры плато; 4 – время начала рифтогенного магматизма и термальной эрозии подошвы литосферы, млн лет назад. Для впадины Альберт показано время начала осадконакопления.

В Западном рифте Восточно-Африканской системы предполагалось начало рифтогенеза и магматизма в диапазоне от позднего миоцена (самые ранние фаунистически охарактеризованные осадки во впадинах южной части рифта [18]) до позднего мела (калий-аргоновые возрасты вулканических пород поля Южное Киву в его северной части). При более тщательной подготовке образцов вулканических пород для К-Аг и ^{40}Ar - ^{39}Ar датирования наличие мел-палеогеновых базальтовых лав не подтвердилось.

Наиболее ранние прежде достоверно датированные лавовые извержения Западного рифта имели место на вулканическом поле Вирунга 12,6 млн лет назад [18]. С учетом находок среднемиоценовой фауны в аллювиальных отложениях впадины Альберт и экстраполяции мощностей накопившегося осадочного материала М.Б. Петтерсоном показано, что в северной части рифта рифтогенез начался в раннем миоцене. Новые ^{40}Ar - ^{39}Ar и Rb/Sr-изохронные датировки вулканических пород поля Рунгве [27, 38] свидетельствуют о раннемиоценовом вулканическом эпизоде, сопровождавшем начало рифтогенеза в южной части Западной ветви. Магматический эпизод 19-17 млн лет назад совпадал с началом осадконакопления во впадине Альберт. Таким образом, развитие южной и северной частей Западного рифта началось приблизительно одновременно, в раннем миоцене.

В Восточной Африке морфологически выделяются Эфиопское и Восточно-Африканское плато, разделенные седловидным Турканским понижением рельефа (рис. 1). Начало магматизма в районе Турканской седловины около 37 млн лет назад или, возможно, несколько раньше указывает на наиболее раннюю эоценовую рифтогенную активизацию этого наиболее ослабленного звена Восточно-Африканской рифтовой системы. Турканская седловина пространственно соответствует серии поперечных (северо-западных) линейных зон и сдвиговых зон (Сурма и др.). Седловина рассечена субмеридиональными рифтовыми структурами Кенийского рифта, сочленяющимися с северо-северо-восточными структурами Эфиопского.

Распространение рифтогенеза и магматизма к северу от Турканской седловины сопровождалось появлением мощной плюмоподобной термальной аномалии ~30 млн лет назад вдоль Эфиопского рифта, заложившегося в центральной части Эфиопского плато. Объемному базальт-риолитовому магматизму Йемена (мощность вулканической толщи около 2,5 км), проявившемуся в интервале 31-26 млн лет назад [14, 30], предшествовало воздымание и эрозионное расчленение территории вдоль Красноморского рифта, начавшееся ~34 млн лет назад [32]. Начало растяжения в Красноморско-Аденской рифтовой ветви около 30 млн лет назад сопровождало коллизионные процессы на границе Африканской и Евразийской плит [14].

Южнее Турканской седловины, в Кенийском рифте, магматизм начался 35-33 млн лет назад и на первом этапе был представлен небольшими щелочно-карбонатитовыми массивами. Они предшествовали рифтогенезу. Более мощные магматические процессы имели место только, начиная с 23 млн лет назад [2]. С этого времени изливались щелочнобазальтовые расплавы, подобные в микроэлементном отношении базальтам океанических островов. Магматизм сопровождал впадинообразование и термальную эрозию подошвы литосферы на восточной периферии Восточно-Африканского плато.

Кроме Эфиопского и Восточно-Африканского поднятий в Африке выделяются своды меньших размеров. Как производный подлитосферного плюма рассматривается свод Дарфур, расположенный западнее Эфиопского плато в западном Судане. Вулканизм начался в центральной части свода ~36 млн лет назад и к четвертичному времени последовательно распространился на 200 км в север-север-восточном направлении и на 100 км – в юго-юго-западном [21].

Авторы работы [17] предположили, что воздымание Восточно-Африканского плато динамически поддерживается конвекцией в астеносфере, повлекшей за собой эрозию основания литосферы. Действительно, сейсмическая томография свидетельствует о существовании под Танзанийским кратоном низкоскоростной мантии и его меньшей толщине (на 50-80 км) по сравнению с другими африканскими кратонами (Конго и Калахари) [35]. Однако термальная эрозия литосферного кила Танзанийским кратона была лишь частичной. Более детальное гравиметрическое моделирование по экваториальному профилю показало его довольно мощную литосферу, достигающую 100 км, и уменьшение ее толщины под обрамляющими кратон Кенийским и Западным рифтами, соответственно, до 38 и 65 км [24].

По данным сейсмической томографии под рифтами Восточной Африки, Красного моря и Аденского залива выделяются низкоскоростные крупномасштабные аномалии. Эти структуры прослеживаются до глубин не менее 250 км [35]. Под Кенийским рифтом аномалия пониженных скоростей Р и S волн протягивается от подошвы литосферы на глубину до 200 км. Астеносферные выступы Кенийского и Западного рифтов соединяются между собой под Танзанийским кратоном в интервале глубин 100-200 км и динамически разобщены между собой [24]. При распространении магматизма и рифтогенеза от Турканской седловины можно ожидать запаздывания термальной эрозии подошвы литосферы Западного рифта по отношению к термальной эрозии Кенийского рифта. Очевидно, под вулканическим полем Рунгве и впадиной Альберт она началась в раннем миоцене, 19-17 млн лет назад. Судя по имеющимся датировкам вулканических пород, в интервале 12,5-10 млн лет назад разогрев подошвы литосферы распространился под вулканические поля Вирунга и Южное Киву. Подобно Кенийскому рифту, Западный рифт заложился на периферии Восточно-Африканского плато (рис. 1).

В системе горячих пятен Африканская плита двигалась в кайнозое с юго-запада на северо-восток [28]. В интервале с 30 до 19 млн лет назад средняя скорость составляла $3 \text{ см} \times \text{год}^{-1}$, а начиная с 19 млн лет назад – $2 \text{ см} \times \text{год}^{-1}$ [31]. Снижение скорости, по-видимому, отражало усиление коллизионных процессов на границе Африканской и Евразийской плит и, как следствие, изменение напряженно-деформированного состояния

литосферы. Ее начальная термальную эрозия имела место в Западном рифте под впадинами Усангу и Альберт, ориентрованными по направлению движения Африканской плиты [9]. Следовательно, внутриплитные магматические и рифтовые процессы Африки развивались не только только под влиянием внутренних (подлитосферных), но и внешних усилий. Значительная термальную эрозия литосферной мантии началось под вулканическими полями центральной и южной частей Западного рифта 12,5-9 млн лет назад. Особый этап магматической эволюции в провинции Рунгве проявился в последние 0,6 млн лет извержениями лав щелочного ультраосновного состава.

Если предположить, что начальный магматизм будущей Турканской седловины около 37 млн лет назад пространственно соответствовал центру первичного плюма, питавшего термальную аномалию, то при смещении Африканской плиты он оказался под Танзанийским кратоном. Плюмовый материал частично эродировал кратонный киль и обтекал его. К четвертичному времени смещение плиты над гипотетическим плюмом составило 900-950 км. В настоящее время его центр должен находиться под южным берегом оз. Виктория. Скорость юго-западной миграции вулканизма свода Дарфур [21] была почти на порядок ниже скорости смещения Африканской плиты и, очевидно, отражала местные условия деформирования литосферы.

СОПОСТАВЛЕНИЕ С ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИЕЙ

В отличие от стабильного однонаправленного смещения Африканской плиты, движение Евразийской плиты в кайнозое было изменчивым [28]. В интервале 64-48 млн лет назад плита двигалась к северо-востоку и востоку со скоростью 2-7 см/год⁻¹, 48-43 млн лет назад - на юго-запад со скоростью около 10 см/год⁻¹, а 43-25 млн лет назад - в том же направлении со скоростью менее 1 см/год⁻¹. Затем направление движения сменилось на восточное и не превышало 1 см/год⁻¹. Использование надежной геохронологической основы для пространственно-временного смещения вулканических извержений в Центральной Азии, связанных с плюмами (или плюмоподобными термальными аномалиями) должно послужить в качестве проверки справедливости этих реконструкций.

В раннем-среднем кайнозое щелочно-базальтовый магматизм проявился в Западном Забайкалье, в Долине Озер (юг Монголии), в Восточном Китае и других районах Центральной Азии [8, 11, 36 и др.]. В качестве признака плюмового магматизма ("горячей точки") интерпретированы базальты вулканических полей позднего мезозоя - кайнозоя южной и центральной частей Монголии [11]. По имеющимся K-Ar датировкам, в олигоцене имело место относительное смещение вулканизма этой территории в северо-западном направлении. В среднем миоцене вулканизм сместился на север.

Если смещение вулканизма принимать как результат движения плиты над фиксированным плюмом, то оно не согласуется с плитотектоническими реконструкциями [28]. Возможно, термальная аномалия способствовала развитию магматизма по латерали относительно направления движущейся плиты, что в общем характерно для формирующихся горячих пятен [6].

В последние годы для позднекайнозойских вулканических полей Юга Сибири получены представительные геохронометрические данные [8], свидетельствующие о западном смещении вулканических извержений в течение 20 млн лет со средними скоростями $0,5-0,8 \text{ см}\cdot\text{год}^{-1}$. Такой характер смещения вулканизма согласуется с направлением движения плиты над плюмоподобной термальной аномалией как современного (по данным GPS-геодезии), так и в целом позднекайнозойского.

Южнее Селенгинской седловины рифтогенный магматизм имел место в палеогене. Погружение Южно-Байкальской впадины продолжалось в течение всего кайнозоя. Поднятие материала подлитосферной конвектирующей мантии началось под юго-западной частью Байкальской рифтовой системы одновременно с ее обширным воздыманием и эрозионным расчленением около 22 млн лет назад. Подобный глубинный импульс сопровождал воздымание территории и эрозию в северо-восточной части рифтовой системы 15-12 млн лет назад и вновь повторился в последние 2 млн лет. Значительная термальная эрозия и плавление литосферной мантии начались 12-9 млн лет назад. Около 0,6 млн лет назад вулканизм прекратился на вулканических полях центральной части Байкальской рифтовой системы (Тункинском, Джидинском, Витимском), но продолжался на вулканических полях ее структурных окончаний (Удоканском, Восточнотувинском).

В юго-западной части Байкальской рифтовой системы образовалось обширное Саяно-Хамардабанское поднятие, в в северо-восточной - Становое. Саяно-Хамардабанское поднятие является частью Центрально-Азиатской орогенной системы, испытывавшей сжатие от зоны Индо-Азиатской коллизии (рис. 2). Морфологически в Центрально-Азиатской орогенной системе обособляется Хангайский свод, а северо-восточнее его – Хэнтэйский. Аналог таких автономных поднятий на Африканском континенте - свод Дарфур.

Становое поднятие отделено от Саяно-Хамардабанского Селенгинской седловиной [2, 3]. В структурном отношении Саяно-Хамардабанское и Становое поднятия сопоставляются с Эфиопским и Восточно-Африканским сводами Восточной Африки, а Селенгинская седловина – с Турканской. Селенгинская седловина пространственно соответствует самому древнему (мел-палеоценовому) звену Байкальской рифтовой системы – Южно-Байкальской впадине, от которой происходило двустороннее разрастание рифтовых структур одновременно с распространением вулканизма [3, 8]. Подобие поднятий Байкальской и Восточно-Африканской рифтовых систем и начало рифтогенеза от разделяющих их седловидных понижений

открывают возможность поисков аналогий в механизмах пространственно-временного развития рифтогенеза.

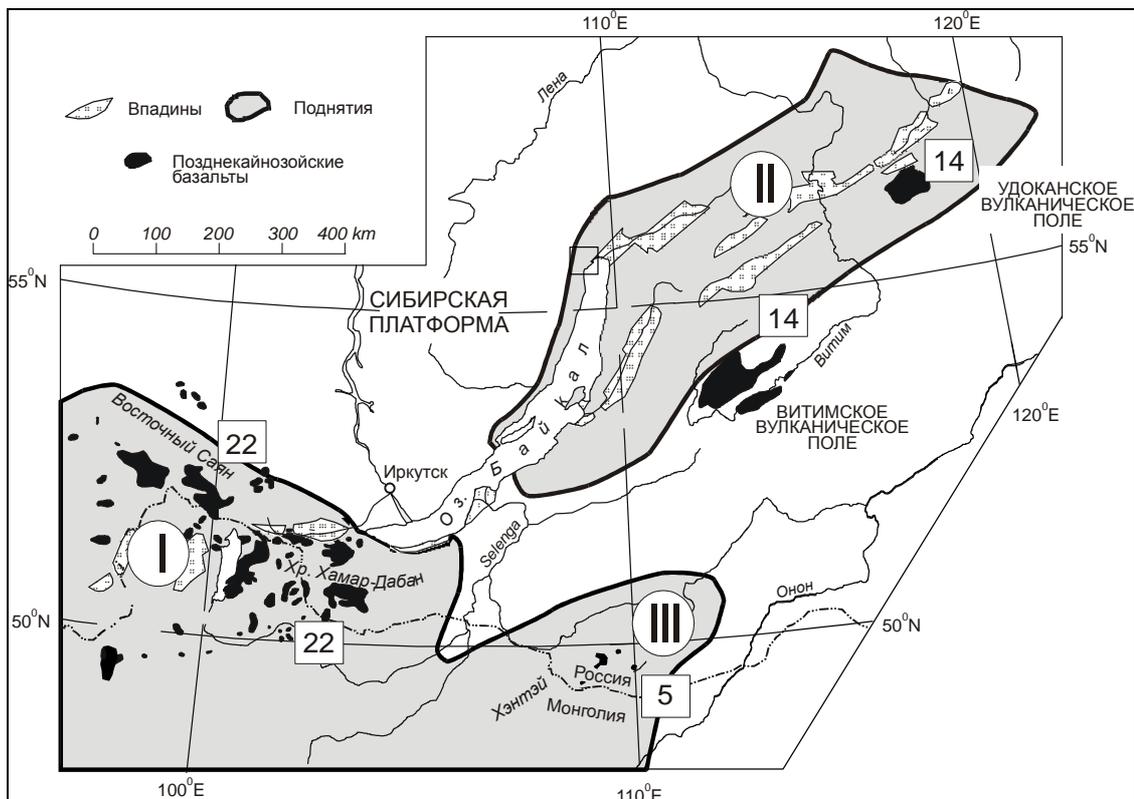


Рис. 2. Пространственно-временное распространение магматизма и термальной эрозии подошвы литосферы в Байкальской рифтовой системе.

Поднятия: I – Саяно-Хамардабанское, II – Становое, III – Хэнтэйское. В квадратах показано время начала позднекайнозойского магматизма и термальной эрозии подошвы литосферы, млн лет назад.

Юго-западная часть Байкальской рифтовой системы начала развитие раньше северо-восточной части, а проявление вулканизма на ее обширной территории свидетельствует об интенсивных процессах термальной эрозии литосферы [8]. Начальное растяжение в Южнобайкальской впадине связано с плюмоподобной термальной аномалией, располагавшейся под южным краем Сибирской платформы и проявившейся в палеогеновом магматизме юго-западного Забайкалья. Ее смещение от края платформы объяснялось отклонением к югу глубинного плюма [36]. Предполагалось также, что в позднем кайнозое эта аномалия повлекла за собой развитие позднекайнозойского магматизма в Восточном Саяне в процессе восточного смещения над ней литосферной плиты. Наряду с термальной аномалией, развитие позднекайнозойского магматизма контролировалось ослабленными зонами, активизированными за счет Индо-Азиатской коллизии. По сравнению с Восточно-Африканским магматизмом, влияние на магматизм и

рифтогенез Центральной Азии бокового стресса, порожденного коллизией, было более заметным.

Под Центральной Азией в 70-х годах была выделена и оконтурена изолированная низкоскоростная область аномальной мантии [10]. По новой сейсмической модели В. М. Кожевникова [устное сообщение в 2001 г.], низкоскоростная область протягивается на глубину 400 км. Сравнительно однородные низкоскоростные характеристики на глубинах 150-300 км под Хангайским сводом отличаются от характеристик под Байкалом и Саянами, где скорости S волн снижаются на глубинах 150-200 и 300-400 км и разделены между собой слоем повышенных скоростей. По размерам Центрально-Азиатская аномальная мантия подобна аномалии Восточной Африки. Аномальная мантия, возможно, частично образовалась за счет плюмовой подпитки. Разрешающие возможности современных геофизических методов пока не позволяют доказать или опровергнуть существование узких питающих глубинных каналов.

КОМПОНЕНТНЫЙ СОСТАВ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД ПО ИЗОТОПНЫМ ДАННЫМ

В ранних (эоцен-олигоценовых) базальтах юга Эфиопского плато установлены сравнительно низкие $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ и повышенные $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, сопоставимые с отношениями в вулканических породах Кенийского рифта. Базальты севера Эфиопского рифта характеризовались более высокими $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ и низкими $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Эта особенность интерпретировалась как свидетельство воздействия на литосферу двух отдельных плюмов с более глубинным источником магм в Эфиопском рифте и менее глубинным – в Кенийском. По данным [39, 40], в вулканических породах Эфиопского рифта присутствовал плюмовый материал подобный HIMU из недегазированной части мантии (компонент Р) в сочетании с обогащенным компонентом Пан-Африканской континентальной литосферы (смесь EM1 и EM2, компонент С) и обедненным астеносферным компонентом (компонентом D) (рис. 3). Компонент Р в общем приближается по составу к общим плюмовым компонентам [22, 23].

В Кенийском рифте плавилась преимущественно литосфера с микроэлементными характеристиками базальтов океанических островов и варьирующими концентрациями радиогенных изотопов, отражающими возрастную гетерогенность литосферных компонентов [39]. В координатах изотопных отношений неодима и стронция выделен общий подлитосферный компонент (компонент К). Он отличается от плюмового материала из вулканических пород Аденского залива пониженным $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ и повышенным $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Изотопный состав свинца подлитосферного компонента в вулканических породах Кенийского рифта не определен из-за недостатка данных.

По изотопным отношениям стронция и микроэлементным характеристикам вулканических пород поля Рунгве Западной ветви Восточно-Африканской рифтовой системы выделены три компонента, смешивающихся между собой в различных пропорциях. Компонент с наиболее низким $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ обогащен подлитосферным материалом. Он преобладал в лавах начального магматического эпизода 19-17 млн лет назад. Два других компонента имеют повышенные $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и представляют собой неоднородный литосферный материал с варьирующими Zr/Sm и другими геохимическими параметрами [1].

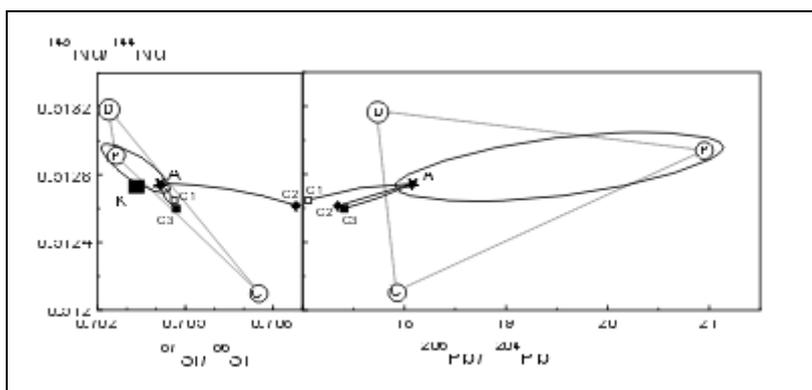


Рис. 3. Сопоставление некоторых конечных компонентов вулканических пород Восточной Африки и юго-западной части Байкальской рифтовой системы.

Аденский залив [40]: P – плюмовый компонент, D – компонент обедненной мантии, C – компонент обогащенной континентальной литосферы; Кенийский рифт [39] (K – общий компонент подлитосферной мантии); юго-западная часть Байкальской рифтовой системы в пределах рифейского Тувино-Монгольского массива [37]: A – общий компонент подлитосферной конвектирующей мантии, C1, C2 и C3 – компоненты литосферной мантии варьирующего состава из разных литосферных доменов. Эллипсами выделены области между подлитосферными компонентами вулканических пород Аденского залива и Байкальской рифтовой системы.

В юго-западной части Байкальской рифтовой системы, в пределах рифейского Тувино-Монгольского массива общий компонент конвектирующей мантии Байкальской рифтовой системы (компонент А) смешивался с компонентами литосферной части мантии меняющегося состава. На рис. 3 эллипсами выделены области между плюмовым компонентом P и компонентом подлитосферной конвектирующей мантии А. Смещение изотопных отношений в пределах эллипсоидов от компонента P к компоненту А может отражать соотношения в конвектирующем мантийном материале глубинного плюмового материала (подобного компоненту P) с материалом эродированной подошвы континентальной литосферы (C1 и др.).

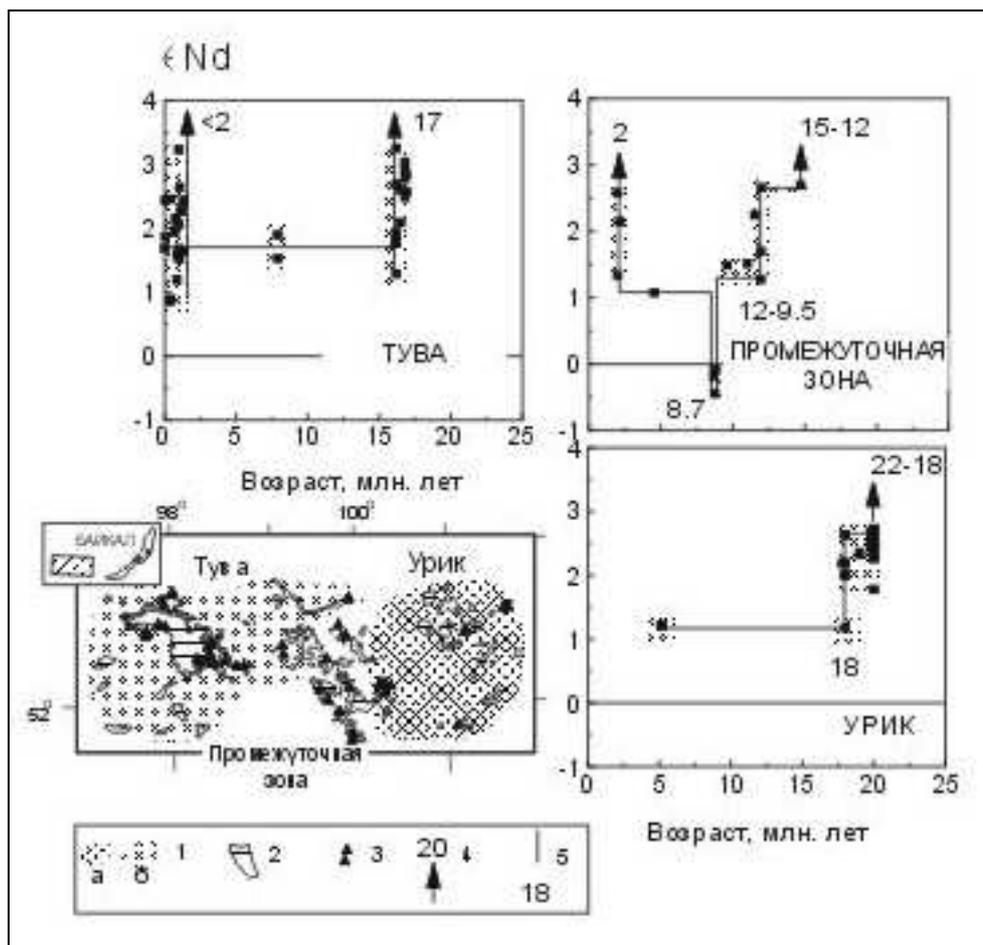


Рис. 4. Временные вариации ϵNd в щелочнобазальтовых лавах юго-западной части Байкальской рифтовой системы (Восточный Саян).

На врезке: 1 – районы с наиболее контрастным временем вулканической деятельности (а – мощные извержения в интервале 22-18 млн лет назад, б – мощные извержения в последние 2 млн лет, в промежуточной зоне – мощные извержения в интервале 15-9,5 млн лет назад); 2 – останцы вулканических полей; 3 – точки опробования. На диаграммах: 4 – эпизоды и интервалы поднятия подлитосферного материала; 5 – увеличение роли выплавки из литосферной мантии. Использованы данные работы [37]. ϵNd (коэффициент нормирования к хондриту) = $[(^{143}Nd/^{144}Nd)_{измеренное}/0,512638]-1] \times 10^4$

Другое объяснение различий подлитосферных компонентов Р и А заключается в предположении их происхождения из разных источников. Допуская образование компонента Р из недегазированной (недифференцированной) нижней мантии [40], нужно признать, что плюм должен был зародиться в термальном граничном слое ядро-мантия. Подъем плюмов с глубин более 670 км в Байкальской рифтовой системе и других районах Центральной Азии маловероятен в связи с наличием более плотной высокоскоростной нижней мантии [8]. Таким образом, если плюмовые колонны действительно существуют в Центральной Азии, они могут начинаться не глубже термального граничного слоя нижней и верхней

мантии. Этим объясняется отсутствие в вулканических породах Байкальской рифтовой системы недифференцированного материала нижней мантии.

Роль подлитосферного компонента в сопоставлении с литосферными компонентами-примесями выявляется при анализе вариаций изотопного состава лавовой последовательности, образующейся в процессе смещения плиты над плюмоподобной термальной аномалией.

Вулканизм временных интервалов 22-18 млн лет назад и последних 2 млн лет в Восточном Саяне пространственно разобщен (рис. 4). Начальный вулканизм (22-18 млн лет назад) проявился на Урикском вулканическом поле и в юго-восточном секторе Окинского вулканического поля, а заключительный вулканизм (в последние 2 млн лет) – в Туве и в северо-западном секторе Окинского вулканического поля. Между зонами начального и заключительного вулканизма выделяется промежуточная зона вулканической деятельности. Временные вариации подлитосферного компонента A хорошо выявляется по изменению значений ϵNd .

В лавах Урикского вулканического поля повышенные значения этого коэффициента $+1,7+2,9$, приближающиеся к значениям ϵNd подлитосферного компонента A , определены в лавах возрастом 22-18 млн лет. В щелочном базальте возрастом около 18 млн лет определен более низкий $\epsilon Nd +1,2$. Позже, около 5 млн лет назад, вновь излились лавы с таким же низким значением этого коэффициента. Они содержали существенную примесь литосферного материала.

В промежуточной зоне высокие значения ϵNd были свойственны лавам, излившимся в интервале 15-12 млн лет назад. В интервале 12-9,5 и около 8,7 млн лет назад ϵNd последовательно снижался до отрицательных значений, а к 2 млн лет назад возрастал до $+2,6$. Подобным образом, лавы Восточной Тувы обнаруживают сравнительно высокие значения ϵNd до $+3$ в начале и в конце вулканических извержений (около 17 млн лет назад и в последние 2 млн лет), а лавы возрастом около 8 млн лет характеризуются относительно низкими значениями $\epsilon Nd +1,5+2,0$ (рис. 4).

Вариации ϵNd лавах Урикского, Тувинского сегментов и промежуточной зоны указывают в целом на преобладание подлитосферного компонента A в начале и в конце извержений (22-12 млн лет назад и в последние 2 млн лет) и на увеличение роли материала литосферной мантии между этими интервалами с максимумом ее плавления в промежуточной зоне около 8,7 млн лет назад.

Преобладание компонента A в начальный магматический эпизод согласуется с предположением о его поступлении из глубинных частей мантии (возможно, с термального граничного слоя нижней и верхней мантии). В противном случае, компонент A должен характеризовать контаминированную эродированным материалом кратонного литосферного

киля Сибирской платформы однородную в изотопном отношении конвектирующую часть верхней мантии.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Полученные в последние годы новые прецизионные геохронометрические данные свидетельствуют о двустороннем распространении рифтогенеза и магматизма от центральных частей Восточно-Африканской и Байкальской рифтовых систем к их структурным окончаниям. В Восточно-Африканской системе наиболее ранние магматические события ~37 млн лет назад достоверно датированы методом ^{40}Ar - ^{39}Ar в районе Турканской седловины, расположенной между Эфиопским и Восточно-Африканским плато. В результате северо-восточного смещения Африканской плиты первичный питающий плюм оказался под литосферным килем Танзанийского кратона. Поступление плюмового горячего материала привело к частичной термальной эрозии кратонного кия и при его обтекании способствовало последовательному утонению литосферы и рифтогенезу в обрамлении кратона. В Кенийском рифте процессы термального утонения литосферы начались около 23 млн лет назад, а в Западном – около 19 млн лет назад. На Юге Сибири палеогеновая плюмоподобная термальная аномалия первоначально находилась под южным краем Сибирской платформы и способствовала начальному рифтогенезу в районе Селенгинской седловины, отделяющей Саяно-Хамардабанское поднятие от Станового. Вследствие позднекайнозойского восточного смещения Евразийской плиты она обусловила термальную эрозию литосферы Саяно-Хамардабанского поднятия.

В Эфиопском рифте, рассекавшем центральную часть Эфиопского плато, импульс мощнейшего магматизма имел место ~30 млн лет назад. В составе вулканических продуктов важная роль принадлежала плюмовому материалу из недегазированной нижней мантии. Тем не менее, спусковым механизмом для магматического импульса могла послужить коллизия Африки и Евразии. Коллизионные процессы контролировали магматизм и заложение рифтовых впадин Альберт и Усангу Западного рифта 19-17 млн лет назад. Внутриплитные деформационные процессы Центральной Азии испытывали более существенное влияние Индо-Азиатской коллизии. Подобно северной части Восточной Африки, локальные подлитосферные термальные плюмоподобные аномалии под этой территорией могли активизироваться под действием внешних усилий. Сходство во временном изменении магматизма Восточной Африки и Центральной Азии предполагает существование глобального тектонического контроля активизации плюмоподобных термальных аномалий и рифтовых процессов на континентах.

Выявлены отличия изотопных характеристик компонентов подлитосферного конвектирующего материала плюмоподобных термальных

аномалий Эфиопского, Восточно-Африканского и Саяно-Хамардабанского поднятий. Они могут быть обусловлены конвективным перемешиванием плюмового материала с эродированным литосферным материалом, но, возможно, связаны с поступлением плюмового материала от различных термальных граничных слоев – с границы ядро-мантия под Эфиопским поднятием и с границы нижней-верхней мантии – под Саяно-Хамардабанским.

Работа проводится в рамках научной школы 00-15-98574 Кайнозойский континентальный рифтогенез», а также при финансовой поддержке РФФИ (гранты №№ 01-05-65005, 01-05-97245) и по проекту ИГ СО РАН № 27.

ЛИТЕРАТУРА

1. **Иванов А.В., Рассказов С.В., Бовен А. и др.** Позднекайнозойский щелочно-ультраосновной и щелочно-базальтовый магматизм провинции Рунгве, Танзания // Петрология, 1998, т. 6, № 3, с. 228-250.
2. **Логачев Н.А.** Вулканогенные и осадочные формации рифтовых зон Восточной Африки. М.: Наука, 1977. 183 с.
3. **Логачев Н.А.** Об историческом ядре Байкальской рифтовой зоны // Доклады АН, 2001, т. 376, № 4, с. 510-513.
4. **Рассказов С.В.** Вулканизм горячего пятна и структура западной части Байкальской рифтовой системы // Геология и геофизика, 1991, № 9, с. 72-81.
5. **Рассказов С.В.** Магматизм Байкальской рифтовой системы. Новосибирск: ВО "Наука". Сибирская издательская фирма, 1993. 288 с.
6. **Рассказов С.В.** Сопоставление вулканизма и новейших структур горячих пятен Йеллоустоуна и Восточного Саяна // Геология и геофизика, 1994, т. 35, № 10, с. 67-75.
7. **Рассказов С.В.** Компоненты мантии и коры в позднекайнозойских вулканитах Байкальской рифтовой системы и геодинамика // Науки о Земле на пороге XXI века: новые идеи, подходы, решения. Тезисы. Изд-во "Научный мир", М., 1997, с. 154.
8. **Рассказов С.В., Логачев Н.А., Брандт И.С., Брандт С.Б., Иванов А.В.** Геохронология и геодинамика позднего кайнозоя (Южная Сибирь – Южная и Восточная Азия). Новосибирск: ВО Наука. Сибирское отделение, 2000. 288 с.
9. **Рассказов С.В., Логачев Н.А., Иванов А.В. и др.** Магматический эпизод 19-17 млн лет назад в Западном рифте Восточной Африки и его геодинамическое значение // Доклады АН, 2001 (в печати).
10. **Рогожина В.А., Кожевников В.М.** Область аномальной мантии под Байкальским рифтом. Новосибирск: Наука, 1979. 104 с.
11. **Ярмлюк В.В., Иванов В.Г., Коваленко В.И., Самойлов В.С.** Динамика формирования и магматизм позднемезозойско-кайнозойской Южно-Хангайской горячей точки мантии (Монголия). // Геотектоника, 1994, № 5, с. 28-45.
12. **Allègre C.J., Staudacher N.** Rare gases systematics and mantle structure // Mineralogical Magazine, 1994, v. 58A, p. 14.
13. **Anderson D.L.** Lithosphere, asthenosphere, and perisphere // Reviews of Geophysics, 1995, v. 33, N 1, p. 125-149.
14. **Baker J.A., Snee L., Menzies M.** A brief Oligocene period of flood volcanism in Yemen: implications for duration and rate of continental flood volcanism at the Afro-Arabian triple junction // Earth Planet. Sci. Letters, 1996, v. 138, p. 39-55.
15. **Chen C. -Y., Frey F.A.** Origin of Hawaiian tholeiite and alkalic basalt // Nature, 1983, v. 302, N 5911, p. 785-789.

16. **Duncan R.A., Petersen N., Hargraves R.B.** Mantle plumes, movement of European plate and polar wandering // *Nature*, 1972, v. 239, p. 82-86.
17. **Ebinger C.J., Bechtel T.D., Forsyth D.W., Bowin C.O.** Chronology of volcanism and rift basin propagation: Rungwe volcanic province, East Africa // *Journ. Geophys. Res.*, 1989, v. 94, N B3, p. 2883-2901.
18. **Ebinger C.J., Deino A.L., Drake R.E., Tesha A.L.** Chronology of volcanism and rift basin propagation: Rungwe volcanic province, East Africa // *Journ. Geophys. Res.*, 1989, v. 94, N B11, p. 15785- 15803.
19. **Ebinger C.J., Sleep N.H.** Cenozoic magmatism throughout east Africa resulting from impact of a single plume // *Nature*, 1998, v. 395, p. 788-791.
20. **Ebinger C.J., Yemane T., Woldegabriel G. et al.** Late Eocene-Recent volcanism and faulting in the southern main Ethiopian rift // *Journ. Geol. Soc. London*, 1993, v. 150, p. 99-108.
21. **Franz G., Pudlo D., Urlacher G., Haussmann U., Boven A., Wemmer K.** The Darfur dome, western Sudan: the product of a subcontinental mantle plume // *Geol. Rundsch.*, 1994, v. 83, p. 614-623.
22. **Hanan B.B., Graham D.W.** Lead and helium isotope evidence from oceanic basalts for a common deep source of mantle plumes. *Science*, 1996, v. 272, p. 991-995.
23. **Hauri E.H., Whitehead J.A., Hart S.R.** Fluid dynamic and geochemical aspects of entrainment in mantle plumes // *J. Geophys. Res.*, 1994, v. 99, p. 24,275-24300.
24. **Hay D.E., Wendlandt R.F., Keller G.R.** Origin of Kenia Rift plateau-type flood phonolites: integrated petrologic and geophysical constraints on the evolution of the crust and upper mantle beneath the Kenya Rift // *Journ. Geophys. Res.*, 1995, v. 100, N B7, p. 10,549-10,557.
25. **Hill R.I.** Starting plumes and continental break-up // *Earth Planet. Sci. Letters*, 1991, v. 104, N 2/4, p. 398-416.
26. **Hofman C., Courtillot V., Feraud G. et al.** Timing of the Ethiopian flood basalt event and implications for plume birth and global change // *Nature*, 1997, v. 389, p. 838-841.
27. **Ivanov A.V., Rasskazov S.V., Boven A., Punzalan L., Brandt I.S., Brandt S.B., Fernandez-Alonso M.** Timing of Late Cenozoic volcanic activity and rift basin formations in the Rungwe province of Tanzania substantiated by K-Ar and ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating // *Rifting in intracontinental setting: Baikal Rift System and other Continental Rifts*, Irkutsk, 1999. p. 75-79.
28. **Lithgow-Bertelloni C., Richards M.A.** The dynamics of Cenozoic and Mesozoic plate motions // *Reviews of Geophysics*, 1998, v. 36, N 1. p. 27-78.
29. **Menzies M.A.** (ed.) *Continental mantle* / Clarendon Press, Oxford, 1990. 177 p.
30. **Menzies M., Gallagher K., Yelland A., Hurford A.J.** Volcanic and nonvolcanic rifted margins of the Red Sea and Gulf of Aden: Crustal cooling and margin evolution in Yemen // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1997, v. 61, N 12, p. 2511-2527.
31. **O'Connor J.M., Stoffers P., van den Bogaard P., McWilliams M.** First seamount age evidence for significantly slower African plate motion since 19 to 30 Ma // *Earth Planet. Sci. Letters*, 1999, v. 171, N 4, p. 575-589.
32. **Omar G.I., Steckler M.S.** Fission track evidence of the initial rifting of the Red Sea: two pulses, no propagation // *Science*, 1995, v.270, p. 1341-1344.
33. **Pierce K.L., Morgan L.A.** The track of the Yellowstone hotspot: volcanism, faulting and uplift // *U.S. Geol. Surv., Open-File Report*. 90-415, 1991. 68 p.
34. **Pilger R.H.** The origin of hotspot traces: evidence from eastern Australia // *J. Geophys. Res.*, 1982, v. 87, N B3, p. 1825-1834.
35. **Rasskazov S.V.** Magmatism related to the East Siberia rift system and the geodynamics // *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf. Aquitaine*, 1994, v. 18, N 2, p. 437-452.

36. **Rasskazov S.V., Bowring S.A., Harris N., Brandt I.S., Brandt S.B., Ivanov A.V., Lhur J.F., Coleman D., Housh T.** Lithospheric domains in East Sayan: Pb, Sr, and Nd isotope constraints on sources of the Late Cenozoic magmatism in the northern segment of the Riphean Tuva-Mongolian massif // Rifting in intracontinental setting: Baikal Rift System and other Continental Rifts, Irkutsk, 1999, p. 163-166.
37. **Rasskazov S.V., Maslovskaya M.N., Saranina E.V. et al.** Strontium isotope study of Late Cenozoic evolved volcanic rocks from the Rungwe province, Tanzania: Isochron ages of 16.1 and 463 Myr for phonolite eruptions and mantle-crust differentiation event // Rifting in intracontinental setting: Baikal Rift System and other Continental Rifts, Irkutsk, 1999, p. 170-172.
38. **Ritsema J., van Heijst H.** New seismic model of the upper mantle beneath Africa // *Geology*, 2000, v. 28, N 1, p. 63-66.
39. **Rogers N., Macdonald R., Fitton J.G. et al.** Two mantle plumes beneath the East African rift system: Sr, Nd and Pb isotope evidence from Kenia Rift basalts // *Earth Planetary Sci. Letters*, 2000, v. 176, p. 387-400.
40. **Shilling J-G., Kingsley R.H., Hanan B.B., McCully B.L.** Nd-Sr-Pb isotopic variations along the Gulf of Aden: evidence for Afar mantle plume – continental lithosphere interaction // *Journ. Geophys. Res.*, 1992, v. 97, N B7, p. 10,927-10,966.
41. **Tiessen R., Burk K., Kidd W.S.C.** African hotspots and their relation to the underlying mantle // *Geology*, 1979, v. 7, N 1, p. 263-266.
42. **Wilson J.T.** Currents in the mantle and the geology of continents // *Tectonophysics*, 1991, v. 187, N 1-3, p. 61-67.
43. **Windley B.F., Allen M.B.** Mongolian plateau: evidence for a Late Cenozoic mantle plume under Central Asia // *Geology*, 1993, v. 21, p. 295-298.
44. **Wörner G., Zindler A., Staudigel H., Schmincke H.-U.** Sr, Nd and Pb isotope geochemistry of Tertiary and Quaternary alkaline volcanics from West Germany // *Earth Planet. Sci. Letters*, 1986, v. 79, p. 107-119.

Лампроиты: обзор данных по магматическим включениям в минералах

Шарыгин В.В.

*Институт минералогии и петрографии СО РАН, Новосибирск
sharygin@uiggm.nsc.ru*

В этой статье рассмотрены и обсуждены данные по магматическим включениям в минералах из разных петрографических типов лампроитов мира. Согласно термометрическим и криометрическим данным по флюидным и расплавленным включениям, оливиновые лампроиты начинали кристаллизоваться при $T \gg 1100^\circ\text{C}$ и $P=4-6$ кбар с образования фенокристов оливина. В лейцитовых и санидиновых лампроитах фенокристы появлялись при $T > 1200^\circ\text{C}$, а минералы основной массы - при $T=950-1100^\circ\text{C}$. Изучение состава стекол включений в минералах показало, что для оливиновых и лейцитовых лампроитов различных проявлений мира (Зап.Кимберли, Лейцит Хиллс и др.) характерен единый тренд. Эволюция исходного расплава в процессе их кристаллизации имела агпайтовый характер и была направлена в сторону постепенного обеднения Al_2O_3 , CaO , MgO , P_2O_5 и обогащения SiO_2 , FeO_T , BaO , TiO_2 , ZrO_2 , щелочами. Все это приводило к образованию калиевых силикатов, недосыщенных Al или несодержащих Al, и K-Ba-титанатов на поздних стадиях кристаллизации пород. Согласно криометрическим, микронзондовым и Раман-спектроскопическим исследованиям летучие компоненты такие как F, Cl, S, CO_2 , N_2 , и H_2O играли значительную роль в эволюции первичных лампроитовых магм. В некоторых случаях сульфидный расплав мог отделяться от силикатного расплава на ранней стадии эволюции лампроитовой магмы. Кроме того, карбонатный расплав и водно-солевой флюид (или расплав) могли отделяться от силикатной жидкости на поздних стадиях кристаллизации лампроитов. Лампроитовые породы с некоторых проявлений ЮВ Испании (вериты, фортуниты) содержат только стекла включений, которые существенно отличаются по составу от стекол включений из других проявлений лампроитов. Они не являются агпайтовыми и имеют сходство с шошонитами и дацитами.

В целом, эволюция расплава при кристаллизации лампроитовой магмы по своему агпайтовому характеру достаточно сильно отличается от эволюции других калиевых расплавов (в частности, от шошонитов и калиевых базальтов). Эволюция расплава при кристаллизации этих калиевых пород имела ярко выраженный миаскитовый тренд и была направлена в сторону постепенного обогащения SiO_2 , Al_2O_3 , щелочами и обеднения FeO_T , MgO , CaO , TiO_2 и P_2O_5 . Расплавные включения в минералах лампроитов обычно содержат дочерние фазы. В целом, большинство этих фаз по составу близко минералам матрикса пород, тогда как кальсилит имеет очень необычный состав. Этот минерал из лампроитов обеднен Al_2O_3 и обогащен MgO (до 4.2 мас.%), Fe_2O_3 (до 8 мас.%) и SiO_2 (до 43.4 мас.%), и является магнезиоферрикальсилитом. В статье также рассматриваются химизм сульфидных включений и условия появления алюмошпинели в лампроитах.

ВВЕДЕНИЕ

Термобарогеохимические исследования разнообразных изверженных пород дают информацию о физико-химических условиях кристаллизации пород в каждом конкретном случае [27, 41]. Особенно это очень важно для таких уникальных пород как лампроиты. Происхождение этих ультракалиевых пород привлекает внимание многих ученых из-за своей алмазоносности и экзотической минералогии и геохимии.

Магматические включения в минералах лампроитов могут быть подразделены на расплавные, флюидные, сульфидные и кристаллические, включая их комбинации. Они были изучены в лампроитах таких известных проявлений как провинция Западный Кимберли (Западная Австралия), Лейцит Хиллс (Вайоминг, США), Смоки Бьютт (Монтана, США), Прери Крик (Арканзас, США) и провинция Мурсия-Алмерия (ЮВ Испания). В целом, эта статья представляет собой краткий обзор данных по магматическим включениям в минералах лампроитов, полученных автором и другими исследователями в течение последних 15 лет [5, 20, 22, 28-32, 34-36, 38-40, 42-46].

АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Различные аналитические методы были использованы автором для изучения магматических включений. Для изучения включений под оптическим микроскопом в проходящем и отраженном свете использовались полированные с двух сторон пластинки пород толщиной 50-100 микрон. Сканирующий микроскоп JEOL JSM-35 и электронный микронзонд САМЕВАХ (ОИГГМ СО РАН, Новосибирск) применялись для идентификации фаз в магматических включениях. Высокотемпературная (<1600°C) термокамера с силитовым нагревателем [21] и термокамера, разработанная в ГЕОХИ РАН, использовались для микротермометрических исследований. Эти термокамеры были откалиброваны по точкам плавления таких соединений как Ag, Cu, Au, Mn, Si и K₂Cr₂O₇. Точность определения температуры составляла 10-15°C.

Химический состав кристаллических фаз и стекол расплавных включений определялся с помощью микронзонда САМЕВАХ (ОИГГМ СО РАН, Новосибирск). В качестве стандартов использовались диопсид (Ca, Mg, Si), ортоклаз (K, Al), альбит (Na), TiO₂, алмадин (Fe), спессартин (Mn), циркон (Zr), F- и Cl-содержащие апатиты (P, F, Cl), Sr и Ba синтетические стекла, CaSO₄ (S). Параметры съемки: время -10 секунд, ускоряющее напряжение - 20 кВ, ток - 20-40 нА. Из-за малых размеров включений при микронзондовом анализе рентгеновский пучок был сфокусирован до 2-3 μm. Следует отметить, что при анализе стекол включений имеют место некоторые погрешности в определении щелочей, Si, и Al. K и Na могут

выгорать в процессе анализа стекол, что приводит к некоторому завышению концентраций Si и Al (особенно, для миаскитовых составов). В некоторых случаях (когда включения имеют большие размеры) удается минимизировать потерю щелочей за счет расфокусировки пучка. Раскристаллизованные включения расплава специально подготавливались для микрозондового анализа. Сначала они на термокамере прогревались до температур, близких к температурам гомогенизации, а затем быстро закаливались. Для изучения состава флюида во флюидных включениях и в газовых пузырях расплавных включений использовался рамановский спектрометр RAMANOR U-1000 фирмы JOBIN YVON (ОИГГМ СО РАН, Новосибирск).

ОПИСАНИЕ МАГМАТИЧЕСКИХ ВКЛЮЧЕНИЙ В МИНЕРАЛАХ

Провинция Западный Кимберли, Западная Австралия

Оливиновые лампроиты, трубки Эллендейл-7, -9, -11

Магматические включения были идентифицированы только в оливине-2 и в узкой (около 100 μm) краевой зоне оливина-1. Иногда в оливине-1 они образуют цельный каркас, соединяющийся с основной массой. Одиночные расплавные и флюидные включения встречаются редко. Их размеры варьируют от 5 до 20 μm , иногда до 50 μm . Фазовый состав индивидуальных включений расплава – стекло + высокоплотный флюид + дочерние/ксеногенные фазы, представленные флогопитом, ортопироксеном, кальсилитом и другими минералами (Рис. 1). Поликристаллические включения, состоящие из хромита и ортопироксена или их комбинации с некоторым количеством стекла или флюида, также иногда присутствуют. Все отмеченные типы включений (расплавные, флюидные, комбинированные) рассматриваются как первичные по происхождению [5, 42, 43]. Однако, некоторые из них возможно являются вторичными [32]. Подобные включения расплава были выявлены в оливине-2 оливинового лампроита Прери Крик [45].

Расплавные (стекло + низкоплотный флюид) и флюидные включения, имеющие явные признаки вторичности, также присутствуют в оливине лампроитов трубки Эллендейл-11. В основном, они приурочены к залеченным микротрещинкам в периферийных зонах оливина-хозяина.

Флогопит-лейцитовые лампроиты, жерло 81 мили (трубка Эллендейл-5)

Первичные включения расплава были обнаружены в микрофенокристах флогопита и апатита. Их фазовый состав – стекло + газ. Иногда диопсид присутствует как дочерняя фаза во включениях во флогопите. Размеры

варьируют от 1 до 20 μm . Расплавные, флюидно-расплавные и флюидные включения иногда сосуществуют в апатите [32].

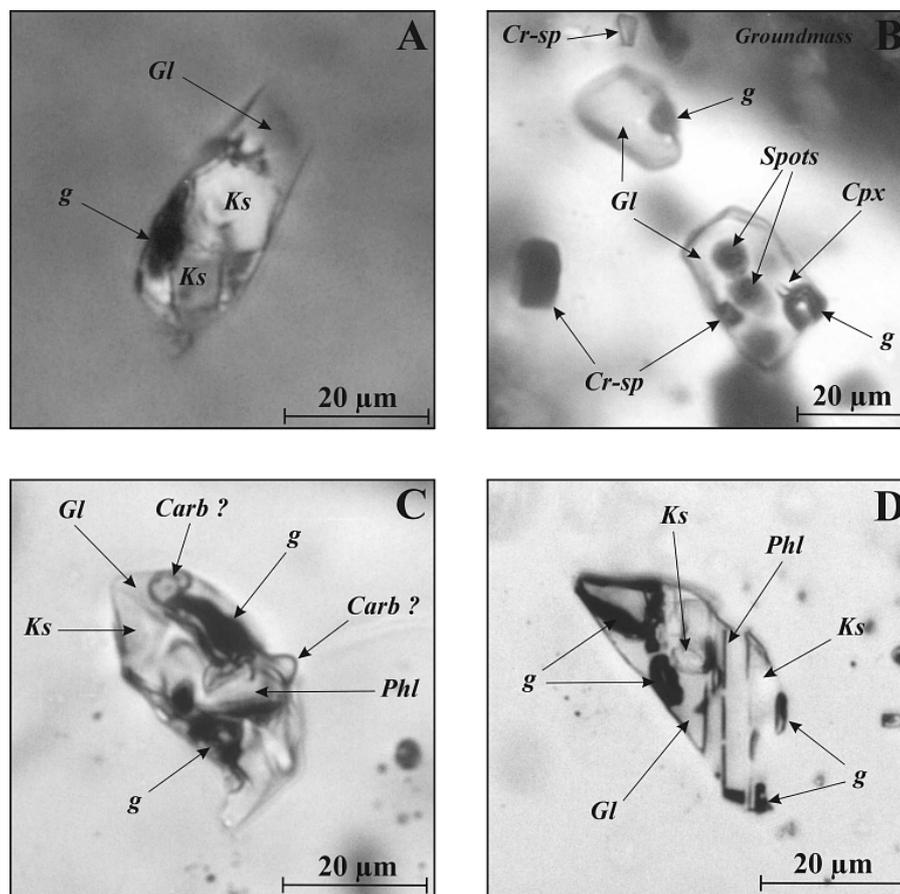


Рис. 1. Фотографии включений силикатного расплава в минералах оливиновых лампроитов поля Эллендейл (Зап.Кимберли, Зап.Австралия).

A – в оливине-1 трубки Э-11, поляризованный свет; **B** – в оливине-2 трубки Э-11, проходящий свет; **C** – в оливине-1 трубки Э-9, проходящий свет; **D** – в оливине-2 трубки Э-9 проходящий свет. Расположение и описание трубок смотри работы [17, 24].

Условные обозначения: **Gl** – стекло, **g** – газовый пузырь, **Ks** – Mg-Fe-кальсилит, **Phl** – флогопит, **Carb ?** – карбонат, **Arm** – армалколит, **Cpx** – клинопироксен, **Ap** – апатит, **Prd** – прайдерит, **Sulf** – сульфиды, **Ilm ?** – ильменит (псевдобрукит), **Lc** – лейцит, **Cr-sp** – Cr-шпинель, **Spots** – точки после микрозондового пучка.

Флогопит-диопсид-лейцитовые лампроиты, массив Волжиди Хилл

Первичные и вторичные расплавные включения (2-20 μm) были выявлены только в микрофенокристах диопсида. Первичные включения главным образом содержат девитрифицированное стекло и газ. Флогопит является обычной дочерней фазой, тогда как другие минералы встречаются очень редко. Вторичные включения состоят из стекла и газа и образуют трассирующие цепочки в минерале-хозяине [39].

Среди других лейцитовых лампроитов провинции Западный Кимберли включения расплава были изучены в минералах оливин-лейцитового лампро-

ита Маунт Седрик и оливин-лейцитового гиалоламприта Оскар Плаг [22, 43].

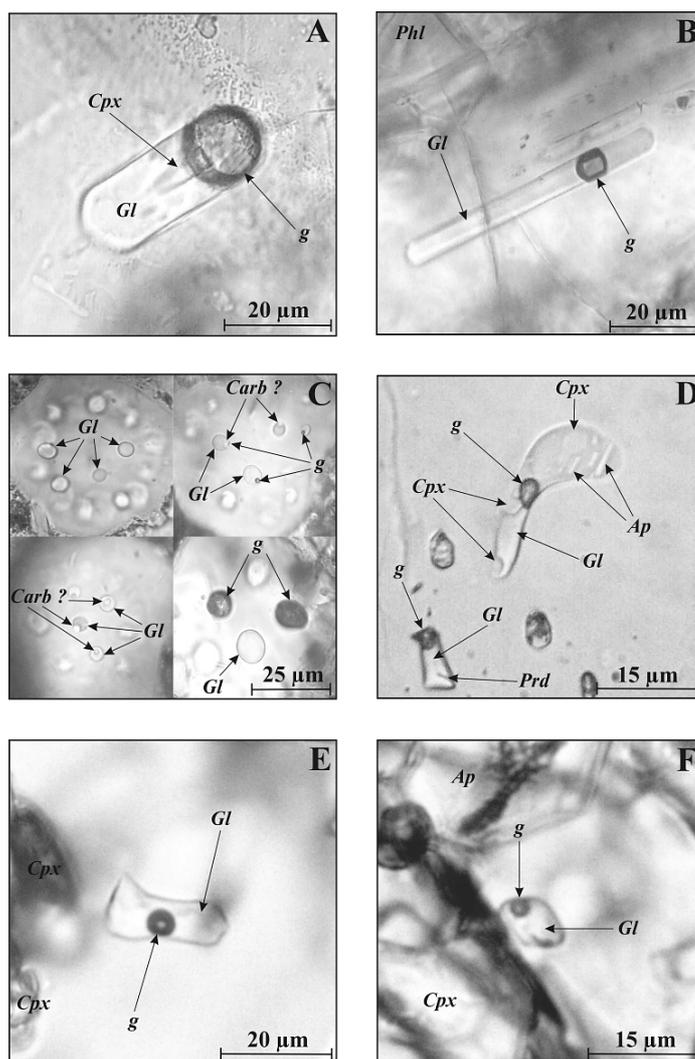


Рис. 2. Фотографии включений силикатного расплава в минералах лампритоов Лейцит Хиллс (Вайоминг, США).

A – во флогопите вайомингита, Steamboat Mountain, образец LH14-11, проходящий свет; **B** – в апатите вайомингита, Steamboat Mountain, образец LH14-11, проходящий свет; **C** – различные типы включений в лейците вайомингита, Spring Butte, образец LH15-2, проходящий свет; **D** – во внешней зоне оливина-1 оливинового орендита, North Table Mountain, образец LH10-2, проходящий свет; **E** – в санидине оливинового орендита, North Table Mountain, образец LH10-2, проходящий свет; **F** – в К-рихтерите оливинового орендита, North Table Mountain, образец LH10-2, проходящий свет.

Расположение тел лампритоов в вулканическом ареале Лейцит Хиллс смотри работу [24].

Лейцит Хиллс, Вайоминг, США

Вайомингит (флогопит-дионсид-лейцитовый ламприто)

Первичные расплавные и флюидные включения были обнаружены в фенокристаллах и микрофенокристаллах главных породообразующих минералов

вайомингитов из разных тел (Emmons Mesa, Steamboat Mountain, Spring Butte, Zirkel Mesa): флогопит, диопсид, апатит и лейцит [22, 34, 36, 43]. Размеры включений варьируют от 1-5 до 50-70 μm . Фазовый состав включений расплава: стекло \pm газ, стекло + газ \pm дочерние/ксеногенные кристаллы (Рис. 2). Дочерние фазы во включениях расплава представлены минералами, которые присутствуют в матриксе породы. Наиболее раскристаллизованные включения расплава во вкрапленниках флогопита содержат Cr-оливин, барит, апатит и кальсилит в качестве дочерних/ксеногенных фаз [34, 36]. Сосуществующие расплавные и флюидные включения наиболее типичны для фенокристов флогопита и микрофенокристов лейцита, где они обычно декорируют зоны роста минерала-хозяина. Двухфазовые (зеленоватое стекло + газ) включения редко встречаются в лейците. Расплавные включения, в которых газовый пузырь частично или полностью заполнен карбонатом (или баритом), наиболее обычны (Рис. 2С). Присутствие карбоната/барита в газовом пузыре также характерно для расплавных и флюидно-расплавных включений во флогопите и апатите. *Митчелл* обнаружил халькопирит и барит как дочерние фазы включений в лейците вайомингитов Zirkel Mesa [22].

Оливиновый орендит (флогопит-оливин-санидин-лейцитовый лампроит)

Первичные расплавные включения были выявлены в периферийных зонах пойкилитовых кристаллов санидина и К-рихтерита в породах North Table Mountain (Рис. 2E-F). Их фазовый состав – зеленоватое стекло + газ, размеры - 5-15 μm . Сосуществующие флюидные и расплавные включения были также обнаружены в фенокристах (ксенокристах ?) оливина. Они образуют трассирующие цепочки во внешних зонах оливина. Фазовый состав расплавных включений – стекло + газ \pm дочерние кристаллы, представленные диопсидом, апатитом, прайдеритом (Рис. 2D). Центральные зоны оливина иногда содержат хромшпинель и сульфидные глобулы (моносульфидный твердый раствор + халькопирит) [38].

Смоки Бьютт, Монтана, США

Были изучены две главные разновидности пород этого проявления: оливин-армалколит-флогопит-лейцитовый гиалолампроит и армалколит-флогопит-диопсид-санидиновый лампроит [35, 38, 40].

Стекловатые лампроиты

Первичные включения расплава были выявлены главным образом в оливине-2 ($Mg\# - 0.88-0.85$, NiO - 0.2-0.4 мас.%, мелкие зерна) и во внешних зонах оливина-1 ($Mg\# - 0.92-0.89$, NiO - 0.5-0.8 мас.%, размер -1-5 мм).

Размеры включений варьируют от 10 до 50 μm . Фазовый состав – стекло + газ + дочерние кристаллы. Армалколит и апатит являются наиболее типичными кристаллическими фазами, тогда как диопсид и прайдерит встречаются значительно реже (Рис. 3А). В некоторых включениях расплава в оливине газовый пузырь полностью заполнен кальцитом. Помимо расплавных включений, в оливине-1 иногда присутствуют одиночные кристаллиты хромшпинели и сульфидные глобулы (Ni-сульфиды + халькопирит) [35, 38].

Микрофенокристы анальцима также содержат расплавные включения. Этот минерал не является первично-магматическим и в породах Смоки Бьютт образует псевдоморфозы по лейциту [14]. Свежий лейцит сохранился только в виде кристаллических включений в клинопироксене. Таким образом, расплавные включения в анальциме являются унаследованными от лейцита. Они располагаются по зонам роста и подобны включениям в лейците из пород Лейцит Хиллс и Оскар Плаг [22, 44]. Включения расплава в анальциме Смоки Бьютт главным образом являются монофазными (зеленое или желто-коричневое стекло) и лишь иногда содержат армалколит и диопсид в качестве ксеногенных фаз (Рис. 3С).

Санидин-содержащие лампроиты

Вотт включения силикатного расплава были обнаружены в диопсиде и апатите основной массы, а также в периферийных зонах фенокристов флогопита (Рис. 3В, D). Они являются первичными по происхождению, их фазовый состав – стекло + газ, размеры - 10-20 μm . Кристаллические фазы в них встречаются редко и представлены в основном санидином. Для зерен диопсида и флогопита характерно также присутствие одиночных кристаллитов апатита, армалколита и лейцита.

Провинция Мурсия-Алмерия, ЮВ Испания

Расплавные включения были обнаружены в минералах лампроитов из нескольких проявлений ЮВ Испании (вериты, фортуниты, хумиллиты, канкалиты, оливин-содержащие лампроиты Puebla de Mula) [5, 30, 34, 45, 52].

Лампроиты Хумиллы и Канкарикс

В хумиллитах первичные включения силикатного расплава были обнаружены в оливине-1,-2, апатите и клинопироксене [30, 34, 52]. Их фазовый состав – стекло + газ + дочерние/ксеногенные кристаллы, представленные оливином, лейцитом, хромшпинелью, санидином, ильменитом (псевдобрукитом?) и апатитом (Рис. 4А-В). Одиночные кристаллиты хромшпинели иногда ассоциируют с включениями расплава в оливине и клинопироксене [30].

В канкалитах расплавные включения были выявлены в основных

породообразующих минералах (оливин, флогопит, санидин, клинопироксен,

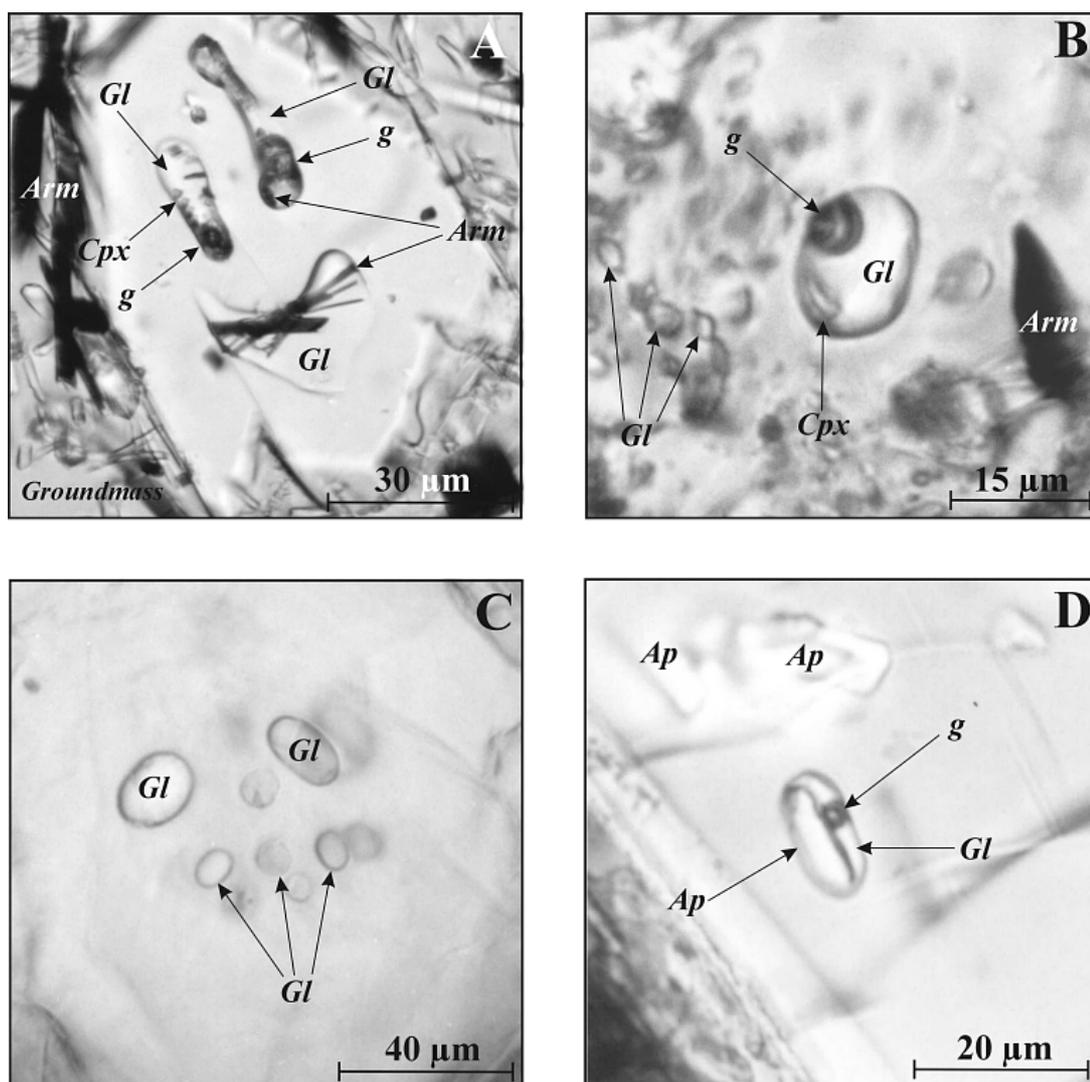


Рис. 3. Фотографии включений силикатного расплава в минералах лампроитов Смоки Бьютт (Монтана, США).

A – в оливине-2 гиалолампроита, образец SB-55, проходящий свет; **B** – во внешней зоне флогопита санидинового лампроита, образец SB-65, проходящий свет; **C** – унаследованные включения в анальциме гиалолампроита, образец SB-47, проходящий свет; **D** – в клинопироксене санидинового лампроита, образец SB-60, проходящий свет. Расположение и описание образцов смотри работы [24, 25, 40].

апатит, К-рихтерит и псевдобрукит) [30]. Их фазовый состав стекло + газ ± дочерние/ксеногенные кристаллы (Рис. 4.С-D). Размеры – до 50-70 μm. Флогопит, диопсид, санидин и другие минералы, типичные для основной массы породы, встречаются в виде кристаллических фаз в расплавных включениях. Такие экзотические минералы как делиит и бритолит были обнаружены во включениях в санидине из пород Канкарикса [30]. Эти минералы также встречаются в основной массе канкалитов как фазы,

кристаллизующиеся на поздних стадиях [7].

Лампроиты Веры, Фортуны и Пуэбла де Мула

Расплавные включения были обнаружены в основном в фенокристах оливина, ортопироксена и флогопита этих пород [5, 34, 46]. Другие минералы этих пород очень редко содержат включения расплава. Магматический кальцит, содержащий расплавные включения, был отмечен в веритах [46]. Фазовый состав расплавных включений – стекло ± газ или стекло + газ ± дочерние/ксеногенные кристаллы (Рис. 5). Дочерние фазы в расплавных включениях представлены в основном минералами, характерными для матрикса пород. В оливинах Веры и Пуэбла де Мула расплавные включения обычно ассоциируют с кристаллитами хромшпинели (Рис. 5 С-Е). Включения расплава в ортопироксене и флогопите фортунитов иногда содержат обособления Ni-сульфидов, либо ассоциируют с сульфидными глобулами (Рис. 5А). Кроме этого алюмошпинель встречается в виде одиночных кристаллитов во флогопите фортунитов. Такие кристаллиты алюмошпинели иногда содержат включения расплава (стекло + газ). Газовые пузырьки в некоторых включениях в минералах фортунитов и веритов могут быть гетерогенными при комнатных температурах и содержать жидкую фазу воды или углекислоты [5, 46].

ТЕРМОМЕТРИЯ ВКЛЮЧЕНИЙ

В Таблице 1 представлены данные по температурам гомогенизации расплавных включений в минералах лампроитов. Первичные включения в оливине-2 оливиновых лампроитов поля Эллендейл гомогенизируются 950-1100°C [5, 32, 39, 42-43]. Температуры гомогенизации первичных (?) расплавных включений в фенокристах оливина из оливиновых лампроитов Прери Крик составляют 1050-1100°C [45]. Первичные включения в минералах лейцитовых лампроитов Западной Австралии и Лейцит Хиллс гомогенизируются при 1130-1250°C [31, 34, 36]. Гомогенизация расплавных включений в лампроитах Смоки Бьютт и ЮВ Испании происходит в широком интервале: при 1200-1350 - в ранних минералах и при 800-1150 - в поздних минералах [30, 34, 40, 46]. Некоторые включения в оливине-1 оливиновых лампроитов тр. Э-11 [5] и во флогопите вайомингитов [36, 44] имеют достаточно высокие температуры гомогенизации, что возможно связано с частичной разгерметизацией в процессе нагревания. Следует

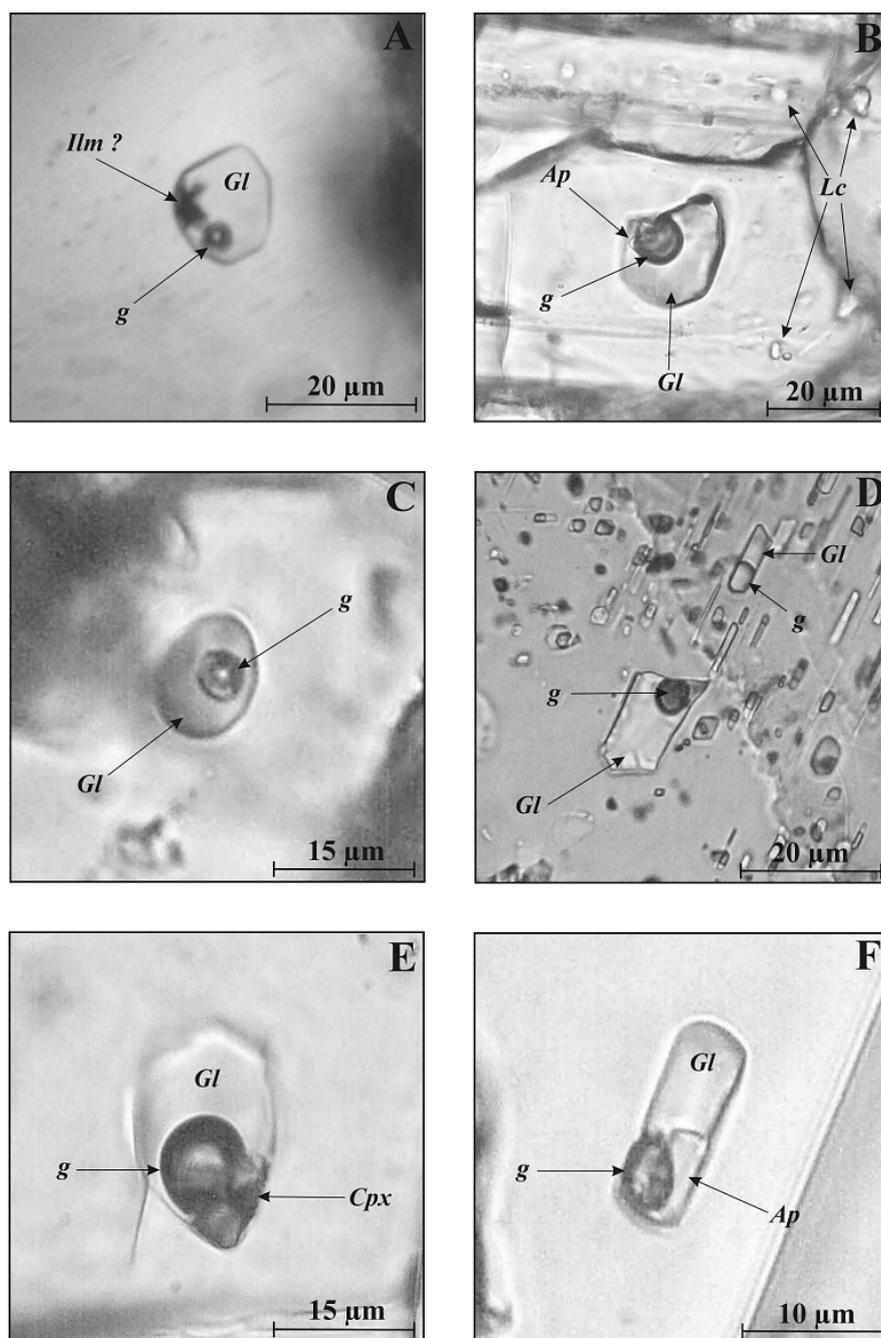


Рис. 4. Фотографии включений силикатного расплава в минералах лампроитов Хумиллы и Канкарикса (ЮВ Испания).

A – в апатите хумиллита, *Jumilla*, образец SP058, проходящий свет; **B** – в центральной зоне клинопироксена хумиллита, *Jumilla*, образец SP469, проходящий свет; **C** – в оливине-2 канкалита, *Sancarix*, образец SP725, проходящий свет; **D** – во внешней зоне флогопита канкалита, *Sancarix*, образец SP725, проходящий свет; **E** – в санидине канкалита, *Sancarix*, образец SP725, проходящий свет; **F** – в К-рихтерите канкалита, *Sancarix*, образец SP725, проходящий свет. Описание образцов смотри работы [24, 30, 49].

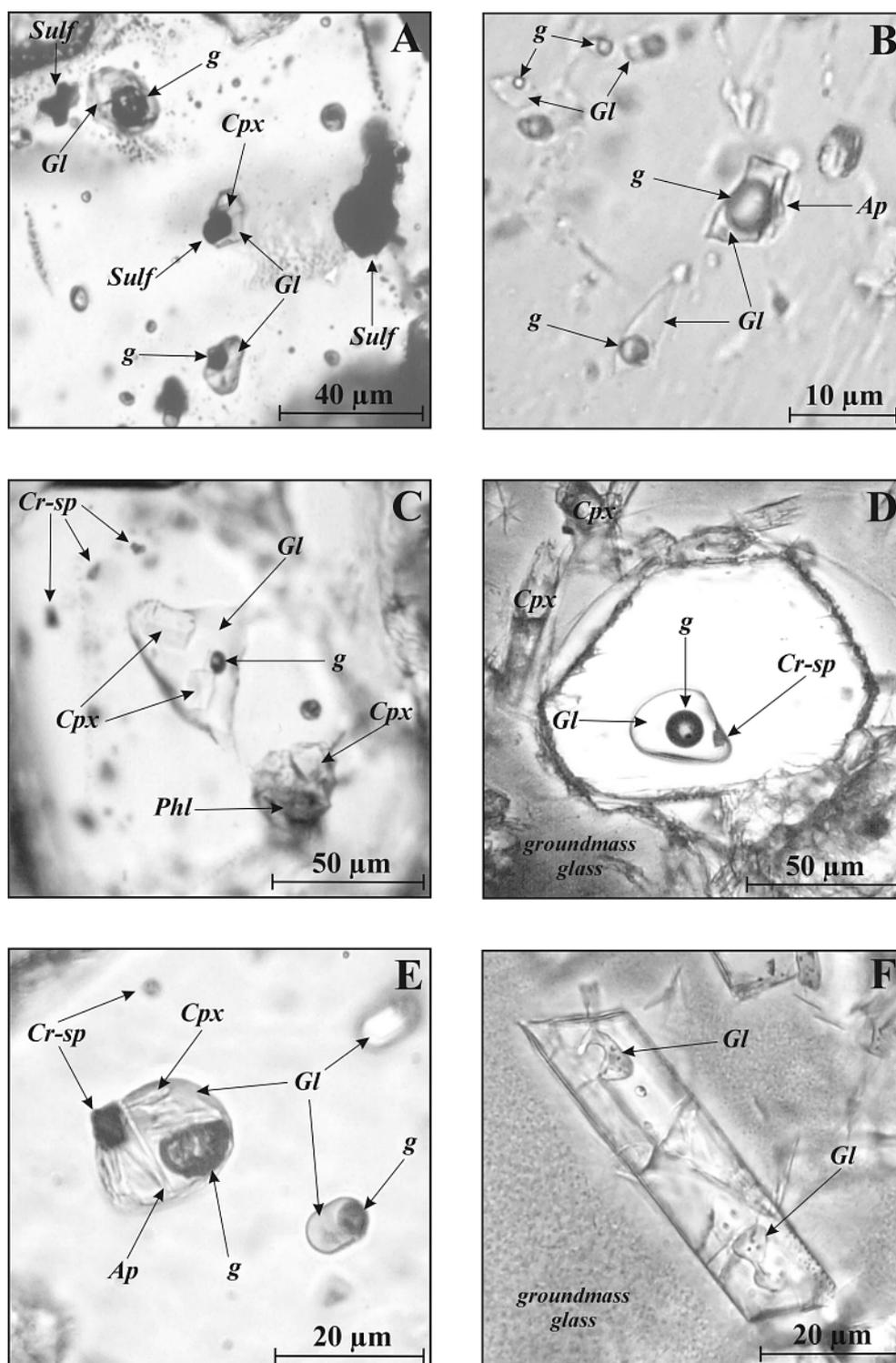


Рис. 5. Фотографии включений силикатного расплава в минералах лампроитов Фортуны, Пуэбла де Мула и Веры (ЮВ Испании).

A – в ортопироксене фортунита, *Fortuna*, образец SP049, проходящий свет; *B* – во флогопите фортунита, *Fortuna*, образец SP049, проходящий свет; *C* – в оливине-2 оливин-санидинового лампроита, *Puebla de Mula*, образец SP081, проходящий свет; *D* – в оливине-2 верита, *Vera*, образец SP516, проходящий свет; *E* – в оливине-2 верита, *Vera*, образец SP516, проходящий свет; *F* – в клинопироксене верита, *Vera*, образец SP516, проходящий свет. Описание образцов смотри работы [24, 49].

Таблица 1. Температуры гомогенизации ($T_{гом}$) включений силикатного расплава в минералах лампроитов.

| Проявление | Порода | Минерал хозяин | Включения расплава | | Литература | |
|---|---|-------------------|--------------------|----------------|------------------|------|
| | | | генезис | $T_{гом}$, °C | | |
| Зап. Кимберли Зап. Австралия | Ol лампроит <i>тр. Э-11</i> | Ol-1 | первичный | 1170-1210 | [5] | |
| | | Ol-2 | первичный | 950-1050 | [32, 42, 43] | |
| | | Ol-2 | вторичный | 950-1010 | [34] | |
| | Ol лампроит, <i>тр. Э-7, -9</i> | Ol-2 | первичный | 995-1100 | [43] | |
| | Phl-Lc лампроит <i>жерло 81 мили (тр. Э-5)</i> | Phl | первичный | 1130-1200 | [32] | |
| | | Ap | первичный | 1170 | | |
| | Lc-Di-Ol лампроит <i>Маунт Седрик</i> | Ol-2 | первичный | 1095-1100 | [43] | |
| | | Di | первичный | 1025-1045 | | |
| Phl-Di-Lc лампроит, <i>тр. Э-26</i> | Ap | первичный | 1070-1090 | [5] | | |
| Phl-Di-Lc лампроит <i>Волжиди Хилл</i> | Di | первичный | 1190-1220 | [39] | | |
| | Di | вторичный | 1140-1150 | | | |
| Прери Крик Арканзас, США | Ol лампроит | Ol-2 | первичный | 1050-1100 | [45] | |
| Лейцит Хиллс Вайоминг США | вайомингит <i>Emmons Mesa</i> | Phl | первичный | 1240-1280 | [36,44] | |
| | | Phl | вторичный | 1040-1100 | | |
| | | Ap | первичный | >1150 | | |
| | | Lc | первичный | 1150-1250 | | |
| | | Di | первичный | 1220-1270 | | |
| | вайомингит <i>Steamboat Mountain</i> | Phl | первичный | 1080-1220 | данные автора | |
| | | Ap | первичный | 1170-1190 | | |
| | | Lc | первичный | 1135-1150 | | |
| | Ol орендит <i>North Table Mountain</i> | Ol-1 | вторичный | 1010-1100 | | |
| | | Phl | первичный | 1190-1220 | | |
| Di | | первичный | 1180-1210 | | | |
| San | | первичный | 990-1050 | | | |
| Смоки Бьютт Монтана США | Ol-Arm-Phl-Lc гиалолоампроит | Ol-2 | первичный | >1250 | | [40] |
| | | Ap | первичный | 1220-1230 | | |
| | Arm-Phl-Di-San лампроит | Phl | первичный | 1085-1210 | | |
| | | Di | первичный | 1160-1205 | | |
| Мурсия-Алмерия ЮВ Испания | верит, <i>Vera</i> | Ol | первичный | >>1200 | [5, 46] | |
| | | Ol-1 | первичный | >1200 | | |
| | хумиллит <i>Jumilla</i> | Ol-2 | первичный | 1200 | [30] | |
| | | Ap | первичный | 1170 | | |
| | | Di | первичный | 1100-1150 | | |
| | | San | первичный | 830-1055 | | |
| | | Ol | первичный | >1200 | | |
| | канкалит <i>Cancarix</i> | Di | первичный | 1170-1195 | | |
| | | Ap | первичный | 1020-1200 | | |
| | | San | первичный | 1070-1200 | | |
| | | Richt | первичный | 990-1150 | | |
| | Ol-Phl-San-Di лампроит <i>Puebla de Mula</i> | Ol | первичный | 1350-1355 | [34] | |
| | | Di | первичный | 1150-1215 | | |
| | фортунит <i>Fortuna</i> | Orx | первичный | 1350-1365 | данные автора | |
| Al-Sp | | первичный | 1210-1240 | | | |
| Phl | | первичный | 1185-1190 | | | |
| Гауссберг Антарктида | гауссбергит | Ol | первичный | >1250 | [29] | |
| | | Di | первичный | 1100-1260 | | |
| | | Lc | первичный | 1150-1280 | | |

отметить, что в некоторых случаях температуру гомогенизации первичных включений можно рассматривать как минимальную температуру захвата включений и как минимальную температуру образования минерала-хозяина.

Криометрические исследования CO_2 включений, сосуществующих с расплавленными включениями в оливине, позволили интерпретировать РТ-условия кристаллизации лампроитов Западной Австралии и Прери Крик. Минимальная оценка РТ-условий для оливиновых лампроитов Зап. Австралии составляет $950\text{-}1100^\circ\text{C}$ и $>5\text{-}6$ кбар [43], для оливиновых лампроитов Прери Крик - $>>1050^\circ\text{C}$ и >4 кбар [45]. Фугитивность кислорода в процессе кристаллизации оливина-2 была близка к буферу FMQ [5, 43].

Криометрические и термометрические исследования выявили также присутствие жидкой H_2O в газовых пузырьках расплавленных включений во флогопите лампроитов поля Эллендейл [9] и в оливине и кальците веритов Испании [7].

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ СТЕКОЛ РАСПЛАВНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ

Следует отметить, что состав стекол первичных включений (исходных, остаточных и искусственно закаленных) можно интерпретировать как состав расплава, остающийся после кристаллизации минерала-хозяина [27], при этом стекла гомогенизированных включений в наиболее ранних минералах более всего близки по химизму к исходной магме [41].

Согласно микрозондовому анализу, стекла включений в фенокристах оливина оливиновых лампроитов тр. Э-11 существенно отличаются по составу от исходной породы по содержанию MgO , TiO_2 , BaO , ZrO_2 , щелочей, и соответствуют оливин-лейцитовым и лейцитовым лампроитам, за исключением концентраций SiO_2 и Na_2O (Таблица 2, Рис. 6). Остаточные стекла в наиболее раскристаллизованных включениях обогащены TiO_2 (до 11.5 мас.%), BaO (до 6 мас.%), ZrO_2 (до 0.75 мас.%) и обеднены Al_2O_3 (до 0.6 мас.%), имея очень высокий индекс агпаитности (31.0). Стекла гомогенизированных расплавленных включений в оливине-2 тр. Э-11 также существенно отличаются от оливинового лампроита более высокими концентрациями TiO_2 , щелочей, F и низкими содержаниями MgO [42]. Подобные характеристики состава включений также типичны для стекол оливиновых лампроитов с других трубок поля Эллендейл и Прери Крик [43, 45]. Однако стекла некоторых негретых включений существенно отличаются от приведенных выше данных. Они характеризуются более высокими содержаниями SiO_2 (до 64 мас.%), Al_2O_3 (7.8 мас.%) и более низкими концентрациями BaO (<1 мас.%), Na_2O (до 1.2 мас.%), FeO (до 3 мас.%) и TiO_2 (<1 мас.%). Возможно, эти стекла отражают состав расплава после кристаллизации прайдерита.

В лейцитовых лампроитах (флогопит-лейцитовый лампроит жерла 81 мили, флогопит-диопсид-лейцитовый лампроит Волжиди Хилл, вайомингит

Таблица 2.

Химический состав (мас. %) пород и стекол включений в минералах лампроитов Западной Австралии (Зап. Австралия).

| Порода Проявление | Мин. хозяйя | Фазовый состав включений | # | SiO ₂ | TiO ₂ | ZrO ₂ | Al ₂ O ₃ | FeO | MnO | MgO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | BaO | SrO | P ₂ O ₅ | F | Cl | SO ₃ | Сумма | Na+K/ Al |
|---|----------------|--|---|------------------|------------------|------------------|--------------------------------|-------|------|-------|------|-------------------|------------------|------|------|-------------------------------|------|------|-----------------|--------|-------------|
| O1 лампроит тр.Э-11 | Ol-1 | порода Gl+g | 1 | 42,50 | 2,39 | 0,09 | 3,50 | 7,77 | 0,12 | 25,70 | 4,77 | 0,53 | 2,21 | 1,36 | 0,11 | 1,35 | 0,45 | 0,01 | 0,03 | 98,92 | 0,94 |
| | Ol-1 | Gl+Phl+g | 1 | 46,45 | 6,07 | - | 4,16 | 9,96 | - | 3,89 | 3,03 | 4,23 | 13,53 | 2,53 | 0,11 | 0,68 | - | - | - | 94,56 | 5,15 |
| | Ol-2 | Gl+Ks+ore+g | 1 | 43,03 | 4,76 | - | 1,30 | 8,81 | - | 9,82 | 3,83 | 2,42 | 15,30 | 3,51 | 0,06 | 1,51 | - | - | - | 94,56 | 15,46 |
| | Ol-2 | Gl+Ks+ore+g | 1 | 43,71 | 10,54 | - | 1,11 | 6,64 | 0,11 | 4,05 | 5,89 | 3,52 | 9,90 | 4,53 | 0,13 | 1,09 | - | - | - | 91,20 | 14,64 |
| | Ol-2 | Gl+Ks+Ar+ore+g | 1 | 43,79 | 11,45 | 0,74 | 0,63 | 8,00 | 0,10 | 4,12 | 4,86 | 4,23 | 11,08 | 5,97 | 0,36 | 0,90 | 1,01 | 0,43 | - | 97,67 | 31,00 |
| | Ol-2 | Gl+Di+g | 2 | 64,31 | 0,54 | 0,03 | 7,83 | 3,05 | - | 5,01 | 3,42 | 1,20 | 12,26 | 0,71 | - | 0,12 | 0,61 | 0,11 | 0,09 | 99,29 | 1,95 |
| | Ol-2 | Gl+Crpx+g | 1 | 46,13 | 6,09 | 0,51 | 4,04 | 10,19 | - | 6,16 | 1,94 | 3,20 | 10,97 | 4,41 | 0,45 | 2,58 | 0,90 | - | - | 97,57 | 4,33 |
| | Ol-2 | Gl+Orpx+Richt+crp+g | 1 | 62,06 | 1,57 | 0,18 | 10,11 | 3,61 | - | 4,12 | 0,24 | 0,18 | 2,61 | 0,50 | 0,18 | 1,45 | 0,02 | - | - | 86,83 | 0,30 |
| Phl-O1 лампр. тр.Э-9 | Ol-2 | Gl+crp+g (T _{ост} =950°C) | 1 | 44,70 | 6,20 | 0,41 | 4,50 | 8,90 | - | 8,00 | 4,21 | 2,41 | 10,50 | 3,25 | 0,43 | 2,13 | 1,43 | - | - | 97,09 | 3,41 |
| | | порода Gl _d (T _{ост} =1045-995°C) | 1 | 40,43 | 3,31 | 0,11 | 4,48 | 8,21 | 0,14 | 21,60 | 5,67 | 0,60 | 4,95 | 3,09 | 0,15 | 1,60 | 0,54 | 0,01 | 0,02 | 99,20 | 1,41 |
| | Ol-2 | | 3 | 44,33 | 5,65 | 0,35 | 5,55 | 7,22 | - | 8,74 | 5,38 | 2,68 | 11,41 | 3,34 | 0,23 | 1,86 | 1,08 | - | - | 97,82 | 3,05 |
| Phl-Lc лампроит жерло 81 милл (тр.Э-5) | Phl | порода Gl+g | 1 | 52,15 | 6,15 | 0,25 | 6,58 | 5,56 | 0,08 | 8,35 | 2,51 | 0,39 | 9,66 | 1,21 | 0,21 | 1,47 | 0,51 | 0,01 | 0,10 | 97,57 | 1,68 |
| | Phl | Gl+crp+g | 1 | 54,03 | 3,25 | - | 5,11 | 5,12 | - | 8,20 | 0,44 | 1,01 | 13,29 | 1,09 | 0,03 | 0,68 | - | - | - | 92,25 | 3,14 |
| | Ar | Gl+g | 3 | 56,02 | 3,53 | - | 4,40 | 4,24 | - | 6,69 | 2,66 | 0,87 | 11,09 | 1,35 | 0,27 | 2,58 | - | - | - | 93,58 | 3,07 |
| | Ar | Gl+crp+g | 5 | 55,95 | 6,83 | - | 3,78 | 5,81 | - | 6,52 | 2,31 | 0,67 | 11,66 | 1,54 | 0,17 | 2,10 | - | - | - | 97,40 | 3,65 |
| | Ar | Gl+crp+g | 1 | 54,45 | 5,05 | - | 3,14 | 11,37 | - | 9,36 | 1,03 | 0,08 | 9,93 | 0,94 | 0,00 | 0,61 | - | - | - | 95,96 | 3,57 |
| Di-O1-Lc лампроит Маунт Седрик | Ol-2 | порода Gl+Phl+g (T _{ост} =1100°C) | 1 | 48,95 | 4,33 | - | 6,89 | 5,85 | 0,10 | 15,12 | 4,50 | 0,75 | 6,41 | - | - | 0,67 | 0,23 | - | - | 97,32 | 1,18 |
| | Di | порода Gl _d (T _{ост} =1045°C) | 1 | 54,37 | 7,01 | 0,24 | 9,08 | 5,44 | - | 6,58 | 2,65 | 0,64 | 8,80 | 1,08 | 0,23 | 1,48 | 0,22 | - | - | 97,82 | 1,16 |
| | Di | | 1 | 52,11 | 9,54 | 0,28 | 3,55 | 7,81 | - | 7,03 | 4,65 | 0,53 | 10,06 | 2,01 | 0,32 | 2,17 | 0,33 | - | - | 100,39 | 3,31 |
| Phl-Di-Lc лампроит Волжиди Хилл | Di | порода Gl _d +g (T _{ост} =1190°C) | 1 | 49,50 | 4,78 | 0,14 | 7,75 | 6,47 | 0,10 | 9,20 | 7,93 | 0,28 | 7,46 | 1,01 | 0,15 | 0,98 | 0,65 | 0,02 | 0,06 | 100,02 | 1,10 |
| | Di | | 2 | 46,14 | 7,51 | 0,20 | 7,46 | 8,21 | 0,11 | 6,42 | 5,00 | 0,69 | 9,96 | 1,40 | 0,05 | 1,24 | - | - | - | 94,71 | 1,60 |
| | Di | Gl _d +Phl+g (T _{ост} =1200°C) | 3 | 45,49 | 7,30 | 0,17 | 7,40 | 7,83 | 0,10 | 6,41 | 5,70 | 0,89 | 10,64 | 1,47 | 0,00 | 1,22 | - | - | - | 95,08 | 1,75 |
| | Di | Gl+g (вторичное) | 1 | 56,39 | 8,06 | 0,21 | 7,71 | 9,38 | 0,13 | 1,17 | 0,57 | 1,10 | 12,02 | 1,19 | 0,00 | 0,12 | - | - | - | 98,13 | 1,91 |
| O1-Lc гидролампр. Оскар Плаг | Di | Gl+g (вторичное) | 1 | 60,94 | 6,34 | - | 5,45 | 8,05 | - | 2,51 | 0,95 | 0,82 | 9,75 | 1,16 | 0,04 | 0,53 | - | - | - | 96,54 | 2,19 |
| | Le | порода Gl+g | 1 | 51,39 | 4,77 | 0,16 | 8,55 | 6,08 | 0,07 | 6,30 | 3,15 | 0,25 | 7,62 | 2,36 | 0,13 | 0,98 | - | - | - | 99,69 | 1,04 |
| | Le | | 3 | 51,33 | 8,10 | - | 1,03 | 7,57 | - | 8,83 | 3,77 | 1,63 | 11,07 | 3,27 | - | - | - | - | - | 96,60 | 14,40 |

Примечание к таблице 2. Микронзондовый анализ для стекол включений, все железо в форме FeO. Gl_d – тонкодеситрифицированное стекло, Орх – ортопироксен, Di – диоксид, оре – рудный минерал, Richt – К-рихтерит, ср – неидентифицированная прозрачная фаза, другие обозначения – смотри Рис.1. Данные по породам взяты из работ [17, 26, 39, 43]. В суммы пород включены п.п. (мас. %): 6.04 – тр.Э-11; 4.29 – тр.Э-9; 2.38 – жерло 81 мили (тр.Э-5); 3.63 – Маунт Седрик; 3.63 – Волжиди Хилл; 8.11 – Оскар Плаг. Данные по стеклам включений из лампроитов тр.Э-11 (часть), тр.Э-9, Маунт Седрик и Оскар Плаг взяты из работ [22, 28, 42, 43]. Данные автора взяты из работ [32, 34, 39].

и оливиновый орендит вулканического поля Лейцит Хиллс) стекла первичных включений в самых ранних фенокристах по составу соответствуют исследованным породам. Стекла в поздних минералах (лейцит, диопсид, санидин) обогащены SiO_2 , BaO , TiO_2 , ZrO_2 , FeO_T , Cl , щелочами и обеднены Al_2O_3 , CaO , MgO (Таблица 3, Рис. 6) и по составу близки стеклам основной массы в лейцитовых и оливин-лейцитовых лампроитах [15, 22, 26, 36]. Подобно оливиновым лампроитам стекла наиболее раскристаллизованных включений расплава в лейцитовых лампроитах также обогащены TiO_2 , BaO , ZrO_2 и имеют ярко выраженный агпаитовый характер. Для некоторых из них были выявлены природные аналоги по составу. Например, стекла вторичных включений в диопсиде флогопит-диопсид-лейцитового лампроита Волжиди Хилл [34, 39] примерно соответствуют жильным пегматоидным лампроитам этого массива [17]. Подобные особенности составов были также выявлены для стекол включений в оливин-лейцитовых и лейцитовых лампроитах Западного Кимберли и Лейцит Хиллс [24, 43].

К сожалению, полную картину эволюции расплава при кристаллизации породы удалось проследить только для вайомингитов (Emmons Mesa, Leucite Hills). Четыре минерала, содержащих включения расплава, кристаллизовались в следующей последовательности: апатит, флогопит => лейцит, диопсид [36]. Эволюция расплава в процессе кристаллизации вайомингита была направлена в сторону обеднения Al_2O_3 , MgO , CaO , P_2O_5 и обогащения SiO_2 , щелочами, FeO_T , TiO_2 , BaO , and ZrO_2 (Таблица 3, Рис. 6). Появление расплава, обедненного глиноземом и обогащенного фемическими элементами (за исключением CaO), возможно связано с кристаллизацией лейцита. В целом, составы стекол в диопсиде соответствуют стеклу основной массы вайомингита. Кристаллизация расплава такого состава способствовала появлению прайдерита, калиевого рихтерита, барита и вадеита на поздних стадиях [6]. Митчелл [22] обнаружил включения в лейците, содержащие два сосуществующих стекла, которые отличаются по составу (высоко- и низкокалиевые стекла, Zirkel Mesa). Он интерпретировал их как проявление силикат-силикатной жидкостной несмесимости. Стекла включений в санидине оливиновых орендитов Лейцит Хиллс по химизму соответствуют стеклам включений в лейците вайомингитов. Следует отметить, что орендиты и вайомингиты имеют практически одинаковый химический состав, а их различия по модальному составу являются результатом различных РТ-условий кристаллизации исходной магмы [3, 4, 15, 19].

Стекла первичных включений в минералах лампроитов Смоки Бьютт существенно отличаются от пород по содержанию SiO_2 , TiO_2 , MgO , Al_2O_3 ,

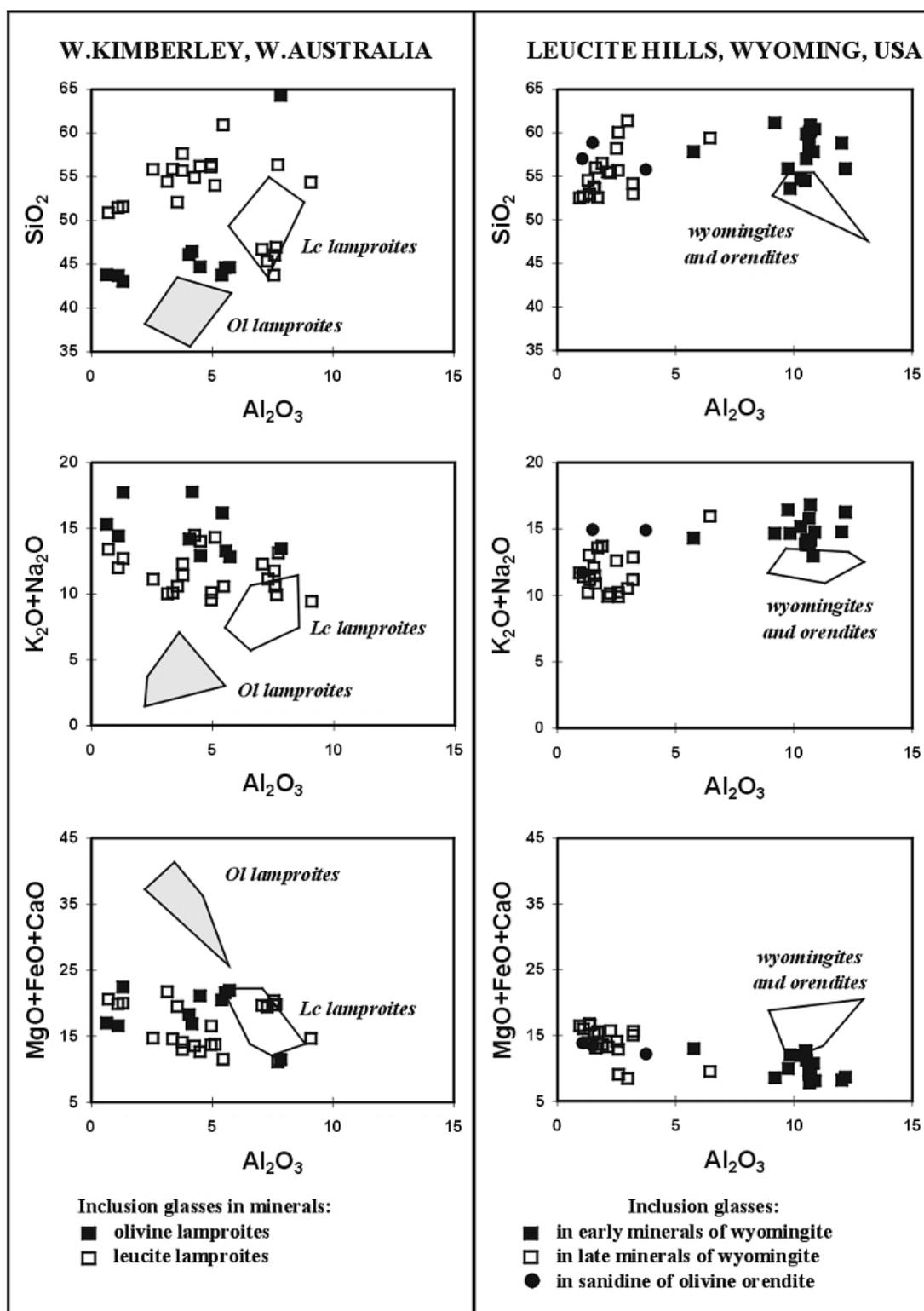


Рис. 6. Вариационные диаграммы Al_2O_3 с SiO_2 , K_2O+Na_2O и $MgO+FeO+CaO$ (в мас.%) для стекол включений в минералах и лампроитах Зап.Кимберли (Зап.Австралия) и Лейцит Хиллс (США).

Таблица 3. Химический состав (мас.%) пород и стекол включений в минералах лампроитов Лейцит Хиллс (США).

| Порода, Проявление | Мин. хозяин | Фазовый состав включений | n | SiO ₂ | TiO ₂ | ZrO ₂ | Al ₂ O ₃ | FeO | MnO | MgO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | BaO | SrO | P ₂ O ₅ | F | Cl | SO ₃ | Сумма | Na+K/Al |
|-----------------------------------|-------------|--------------------------|----|------------------|------------------|------------------|--------------------------------|------|------|------|------|-------------------|------------------|------|------|-------------------------------|------|------|-----------------|-------|---------|
| Вайомингит Emmons Mesa | | порода | 1 | 48,94 | 1,76 | - | 12,44 | 7,55 | 0,10 | 5,84 | 4,77 | 2,17 | 11,01 | 0,81 | 0,38 | 0,47 | 0,71 | 0,05 | 0,44 | 99,76 | 1,25 |
| | | Phl | 5 | 56,68 | 0,72 | - | 10,62 | 5,10 | 0,14 | 5,93 | 0,04 | 3,40 | 11,38 | 0,71 | 0,10 | 0,38 | 0,05 | 0,12 | 0,10 | 95,47 | 1,69 |
| | | Phl | 1 | 57,85 | 0,47 | - | 10,82 | 5,46 | - | 5,11 | 0,17 | 2,20 | 10,76 | 1,04 | 0,13 | 0,42 | 0,03 | - | - | 94,46 | 1,42 |
| | | Phl | 1 | 55,89 | 1,41 | - | 12,17 | 4,19 | - | 4,41 | 0,06 | 3,93 | 12,34 | 0,61 | 0,12 | 0,68 | 0,28 | - | - | 96,09 | 1,62 |
| | | Ap | 5 | 53,59 | 2,89 | - | 9,84 | 4,91 | - | 4,44 | 2,68 | 2,46 | 12,20 | 0,55 | 0,20 | 0,24 | - | - | - | 94,00 | 1,77 |
| | | Ap | 1 | 54,52 | 3,40 | - | 10,47 | 4,54 | - | 5,89 | 2,22 | 2,54 | 11,37 | 0,57 | 0,18 | 0,10 | 0,20 | - | - | 96,00 | 1,57 |
| | | Ap | 1 | 57,86 | 4,12 | - | 5,76 | 6,20 | - | 4,35 | 2,42 | 2,69 | 11,62 | 1,39 | 0,11 | 0,76 | 0,22 | - | - | 97,50 | 2,93 |
| | | Lc | 10 | 53,29 | 7,53 | - | 1,73 | 7,15 | - | 7,37 | 1,11 | 3,61 | 8,26 | 3,75 | 0,12 | 1,81 | - | - | - | 95,73 | 8,59 |
| | | Lc | 1 | 55,42 | 7,32 | - | 2,24 | 6,92 | - | 7,53 | 1,23 | 2,34 | 7,79 | 3,71 | - | 0,46 | 0,24 | - | - | 95,20 | 5,50 |
| | | Di | 3 | 60,50 | 7,92 | - | 2,71 | 6,42 | 0,12 | 1,55 | 0,94 | 1,63 | 8,48 | 1,56 | 0,09 | 0,85 | - | - | - | 92,77 | 4,46 |
| Вайомингит Steamboat Mountain | | Di | 1 | 59,40 | 4,39 | - | 6,45 | 7,35 | - | 1,55 | 0,62 | 4,39 | 11,47 | 1,15 | 0,00 | 0,05 | - | - | - | 96,82 | 3,09 |
| | | основная масса (стекло) | 3 | 62,24 | 7,49 | 1,25 | 2,43 | 7,88 | - | 1,88 | 0,62 | 1,48 | 6,39 | 2,01 | 0,08 | 0,55 | 0,00 | 0,21 | 0,10 | 92,58 | 3,83 |
| | | порода | 6 | 51,12 | 2,11 | 0,26 | 11,28 | 5,43 | 0,08 | 6,48 | 4,87 | 1,56 | 10,95 | 0,78 | 0,28 | 1,32 | 0,58 | 0,02 | 0,44 | 100,6 | 1,27 |
| | | Phl | 1 | 60,88 | 0,51 | 0,30 | 10,69 | 3,22 | - | 3,66 | 1,20 | 3,57 | 13,22 | 0,66 | 0,16 | 0,21 | - | 0,04 | 0,11 | 98,43 | 1,89 |
| | | Phl | 1 | 61,16 | 0,04 | 0,40 | 9,19 | 3,98 | - | 3,99 | 0,58 | 2,50 | 12,16 | 0,82 | 0,05 | 0,07 | - | 0,06 | 0,22 | 95,22 | 1,89 |
| | | Ap | 6 | 59,65 | 2,67 | 0,27 | 10,67 | 3,41 | - | 3,95 | 1,82 | 1,80 | 12,67 | 0,58 | 0,14 | 0,04 | - | 0,07 | 0,18 | 97,92 | 1,56 |
| | | порода | 1 | 51,57 | 2,42 | 0,17 | 10,10 | 4,20 | 0,08 | 7,78 | 5,03 | 1,31 | 11,32 | 0,73 | 0,26 | 1,61 | - | - | - | 99,62 | 1,25 |
| | | Lc | 3 | 55,74 | 7,07 | 0,79 | 2,11 | 6,87 | - | 5,38 | 0,81 | 2,70 | 7,64 | 2,58 | 0,09 | 0,80 | - | 0,45 | 0,00 | 93,03 | 5,95 |
| | | порода | 1 | 51,03 | 2,67 | 0,17 | 9,81 | 3,95 | 7,24 | 5,37 | 1,03 | 10,61 | 0,78 | 0,32 | 1,71 | 0,69 | 0,02 | 1,00 | 100,3 | 1,21 | |
| | | Lc | 2 | 57,35 | 7,05 | - | 2,20 | 6,15 | 6,95 | 0,75 | 4,10 | 9,05 | 5,05 | - | - | - | - | - | - | 98,65 | 7,36 |
| Ой оредит North Table Mountain | | порода | 3 | 53,89 | 2,38 | 0,26 | 9,86 | 4,07 | 0,08 | 9,06 | 3,74 | 1,21 | 11,04 | 0,40 | 0,24 | 1,31 | 0,69 | 0,03 | - | 99,90 | 1,41 |
| | | San | 1 | 55,79 | 7,52 | - | 3,74 | 5,68 | - | 5,44 | 1,04 | 2,72 | 12,19 | 1,61 | 0,26 | - | 0,12 | 0,21 | - | 96,32 | 4,83 |
| | | San | 1 | 58,87 | 7,25 | - | 1,49 | 6,09 | - | 6,13 | 1,12 | 2,65 | 12,30 | 1,60 | 0,24 | - | 0,25 | 0,20 | - | 98,19 | 11,60 |
| | | San | 1 | 57,04 | 7,68 | - | 1,06 | 6,87 | - | 6,29 | 0,69 | 1,98 | 9,73 | 2,08 | - | - | 0,11 | 0,25 | - | 93,78 | 12,27 |

Примечание. Var - барит, San - санидин, другие обозначения смотри Рис.1 и Таблица 2. Данные по породам взяты из работ [6, 15, 19, 44]. Суммы пород включают н.п.н. (мас. %): 1.97 - Emmons Mesa; 2.67 - Steamboat Mountain; 2.79 - Spring Butte; 3.43 - Zirkel Mesa; 1.64 - North Table Mountain. Данные по стеклам включений из лампроитов Zirkel взяты из работы [22]. Данные автора из работ [34, 36].

Таблица 4. Химический состав (мас.%) пород и стекел включений в минералах лампроитов Смоки Бьютт (США).

| Порода, Проявление | Мин. хозяин | Фазовый состав включений | n | SiO ₂ | TiO ₂ | ZrO ₂ | Al ₂ O ₃ | FeO | MnO | MgO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | BaO | SrO | P ₂ O ₅ | F | Cl | SO ₃ | Сумма | Na+K/Al |
|--------------------|-------------|--------------------------|---|------------------|------------------|------------------|--------------------------------|------|------|------|------|-------------------|------------------|------|------|-------------------------------|------|------|-----------------|-------|---------|
| | | порода | 6 | 51,78 | 5,37 | 0,24 | 8,60 | 5,03 | 0,07 | 8,17 | 5,10 | 2,06 | 5,26 | 0,77 | 0,33 | 2,05 | 0,50 | - | 0,04 | 100,1 | 1,05 |
| | Ol | Gl+Arm+Di+g | 1 | 64,58 | 2,74 | 0,36 | 11,68 | 2,82 | - | 1,40 | 1,00 | 1,31 | 10,14 | 1,29 | 0,35 | 0,00 | - | 0,06 | 0,07 | 97,80 | 1,13 |
| | Ol | Gl+Arm+g | 1 | 65,43 | 3,03 | - | 13,15 | 2,45 | 0,00 | 1,51 | 0,73 | 1,07 | 11,12 | 0,74 | 0,00 | - | 0,39 | 0,08 | 0,08 | 99,78 | 1,05 |
| | Ol | Gl+Arm+g | 1 | 63,86 | 3,23 | - | 11,40 | 2,87 | 0,02 | 1,72 | 0,77 | 1,04 | 10,44 | 1,89 | 0,07 | - | 0,34 | 0,06 | 0,07 | 97,78 | 1,13 |
| | Ol | Gl+Arm+g | 1 | 63,55 | 3,61 | 0,28 | 12,64 | 2,52 | - | 1,80 | 0,49 | 0,93 | 10,63 | 1,64 | 0,09 | 0,01 | - | 0,08 | 0,07 | 98,34 | 1,03 |
| Ol-Arm-Phi-Lc | Ol | Gl+Arm+cp+g | 1 | 64,30 | 2,38 | 0,22 | 12,52 | 2,77 | - | 1,93 | 1,20 | 0,82 | 10,11 | 1,36 | 0,15 | 0,31 | - | 0,05 | 0,06 | 98,18 | 0,98 |
| гидро-лампроит | Ol | Gl+Arm+g | 1 | 65,53 | 2,48 | 0,39 | 13,17 | 2,83 | - | 1,78 | 0,08 | 0,79 | 10,51 | 0,79 | 0,00 | 0,58 | - | 0,05 | 0,10 | 99,08 | 0,96 |
| | Ol | Gl+Arm+g | 1 | 63,41 | 2,80 | 0,33 | 12,08 | 3,83 | - | 1,69 | 0,14 | 1,01 | 10,60 | 1,16 | 0,00 | 0,32 | - | 0,05 | 0,09 | 97,51 | 1,08 |
| | Ap | Gl+g | 1 | 63,40 | 2,72 | 0,22 | 12,51 | 2,63 | - | 1,90 | 1,35 | 0,14 | 9,35 | 0,71 | 0,12 | 0,00 | - | 0,01 | 0,00 | 95,06 | 0,82 |
| | Апс | Gl | 1 | 67,52 | 3,25 | 0,48 | 7,00 | 3,54 | - | 2,26 | 0,86 | 0,20 | 0,86 | 1,46 | 0,18 | 0,16 | - | 0,05 | 0,04 | 87,86 | 0,17 |
| | Апс | Gl | 1 | 65,59 | 2,15 | 0,30 | 12,83 | 2,81 | - | 1,62 | 0,39 | 0,78 | 0,66 | 1,42 | 0,10 | 0,15 | - | 0,04 | 0,04 | 88,88 | 0,16 |
| | | основная масса (стекло) | 1 | 65,28 | 4,26 | - | 11,12 | 3,83 | 0,03 | 2,25 | 0,84 | 0,83 | 1,37 | 1,58 | 0,19 | - | 0,47 | 0,06 | 0,07 | 92,18 | 0,26 |
| | | основная масса (стекло) | 1 | 65,87 | 3,65 | 0,45 | 9,62 | 4,07 | - | 1,82 | 0,44 | 0,52 | 1,58 | 1,60 | 0,14 | 0,18 | - | 0,04 | 0,06 | 90,04 | 0,27 |
| | | порода | 6 | 51,60 | 5,57 | 0,22 | 9,74 | 5,27 | 0,05 | 6,74 | 4,40 | 0,80 | 8,70 | 0,69 | 0,32 | 2,11 | 0,53 | - | 0,06 | 99,98 | 1,10 |
| | Phl | Gl+San+g | 1 | 70,07 | 3,34 | 0,47 | 9,96 | 2,37 | 0,01 | 0,93 | 0,13 | 0,99 | 8,85 | 1,20 | 0,14 | 0,00 | 0,11 | 0,08 | - | 98,65 | 1,12 |
| | Phl | Gl+g | 1 | 67,50 | 3,31 | 0,40 | 11,38 | 1,57 | - | 0,82 | 0,46 | 0,51 | 10,49 | 1,01 | - | 0,00 | - | - | - | 97,45 | 1,08 |
| | Phl | Gl+g | 1 | 66,60 | 4,63 | 0,46 | 9,82 | 1,81 | - | 1,74 | 0,96 | 0,76 | 9,31 | 1,07 | - | 0,00 | - | - | - | 97,16 | 1,15 |
| | Phl | Gl+cp+g | 1 | 65,74 | 4,04 | 0,52 | 10,95 | 3,08 | - | 0,72 | 0,06 | 0,80 | 11,08 | 1,27 | - | 0,00 | - | - | - | 98,26 | 1,21 |
| | Di | Gl+g | 1 | 65,66 | 4,20 | 0,39 | 11,10 | 3,16 | - | 0,53 | 0,49 | 0,77 | 7,97 | 1,17 | 0,29 | 0,12 | - | 0,05 | 0,11 | 96,01 | 0,89 |
| | Di | Gl+g | 1 | 59,75 | 3,80 | 0,39 | 13,25 | 3,43 | - | 0,94 | 0,74 | 0,17 | 10,57 | 0,25 | 0,05 | 0,00 | - | 0,03 | 0,00 | 93,37 | 0,88 |
| | Di | Gl+cp+g | 1 | 60,33 | 0,89 | 0,82 | 12,49 | 3,05 | - | 4,12 | 0,58 | 0,16 | 12,04 | 0,04 | - | 0,05 | - | - | - | 94,57 | 1,05 |
| | Arm | Gl+g | 1 | 63,44 | 6,45 | 0,43 | 11,86 | 2,76 | - | 2,02 | 0,95 | 1,11 | 7,75 | 0,95 | - | 0,00 | - | - | - | 97,72 | 0,86 |
| | Ap | Gl+g | 1 | 63,03 | 3,00 | 0,39 | 11,40 | 3,17 | - | 1,55 | 0,52 | 0,17 | 12,36 | 1,00 | 0,03 | 0,03 | - | 0,02 | 0,01 | 96,68 | 1,20 |
| | Ap | Gl+g | 1 | 61,25 | 3,84 | 0,40 | 11,46 | 3,79 | - | 1,85 | 0,78 | 0,25 | 10,31 | 0,96 | 0,08 | 0,00 | - | 0,02 | 0,00 | 94,99 | 1,00 |
| | Ap | Gl+Phl+San+g | 1 | 69,91 | 5,11 | - | 8,38 | 3,96 | 0,12 | 0,92 | 0,82 | 1,05 | 6,63 | 1,02 | - | 0,00 | 0,04 | 0,13 | - | 98,09 | 1,06 |

Примечание. Апс - анализим. Данные по породам взяты из работ [25, 40]. Суммы пород включают п.п.п.

(мас. %): 4,86 - оливиновые гидролампроиты; 3,18 - санидиновые лампроиты. Данные по стеклам

включений взяты из работы [40].

Таблица 5. Химический состав (мас.%) пород и стекол включений в минералах лампированных ЮВ Испании.

| Порода, Проявление | Мин. хозяин | Фазовый состав включений | n | SiO ₂ | TiO ₂ | ZrO ₂ | Al ₂ O ₃ | FeO | MnO | MgO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | BaO | SrO | P ₂ O ₅ | F | Cl | LREE TR ₂ O ₃ | Сумма | Na+ K/Al |
|---|-------------|--------------------------|----------------|------------------|------------------|------------------|--------------------------------|------|------|-------|------|-------------------|------------------|------|------|-------------------------------|------|------|-------------------------------------|-------|----------|
| Верит <i>Vera</i> | | порода | 1 | 66,50 | 1,45 | 0,08 | 9,82 | 3,22 | 0,03 | 2,68 | 2,25 | 1,11 | 7,34 | 0,15 | 0,05 | 0,54 | - | - | 0,07 | 99,82 | 1,01 |
| | | Ol-2 | Gl+cr+g | 62,42 | 2,28 | 0,20 | 16,44 | 2,00 | - | 1,66 | 2,41 | 0,37 | 6,40 | 0,14 | 0,00 | 0,00 | - | - | - | 94,32 | 0,46 |
| | | Ol-2 | Gl+cr+g | 60,66 | 2,93 | 0,18 | 16,56 | 2,16 | 0,02 | 1,63 | 3,31 | 0,57 | 7,06 | 0,17 | 0,00 | 0,00 | 0,76 | 0,21 | 0,09 | 96,31 | 0,52 |
| | | Ol-2 | Gl+g | 63,13 | 2,82 | 0,20 | 16,52 | 2,53 | - | 1,37 | 1,94 | 0,49 | 7,65 | 0,16 | 0,00 | 0,00 | - | - | - | 96,81 | 0,55 |
| | | Ol-2 | Gl+g | 60,60 | 2,78 | 0,20 | 16,46 | 2,09 | 0,01 | 1,57 | 3,73 | 0,63 | 7,72 | 0,13 | 0,00 | 0,00 | 0,44 | 0,22 | 0,10 | 96,68 | 0,57 |
| | | Ol-2 | Gl+cr+g | 64,86 | 2,40 | - | 16,56 | 1,83 | - | 1,02 | 2,30 | 0,52 | 7,23 | 0,52 | 0,00 | - | 0,63 | 0,17 | - | 98,04 | 0,52 |
| Ol-Phl-Sap лампронт <i>Puebla de Mula</i> | | порода | 1 | 57,80 | 1,52 | 0,07 | 12,10 | 5,71 | 0,06 | 3,24 | 3,54 | 1,66 | 8,34 | 0,29 | 0,11 | 1,34 | - | - | 0,05 | 99,83 | 0,97 |
| | | Ol-2 | Gl+Di+g | 69,41 | 1,19 | 0,05 | 11,74 | 3,53 | - | 2,90 | 1,03 | 0,22 | 6,70 | 0,10 | 0,00 | 0,01 | - | - | - | 96,88 | 0,64 |
| | | Ol-2 | Gl+g | 69,94 | 2,00 | 0,24 | 10,88 | 2,88 | 0,02 | 1,76 | 0,22 | 0,96 | 5,83 | 0,08 | 0,00 | 0,07 | 0,13 | 0,41 | 0,08 | 95,50 | 0,73 |
| | | Ol-2 | Gl+g | 70,43 | 2,40 | 0,27 | 11,27 | 2,07 | 0,01 | 1,78 | 0,22 | 1,16 | 6,87 | 0,07 | 0,00 | 0,12 | 0,06 | 0,37 | 0,08 | 97,18 | 0,83 |
| | | Ol-2 | Gl+Phl+Di+g | 70,36 | 1,99 | 0,29 | 10,75 | 2,25 | 0,02 | 1,62 | 0,20 | 0,91 | 5,86 | 0,04 | 0,00 | 0,09 | 0,05 | 0,35 | 0,08 | 94,86 | 0,74 |
| | | Ol-2 | Gl+cr+g | 62,97 | 1,36 | 0,26 | 14,09 | 4,56 | 0,03 | 2,49 | 0,39 | 0,49 | 10,61 | 0,14 | 0,00 | 0,07 | 0,36 | 0,27 | 0,14 | 98,23 | 0,88 |
| Фортулит <i>Fortuna</i> | | Ol-2 | Gl+cr+g | 68,87 | 1,69 | 0,29 | 12,02 | 2,18 | - | 1,62 | 0,16 | 0,84 | 5,72 | 0,05 | - | 0,09 | - | - | - | 93,53 | 0,64 |
| | | Phl | Gl+cr+g | 65,80 | 0,10 | 0,24 | 10,39 | 4,49 | - | 3,56 | 2,23 | 1,63 | 8,05 | 0,12 | - | 0,00 | - | - | - | 96,61 | 1,08 |
| | | порода | 2 | 57,45 | 1,46 | 0,08 | 11,90 | 5,27 | 0,07 | 9,21 | 2,90 | 1,25 | 6,84 | 0,17 | 0,06 | 0,77 | - | - | 0,05 | 99,55 | 0,79 |
| | | Opх | Gl+cr+g | 66,79 | 0,72 | 0,08 | 17,26 | 0,52 | 0,01 | 0,31 | 1,95 | 1,11 | 6,15 | 0,00 | 0,00 | 0,11 | 0,00 | 0,19 | 0,08 | 95,28 | 0,49 |
| | | Opх | Gl+Di+Ap+g | 66,41 | 0,30 | 0,11 | 18,79 | 0,50 | - | 0,28 | 1,81 | 1,28 | 6,82 | 0,00 | 0,00 | 0,11 | - | - | - | 96,41 | 0,51 |
| | | Opх | Gl+Phl+Ap+g | 67,08 | 0,53 | 0,07 | 16,83 | 1,23 | - | 1,17 | 1,96 | 1,63 | 6,59 | 0,02 | 0,00 | 0,62 | - | - | - | 97,73 | 0,58 |
| Хумиллит <i>Jumilla</i> | | Opх | Gl+cr+g | 69,76 | 0,68 | - | 16,90 | 0,62 | - | 0,20 | 1,38 | 0,71 | 5,59 | 0,12 | 0,00 | - | 0,00 | 0,18 | - | 96,14 | 0,42 |
| | | Opх | Gl+Di+Ap+g | 68,18 | 0,23 | - | 16,76 | 0,40 | - | 0,11 | 3,41 | 0,67 | 5,12 | 0,01 | 0,00 | - | 0,00 | 0,23 | - | 95,12 | 0,39 |
| | | Phl | Gl+g | 65,38 | 0,22 | - | 18,11 | 0,33 | - | 1,73 | 1,57 | 1,32 | 7,77 | 0,07 | 0,00 | - | 0,07 | 0,09 | - | 96,66 | 0,58 |
| | | порода | 17 | 49,34 | 1,31 | 0,09 | 8,67 | 5,83 | 0,08 | 15,10 | 6,54 | 2,25 | 4,60 | 0,30 | 0,14 | 1,67 | - | - | 0,14 | 99,95 | 1,00 |
| | | Ol-2 | Gl+Di+Ap+ore+g | 57,58 | 2,31 | 0,21 | 15,29 | 4,14 | 0,04 | 1,75 | 0,07 | 3,27 | 11,53 | 0,38 | 0,00 | 0,01 | 0,29 | 0,24 | 0,07 | 97,18 | 1,17 |
| | | Ol-2 | Gl+Phl+ore+g | 58,26 | 0,00 | - | 8,50 | 6,33 | - | 4,25 | 0,74 | 5,41 | 11,26 | 0,09 | 0,00 | - | 0,10 | 0,44 | - | 95,38 | 2,49 |
| | Ol-2 | Gl+Di+ore+g | 62,50 | 2,10 | - | 10,41 | 4,63 | - | 2,68 | 0,74 | 3,41 | 8,76 | 0,98 | 0,00 | - | 0,17 | 0,62 | - | 96,98 | 1,45 | |
| | Ap | Gl+g | 59,45 | 3,39 | 0,58 | 9,17 | 6,51 | 0,04 | 2,72 | 0,61 | 2,34 | 7,42 | 0,00 | 0,00 | 0,58 | 0,17 | 0,74 | 0,13 | 93,85 | 1,30 | |

Примечание. Данные по породам взяты из работ [49, 50]. Суммы пород включают п.п. (мас. %): 4,53 - вериты; 4,00 - лампированные Публа де Мула; 2,07 - фортулиты; 3,89 - хумиллиты. В таблице присутствуют новые данные автора и данные из работы [34], в таблицу не включены данные по стеклам включений из работ [5, 30, 46].

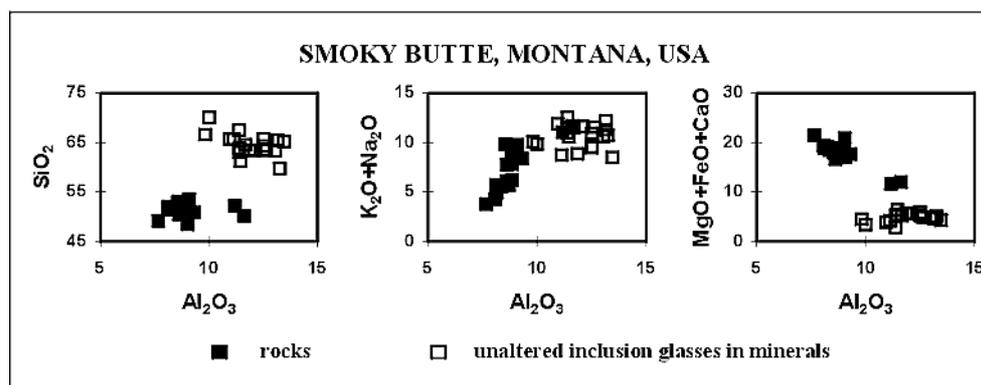


Рис. 7. Вариационные диаграммы Al_2O_3 с SiO_2 , K_2O+Na_2O и $MgO+FeO+CaO$ (в мас.%) для стекол включений в минералах и лампроитов Смоки Бьютт (США).

Данные по породам и стеклам включений взяты из работ [25, 17, 40].

CaO и P_2O_5 contents (Таблица 4, Рис. 7). По составу они близки стеклам основной массы в породах Смоки Бьютт, за исключением того, что для последних характерны низкие концентрации щелочей [24, 25 40]. В целом, их составы соответствуют стеклам в минералах лейцитовых лампроитов Зап.Кимберли и Лейцит Хиллс. Однако некоторые различия существуют. В отличие от стекол Зап.Австралии и Лейцит Хиллс, стекла включений Смоки Бьютт содержат более высокие концентрации Al_2O_3 (11-12.5 мас.%) и более низкие Na_2O (<1 мас.%), FeO_T (<3 мас.%), MgO (<2 мас.%), TiO_2 (2-3 мас.%), и имеют индекс агпаитности, близкий к 1 (Таблицы 2-4, Рис. 6-7). Низкие содержания TiO_2 и BaO могут быть объяснены ранней кристаллизацией армалколита и прайдерита в породах Смоки Бьютт [14]. Присутствие $Fe-Ni$ -сульфидов и армалколита свидетельствует о восстановительных условиях на ранних стадиях эволюции магмы, исходной для пород Смоки Бьютт.

Стекла включений в минералах испанских лампроитов также отличаются по составу от пород, содержащих их. Они обогащены SiO_2 , Al_2O_3 , щелочами, ZrO_2 , Cl и обеднены MgO , CaO и P_2O_5 (Таблица 5, Рис. 8). В целом, они соответствуют стеклам основной массы в изученных породах [7, 49-50]. Ранее также отмечалось присутствие F (до 0.9 мас.%) и Cl (до 0.4 мас.%) в некоторых включениях расплава из Испании [5, 30]. Индекс агпаитности в них варьирует от 0.4-0.6 (вериты, фортуниты) и 0.65-1.1 (оливин-содержащие породы Пуэбла де Мула) до 1.2-16 (хумиллиты, канкалиты). В целом, среди всех исследованных лампроитов Испании только породы Хумиллы, Канкарикса и Пуэбла де Мула примерно похожи на лейцитовые лампроиты Зап.Кимберли и Лейцит Хиллс по составу стекол включений в минералах [30, 34, 52]. Тем не менее, стекла из пород Испании отличаются от стекол из пород Зап.Кимберли и Лейцит Хиллс высокими содержаниями SiO_2 и низкими концентрациями BaO и очень близки к стеклам из лампроитов Смоки Бьютт. Стекла включений из некоторых

разновидностей лампроитов Испании (особенно, вериты и фортуниты) имеют сходство с породами шошонитовой группы и по составу петрогенных

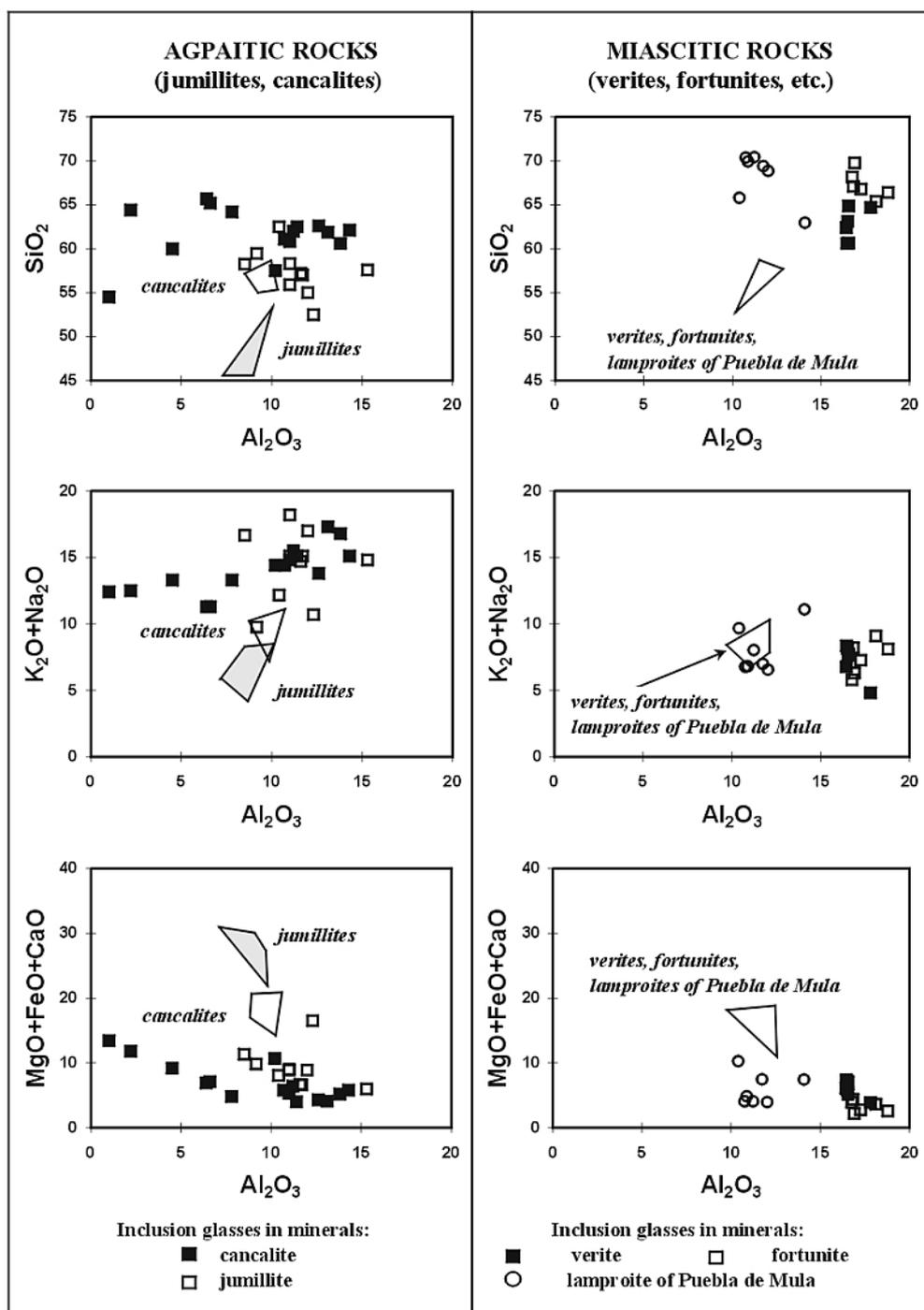


Рис. 8. Вариационные диаграммы Al_2O_3 с SiO_2 , K_2O+Na_2O и $MgO+FeO+CaO$ (в мас.%) для стекол включений в минералах и лампроитов ЮВ Испании.

Полями выделены составы пород. Данные по породам взяты из работ [7, 49, 50]. Часть данных по стеклам включений взято из работ [5, 30, 34, 52].

элементов соответствуют дацитам, которые широко распространены в провинции Мурсия-Алмерия [49, 51].

РАМАНОВСКАЯ СПЕКТРОСКОПИЯ ФЛЮИДА ИЗ РАСПЛАВНЫХ И ФЛЮИДНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ

Рамановские исследования позволяют полуколичественно выявить присутствие таких летучих как CO_2 , N_2 , H_2S , CH_4 и тяжелые углеводороды в газовых пузырьках включений. К сожалению, определение воды невозможно. Рамановские данные по флюидной фазе включений расплава в оливине-2 (гиалолампроит Смоки Бьютт, образец SB-11 [25]; и верит) показали только присутствие CO_2 и N_2 . Газовый пузырек расплавленного включения в оливине Смоки Бьютт содержит 26.6 мольн. % CO_2 и 73.4 мольн. % N_2 , тогда как газовое обособление включения расплава в оливине верита состоит из 51.7 мольн. % CO_2 and 48.3 мольн. % N_2 . Некоторые включения в оливине веритов также содержат до 10 мольн. % жидкой H_2O в газовом пузыре [46].

Ранее присутствие N_2 в стекле и газовом пузырьке было выявлено для расплавленного включения в оливине оливинового лампроита тр. Э-11 [28]. Максимальное содержание N_2 в газовом пузырьке оценивается как 20 мольн. %. Криометрические и рамановские исследования по первичным флюидным и комбинированным включениям в оливине-2 оливинового лампроита тр.Э-11 показали, что флюид обогащен CO_2 (>85 мольн. %) и обеднен H_2O (<10 мольн. %). Второстепенные компоненты в этом флюиде были достаточно точно определены рамановским методом (в мольн. %): N_2 - до 3.5, CO - до 2.5, CH_4 - <0.2, H_2 - <0.4, H_2S - <0.3, NH_3 - <0.4, NO - <2.0, HF - <1.0 [6]. Рамановское исследование флюидного включения (возможно, вторичного по происхождению) в оливине-2 оливинового лампроита тр.Э-9 выявило, что флюид содержит 83.8 мольн. % CO_2 и 16.2 мольн. % N_2 [34]. Предварительное криометрическое изучение расплавленных включений в ортопироксене фортунитов свидетельствует о присутствии низкоплотной углекислоты в газовом пузырьке.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ДОЧЕРНИХ ФАЗ ВКЛЮЧЕНИЙ РАСПЛАВА И ОДИНОЧНЫХ КРИСТАЛЛИТОВ В МИНЕРАЛАХ ЛАМПРОИТОВ

Помимо стекол, были изучены кристаллические фазы во включениях расплава и кристаллические включения в фенокристах лампроитов (Таблица б). В целом, большинство из них (флогопит, диопсид, хромшпинель, Крихтерит и др.) по своему химическому составу соответствуют минералам матрикса изученных пород. Согласно экспериментальным данным по плавлению природных лампроитов [2-4, 10-14, 23], сосуществование энстатита, флогопита и оливина в некоторых включениях, по-видимому, свидетельствует о высоких давлениях ($P > 10$ кбар) на ранних стадиях кристаллизации пород. Гранат, мантийный индикаторный минерал, не был обнаружен ни в одном расплавленном включении. Этот минерал был выявлен

ТОЛЬКО В ВИДЕ ОДИНОЧНЫХ кристаллических включений в макрокристаллах
Таблица 6. *Дочерние/ксеногенные фазы включений расплава в минералах лампроитов.*

| Проявление | Порода | Минерал хозяин | Дочерние/ксеногенные фазы включений | Литература |
|----------------------------------|---|---------------------------|---|---|
| Зап.Кимберли Зап.Австралия | Ol лампроит трубки Э-11, -9, -7 | Ol-1,2 | Opх, Di, Richt, Phl, Ks, Ap, Per, Ilm, Cr-Sp, Fluor, Carb? | [32, 34, 42, 43] |
| | Phl-Lc лампроит жерло 81 мили (тр.Э-5) | Phl | Di, Ap | [32] |
| | Phl-Di-Lc лампроит Волжиди Хилл | Di | Phl, Prd, San?, Ks? | [39] |
| | Lc-Di-Ol лампроит Маунт Седрик | Ol-2 | Phl | [43] |
| | Ol-Lc гналолампроит Оскар Плаг | Lc | Ap, Sulf | [22] |
| Лейцит Хиллс Вайоминг, США | вайомингит Emmons Mesa, Spring Butte Steamboat Mountain Zirkel Mesa | Phl | Ol, Ks, Ap, Di, Bar, Cr-Sp, Lc, San, Carb? | [34, 36, 39] |
| | | Ap | Bar, Prd, ore, Carb, Sulf | |
| | | Di | San, Lc | |
| | | Lc | Bar, Carb?, Sulf | [22] |
| | Ol орендит North Table Mountain | Ol-1,2 San | Ap, Di, Prd, Cr-Sp, Sulf Ap, Di | [38] данные автора |
| Прери Крик Арканзас, США | Ol лампроит | Ol-2 | Di, Per, Richt, Sph, Ks, Carb? | [45] |
| Мурсия- Алмерия ЮВ Испания | хумиллит Jumilla | Ol | Di, Phl, Ap, Lc, San, Cr-Sp | [30, 31, 34, 52] данные автора |
| | | Ap | Ol, Phl, Ilm? | |
| | | Phl | San, Lc, Anc, Ap, Cr-Sp | |
| | | Di | Ap, Lc, Phl, San, Cr-Sp | |
| | верит Vera | Ol-2 | Phl, San, Ap, Cr-Sp, Carb | [46] данные автора |
| | фортунит Fortuna | Opх | Di, Phl, Ap, Sulf | [38] данные автора |
| | | Phl | Di, Ap, Sulf, Al-Sp | |
| | Ol-Phl-San-Di лампроит Puebla de Mula | Ol-2 | Di, Ap, Phl, Lc?, Cr-Sp | |
| | канкалит Cancarix | Ol | Di, Ap, San, Lc, Phl | [30] |
| | | Ap | Richt, San | |
| Di | | Lc, San | | |
| San | | Richt, Phl, Ap, Dal, Brit | | |
| Смоки Бьютт Монтана, США | Ol-Arm-Phl-Lc гналолампроит | Ol-1,2 | Arm, Ap, Di, Prd, Carb, Cr-Sp, Sulf | [35, 38, 40] |
| | | Anc | Arm, Di | |
| | Arm-Phl-Di-San лампроит | Phl | Di, San, Arm, Ap, Carb | |
| | | Ap | Di, San, Lc, Phl | |
| | | Di | Arm, San, Ap, Lc, Carb | |

Примечание. Fluor - флюорит, Dal - делит, Brit - бритолит, Sph - сфен, Per - перовскит.
 Карбонаты располагаются в газовых пузырях.

хромита (>0.5 мм) оливиновых лампроитов трубки Эллендейл-4 (Зап.Кимберли) и Прери Крик [20]. Присутствие таких фаз как кальсилит, алюмошпинель и сульфиды в минералах лампроитов представляется

достаточно интересным.

Кальсилит

Кальсилит как дочерняя фаза (до 10-15 μm) включений был идентифицирован в фенокристах оливина оливиновых лампроитов тр.Э-11,-7, в оливине-2 оливиновых лампроитов Прери Крик и в фенокристах флогопита в вайомингитах Лейцит Хиллс (Рис. 1) [32, 34, 39, 42-43, 45]. К сожалению, химический состав не дает достаточно серьезных оснований идентифицировать этот минерал как кальсилит или калиофилит. Малые размеры фазы и нахождение ее во включениях исключают возможность изучения ее рентгеновскими методами. Однако, термометрическое изучение лампроитов Прери Крик показало, что этот минерал имеет низкую температуру плавления (около 600°C) и, возможно, является кальсилитом. Происхождение этого минерала в лампроитах остается загадкой, так как согласно *Митчеллу и Бергману* [24], кальсилит рассматривается как «запрещенный минерал» для лампроитов. Однако в отличие от кальсилитов из камафугитов и других калиевых пород [1, 8-9, 18], минерал из лампроитов сильно недосыщен Al_2O_3 и обогащен MgO (до 4.2 мас.%), Fe_2O_3 (до 8 мас.%) и SiO_2 (до 43.4 мас.%), и, следовательно, является магнезиоферрикальсилитом (Таблица 7). Его необычный состав может быть объяснен благодаря двум возможным замещениям: $\text{Al}^{3+} \rightleftharpoons \text{Fe}^{3+}$ и $2\text{Al}^{3+} \rightleftharpoons \text{Mg}^{2+} + \text{Si}^{4+}$ (Рис. 9). Появление этого минерала, по-видимому, отражает недосыщенность исходной лампроитовой магмы по Al_2O_3 и SiO_2 [34] или реакцию оливина с магмой, относительно богатой SiO_2 [24]. Согласно экспериментам *Вендландта и Эггера* [55-56], сосуществование кальсилита с оливином, энстатитом, флогопитом, расплавом и флюидом во включении (в частности, в оливиновом лампроите тр.Э-11) возможно свидетельствует о высоких РТ-параметрах (25-34 кбар, 1160-1425°C) при формировании ранних фенокристов в некоторых. Однако, кальсилит не был обнаружен в продуктах экспериментов с природными лампроитами при высоких температурах и давлениях [2-4, 10-11, 14, 23]. Вместо него появляются различные калиевые фазы (К-Mg флюорид, К-Ti силикаты, К-Ва фосфат).

Алюмошпинель

Алюмошпинель (плеонаст-герцинит) была обнаружена в качестве одиночных кристаллитов в фенокристах лейцита лейцитового лампроита Зап.Кимберли [16], во флогопите вайомингита Лейцит Хиллс [54], во флогопите некоторых испанских лампроитов (Vera, Fortuna, Barqueros) [54] и во флогопите лампроитов Смоки Бьютт [40]. Присутствие этого минерала достаточно необычно для таких агпайтовых пород, каковыми являются большинство лампроитов. К настоящему времени существует несколько

точек зрения, объясняющих появление алюмошпинели в лампроитовых породах:

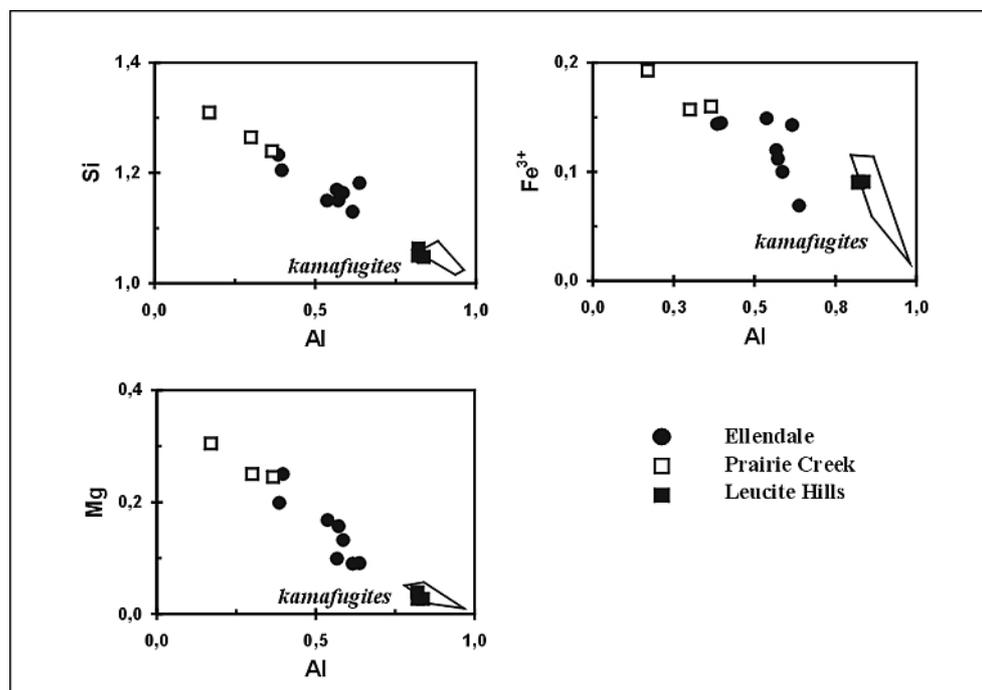


Рис. 9. Вариации состава кальцита (в формульных единицах при $O=4$) из лампроитов в сопоставлении с данными по кальцитам из камафугитов.

Данные взяты из работ [1, 8, 9, 32, 39, 40, 43, 45].

1. Индивидуальные резорбированные зерна плеонаста в ассоциации с салитом в вайомингитах Лейцит Хиллс предположительно являются фрагментами дезинтегрированных ксенолитов гранулитов или ультрамафитов [19].
2. Одиночные кристаллиты алюмошпинели в лейците лейцитовых лампроитов Зап.Австралии (Оскар Плаг, тр.Э-7), также в лейците из продуктов РТ-экспериментов с гауссбергитами Антарктиды интерпретируются как включения, образовавшиеся за счет значительного избытка Al, Mg и Fe в первоначально нестехиометричном лейците [16].
3. Одиночные кристаллы плеонаста во вкрапленниках слюды из вайомингитов Лейцит Хиллс и лампроитов ЮВ Испании рассматриваются как продукты распада ксенокристов биотита (или нестабильного флогопита, обогащенного Al) при понижении давления и постоянной (или повышающейся) фугитивности кислорода [7, 40, 49, 54].
4. Кристаллиты алюмошпинели во флогопите фортуниа ЮВ Испании являются одной из ранних фаз, кристаллизующиеся из расплава. Об этом свидетельствует наличие в них включений расплава с температурой гомогенизации 1210-1240°C (Таблица 1) и высокоглиноземистый миаскитовый состав стекол включений в ранних минералах фортунитов

[40].

Таблица 7. Кальсилит из расплавных включений в минералах лампроитов.

| Проявление | поле Эллендейл, ЗападноеКимберли | | | | | | Прери Крик | | | Лейцит Хиллс | | |
|--------------------------------|----------------------------------|--------|--------|-------|-------|--------|---------------|-------|-------|--------------|---------------|--------|
| | тр.Э-11 | | | | | | тр.Э-7 | | | Emmons Mesa | | |
| Порода | О1 лампроит | | | | | | О1 лампроит | | | вайомингит | | |
| Матрица | Оливин-2 | | | | | | О1-2 | | | Флогопит | | |
| SiO ₂ | 43,40 | 43,02 | 43,45 | 41,63 | 45,40 | 44,93 | 42,70 | 46,64 | 45,59 | 40,02 | 40,82 | 40,63 |
| TiO ₂ | 0,43 | 0,39 | 0,50 | 0,37 | 0,62 | 0,59 | 0,43 | 0,61 | 0,50 | 0,22 | 0,17 | 0,19 |
| Al ₂ O ₃ | 17,83 | 18,08 | 18,57 | 19,32 | 12,00 | 12,50 | 16,93 | 9,43 | 11,40 | 27,11 | 26,74 | 26,88 |
| Fe ₂ O ₃ | 5,92 | 5,62 | 5,56 | 7,81 | 7,03 | 7,15 | 7,44 | 7,66 | 7,76 | 4,72 | 4,57 | 4,68 |
| MgO | 2,47 | 3,95 | 3,29 | 2,19 | 4,91 | 6,28 | 4,19 | 6,17 | 6,06 | 0,70 | 0,70 | 0,99 |
| CaO | 0,04 | 0,05 | 0,04 | 0,03 | 0,03 | 0,02 | 0,01 | 0,00 | 0,00 | 0,02 | 0,02 | 0,01 |
| Na ₂ O | 0,54 | 0,40 | 0,08 | 0,07 | 0,51 | 0,59 | 0,06 | 0,83 | 0,78 | 1,97 | 2,26 | 4,87 |
| K ₂ O | 28,70 | 28,61 | 28,45 | 28,33 | 28,75 | 28,07 | 28,41 | 27,91 | 25,31 | 25,32 | 24,83 | 22,01 |
| BaO | 0,29 | 0,18 | 0,06 | 0,10 | 0,36 | 0,37 | 0,05 | 0,20 | 0,40 | 0,10 | 0,06 | 0,11 |
| Сумма | 99,62 | 100,30 | 100,00 | 99,85 | 99,81 | 100,50 | 100,22 | 99,45 | 97,80 | 100,18 | 100,17 | 100,37 |
| Литерат. | [32, 34, 39] | | | | | | данные автора | [34] | [45] | [34] | данные автора | |

Сульфидные включения

Присутствие незначительного количества сульфидов достаточно типично для лампроитов. Они были выявлены в матриксе различных типов лампроитов: пирит и пирротин – в гиалолампроитах Смоки Бьютт; халькопирит – в оливиновом лампроите тр.Э-11; галенит – в хумиллите ЮВ Испании [40]. Пентландит и пирротин встречаются совместно с тальком в псевдоморфозах по оливину, а также вместе с другими сульфидами (халькопирит, пирит, сфалерит, галенит) в основной массе оливин-флогопитовых лампроитов трубки Аргайл (АК1) [17]. Однако, учитывая то, что вышеупомянутые породы в той или иной мере подверглись изменению, генезис этих сульфидов может рассматриваться как вторичный. Ранее халькопирит был идентифицирован в качестве кристаллической фазы расплавных включений в лейците вайомингитов Лейцит Хиллс и оливин-лейцитовых лампроитов Оскар Плаг [22]. Это является достаточно серьезным аргументом в пользу магматической природы халькопирита в лампроитах. Полифазные сульфидные включения были обнаружены в самых ранних фенокристах лампроитов при их термобарогеохимическом исследовании. Они были выявлены в лампроитах Смоки Бьютт, Фортуны и Лейцит Хиллс [34, 38, 40].

В оливиновых гиалолампроитах Смоки Бьютт сульфиды в виде округлых глобул (1-30 μm) встречаются только в оливине-1 (Mg# - 0.87-0.92, 0.5-0.8 мас.% NiO, размер -1-5 мм). Иногда они ассоциируют с первичными включениями расплава ($T_{\text{гом}} > 1250^\circ\text{C}$). Глобулы представлены следующими минеральными ассоциациями: пентландит + халькопирит, моносульфидный

Таблица 8. Фазовый и химический состав сульфидных включений в минералах лампроитов.

| Фазовый состав включений | Фазы | n | Fe Ni Co Cu S Сумма | | | | | | Fe Ni Co Cu S Me/S Ni/Fe | | | | | | |
|---|---------|---|---------------------|-------|------|-------|-------|-------|--------------------------|-------|------|-------|-------|------|------|
| | | | в. % | | | | | ат. % | | | | | | | |
| В оливине-1 Ol-Arm-Phl-Lc гиаололампроита, Смоки Бьютт, Монтана, США | | | | | | | | | | | | | | | |
| Pn+Cp | Pn | 2 | 28,79 | 37,37 | 0,17 | 0,46 | 33,30 | 100,1 | 23,42 | 28,92 | 0,13 | 0,33 | 47,19 | 1,12 | 0,55 |
| Pn+Cp | Pn | 2 | 28,43 | 37,57 | 0,17 | 0,68 | 33,19 | 100,1 | 23,16 | 29,12 | 0,13 | 0,49 | 47,10 | 1,12 | 0,56 |
| Mss+Cp | Mss | 1 | 4,36 | 56,32 | 0,00 | 3,42 | 35,49 | 99,59 | 3,55 | 43,64 | 0,00 | 2,45 | 50,36 | 0,99 | 0,92 |
| Pn+Cp | Pn | 2 | 26,55 | 39,70 | 0,10 | 0,09 | 33,43 | 99,87 | 21,63 | 30,77 | 0,08 | 0,06 | 47,45 | 1,11 | 0,59 |
| Pn+Cp | Pn | 1 | 26,76 | 39,75 | 0,20 | 0,10 | 33,13 | 99,94 | 21,83 | 30,85 | 0,15 | 0,07 | 47,09 | 1,12 | 0,59 |
| Viol | Viol | 2 | 11,07 | 45,47 | 0,13 | 1,60 | 41,50 | 99,77 | 8,64 | 33,75 | 0,10 | 1,10 | 56,41 | 0,77 | 0,80 |
| Mss+Cp | Mss | 2 | 3,20 | 58,27 | 0,00 | 2,69 | 35,81 | 99,97 | 2,59 | 44,93 | 0,00 | 1,92 | 50,56 | 0,98 | 0,95 |
| Mss+Cp | Mss | 2 | 5,52 | 53,03 | 0,00 | 5,51 | 35,79 | 99,85 | 4,48 | 40,96 | 0,00 | 3,93 | 50,62 | 0,98 | 0,90 |
| Mss+Cp | Mss | 2 | 5,93 | 55,03 | 0,00 | 3,68 | 35,46 | 100,1 | 4,81 | 42,46 | 0,00 | 2,62 | 50,11 | 1,00 | 0,90 |
| Mss+Cp | Cp | 1 | 30,37 | 0,14 | 0,00 | 34,28 | 34,91 | 99,70 | 25,01 | 0,11 | 0,00 | 24,81 | 50,07 | 1,00 | 0,00 |
| Pn+Cp | Pn | 2 | 29,11 | 37,35 | 0,17 | 0,17 | 33,31 | 100,1 | 23,67 | 28,89 | 0,13 | 0,12 | 47,18 | 1,12 | 0,55 |
| Pn+Cp | Cp | 1 | 30,50 | 0,21 | 0,00 | 34,30 | 34,92 | 99,93 | 25,07 | 0,16 | 0,00 | 24,77 | 49,99 | 1,00 | 0,01 |
| | ISM | | 29,32 | 31,78 | 0,14 | 5,29 | 33,55 | 100,1 | 23,88 | 24,62 | 0,11 | 3,79 | 47,60 | 1,10 | 0,51 |
| | Pn | 2 | 27,30 | 39,21 | 0,11 | 0,19 | 33,18 | 99,99 | 22,26 | 30,41 | 0,08 | 0,14 | 47,12 | 1,12 | 0,58 |
| Pn+Cp | Cp | 1 | 30,67 | 0,21 | 0,00 | 34,19 | 34,90 | 99,97 | 25,20 | 0,16 | 0,00 | 24,69 | 49,95 | 1,00 | 0,01 |
| | ISM | | 27,81 | 33,36 | 0,09 | 5,29 | 33,44 | 99,99 | 22,69 | 25,90 | 0,07 | 3,79 | 47,54 | 1,10 | 0,53 |
| В оливине-1 Ol орендита, North Table Mountain, Лейцит Хиллс, Вайоминг, США | | | | | | | | | | | | | | | |
| Mss+Pn | Mss | 6 | 34,73 | 25,59 | 0,61 | 0,00 | 38,72 | 99,65 | 27,33 | 19,15 | 0,45 | 0,00 | 53,07 | 0,88 | 0,41 |
| Mss+Cp | Mss+Pn | 1 | 33,43 | 27,40 | 0,56 | 0,04 | 38,61 | 100,1 | 26,26 | 20,47 | 0,42 | 0,03 | 52,83 | 0,89 | 0,44 |
| | Mss | 1 | 33,34 | 27,40 | 0,47 | 0,15 | 38,69 | 100,1 | 26,17 | 20,46 | 0,35 | 0,10 | 52,91 | 0,89 | 0,44 |
| | Cp | 1 | 31,24 | 0,64 | 0,07 | 32,91 | 34,91 | 99,77 | 25,68 | 0,50 | 0,05 | 23,78 | 49,99 | 1,00 | 0,02 |
| Mss+Cp | ISM | | 33,03 | 23,39 | 0,41 | 5,06 | 38,12 | 100,1 | 26,10 | 17,58 | 0,31 | 3,52 | 52,49 | 0,91 | 0,40 |
| | Mss+Cp | 1 | 33,18 | 19,93 | 0,37 | 8,04 | 38,32 | 99,84 | 26,27 | 15,01 | 0,28 | 5,59 | 52,85 | 0,89 | 0,36 |
| В ортопироксене фортуниита, Fortuna, ЮВ Испания | | | | | | | | | | | | | | | |
| Pn+Cp | Pn+Cp | 1 | 28,36 | 30,99 | 0,09 | 7,25 | 33,23 | 99,92 | 23,21 | 24,13 | 0,07 | 5,21 | 47,38 | 1,11 | 0,51 |
| Pn+Gd* | Pn | 1 | 18,43 | 48,15 | 0,06 | 0,11 | 33,20 | 99,95 | 15,08 | 37,48 | 0,05 | 0,08 | 47,32 | 1,11 | 0,71 |
| | Gd | 1 | 10,33 | 57,29 | 0,00 | 0,22 | 32,12 | 99,96 | 8,54 | 45,05 | 0,00 | 0,16 | 46,25 | 1,16 | 0,84 |
| | ISM | | 16,00 | 50,89 | 0,04 | 0,14 | 32,88 | 99,95 | 13,13 | 39,73 | 0,03 | 0,10 | 47,00 | 1,13 | 0,75 |
| Pn+Gd* | Gd | 1 | 4,44 | 62,85 | 0,00 | 0,05 | 32,62 | 99,96 | 3,67 | 49,37 | 0,00 | 0,04 | 46,93 | 1,13 | 0,93 |
| Pn+Hzss | Pn | 2 | 25,76 | 40,72 | 0,27 | 0,06 | 33,20 | 100,1 | 21,01 | 31,58 | 0,21 | 0,04 | 47,16 | 1,12 | 0,60 |
| | Hzss | 2 | 8,54 | 62,36 | 0,00 | 0,26 | 28,65 | 99,81 | 7,24 | 50,27 | 0,00 | 0,19 | 42,30 | 1,36 | 0,87 |
| | ISM | | 18,87 | 49,38 | 0,16 | 0,14 | 31,38 | 99,93 | 15,63 | 38,89 | 0,13 | 0,10 | 45,26 | 1,21 | 0,71 |
| Pn | Pn | 1 | 27,28 | 38,91 | 0,23 | 0,06 | 33,40 | 99,88 | 22,23 | 30,15 | 0,18 | 0,04 | 47,40 | 1,11 | 0,58 |
| Pn | Pn | 1 | 25,18 | 40,52 | 0,12 | 0,50 | 33,51 | 99,83 | 20,53 | 31,43 | 0,09 | 0,36 | 47,59 | 1,10 | 0,60 |
| Pn+Hzss | Pn | 4 | 28,59 | 37,96 | 0,07 | 0,02 | 33,28 | 99,92 | 23,29 | 29,42 | 0,05 | 0,01 | 47,23 | 1,12 | 0,56 |
| | Hzss | 1 | 12,51 | 57,37 | 0,07 | 0,09 | 29,77 | 99,81 | 10,51 | 45,83 | 0,06 | 0,07 | 43,55 | 1,30 | 0,81 |
| Pn+Po | Pn | 2 | 36,40 | 29,76 | 0,35 | 0,04 | 33,35 | 99,90 | 29,55 | 22,98 | 0,27 | 0,03 | 47,17 | 1,12 | 0,44 |
| | Po | 1 | 62,22 | 1,11 | 0,00 | 0,02 | 36,56 | 99,91 | 49,00 | 0,83 | 0,00 | 0,01 | 50,15 | 0,99 | 0,02 |
| | ISM | | 38,98 | 26,90 | 0,32 | 0,04 | 33,67 | 99,90 | 31,55 | 20,71 | 0,24 | 0,03 | 47,47 | 1,11 | 0,40 |
| Pn+Po | Po | 1 | 60,91 | 0,28 | 0,00 | 0,01 | 38,78 | 99,98 | 47,31 | 0,21 | 0,00 | 0,01 | 52,47 | 0,91 | 0,00 |
| Hzss | Hzss | 1 | 17,56 | 51,15 | 0,08 | 0,25 | 30,90 | 99,94 | 14,59 | 40,43 | 0,06 | 0,18 | 44,73 | 1,24 | 0,73 |
| Pn+Hzss | Pn+Hzss | 1 | 20,23 | 45,84 | 0,16 | 0,14 | 33,46 | 99,83 | 16,53 | 35,63 | 0,12 | 0,10 | 47,62 | 1,10 | 0,68 |
| Pn+Hzss | Pn | 1 | 29,78 | 36,64 | 0,25 | 0,02 | 33,25 | 99,95 | 24,25 | 28,38 | 0,19 | 0,02 | 47,16 | 1,12 | 0,54 |
| Po+Pn | Po | 1 | 57,62 | 3,97 | 0,00 | 0,28 | 37,92 | 99,79 | 45,12 | 2,96 | 0,00 | 0,19 | 51,73 | 0,93 | 0,06 |
| Pn+Fe-ox | Pn | 2 | 28,14 | 38,17 | 0,20 | 0,01 | 33,35 | 99,87 | 22,93 | 29,58 | 0,15 | 0,01 | 47,33 | 1,11 | 0,56 |

Примечание. Pn - пентландит ($(Fe_xNi_{1-x})_{9\pm y}S_8$), Cp - халькопирит $CuFeS_2$, Mss - моносульфидный твердый раствор ($(Fe_xNi_{1-x})_{1-y}S$), Viol - виоларит $(Fe_xNi_{1-x})Ni_2S_4$, Gd - годлевскит $(Fe_xNi_{1-x})_9S_8$ или годлевскитовый твердый раствор $(Fe_xNi_{1-x})_{7\pm y}S_6$, Hzss - хизлевудитовый твердый раствор $(Fe_xNi_{1-x})_{3\pm y}S_2$, Po - пирротин $Fe_{1-x}S$, Fe-ox - железозоксидная кубическая фаза (вюстит или магнетит), ISM - рассчитанный исходный сульфидный расплав, n - число анализов. * - сульфидное обособление во включении силикатного расплава (Pn+Gd или Pn+Hzss).

твердый раствор (MSS) + халькопирит, виоларит. Халькопирит в значительных количествах (до 20 об.%) присутствует только в крупных глобулах (до 20-30 μm), а в мелких включениях он образует тонкую внешнюю кайму.

В фортунитах ЮВ Испании сульфиды обнаружены как в виде одиночных глобул (до 20 μm) так и в виде обособлений в первичных расплавленных включениях в фенокристах ортопироксена и флогопита. Сульфидные глобулы в энстатите представлены следующими ассоциациями: пентландит + хизлевудит, пентландит, хизлевудит, пентландит + годлевскит, пентландит + пирротин. Иногда в некоторых сульфидных глобулах присутствует кристаллики железокислой фазы. Температура гомогенизации включений расплава, сосуществующих с сульфидными глобулами, составляет 1350°C.

В оливиновых орендитах North Table Mountain (Лейцит Хиллс, США) сульфиды обнаружены только в фенокристах (ксенокристах) оливина в виде глобул (1-100 μm). Они образуют трассирующие цепочки в оливине и ассоциируют с вторичными флюидными включениями, иногда с вторичными включениями расплава ($T_{\text{гом}}=1010-1100^\circ\text{C}$). Крупные глобулы (до 100 μm) состоят из MSS или MSS + халькопирит. Иногда в MSS можно увидеть ориентированные выделения пентландита.

Главной отличительной особенностью сульфидных глобул изученных лампроитов является их высоконикелевый состав (Таблица 8). В породах Смоки Бьютт MSS содержит до 50-63 мас.% Ni. MSS такого состава не были обнаружены где-либо. MSS Смоки Бьютт имеет соотношение Me/S равное 0.98-1.00 и, по-видимому, является представителем гексапирротиновых твердых растворов $(\text{Fe,Ni})_{1-x}\text{S}$. MSS Лейцит Хиллс (Ni - 27.4 wt.%) имеет состав, промежуточный между $(\text{Fe,Ni})_9\text{S}_{10}$ и $(\text{Fe,Ni})_7\text{S}_8$. Исходный сульфидный расплав (ISM), рассчитанный для некоторых глобул с этих трех проявлений, имеет разный состав. ISM Фортуны характеризуется соотношением Me/S, равным 1.1-1.2, ISM Смоки Бьютт – Me/S=1.1, ISM Лейцит Хиллс – Me/S=0.9. Два последних состава также обогащены Cu (5 и 8 мас.%, соответственно).

Температуры гомогенизации включений расплава, сосуществующих с сульфидными глобулами в ранних минералах лампроитов, свидетельствуют о высоких температурах захвата сульфидного расплава и о существовании силикат-сульфидной жидкостной несмесимости в лампроитовом расплаве при высоких температурах. Температуры захвата сульфидного расплава варьируют для разных проявлений лампроитов: $>1250^\circ\text{C}$ – Смоки Бьютт; $\sim 1350^\circ\text{C}$ – Фортуна; $>>1100^\circ\text{C}$ – Лейцит Хиллс [38]. Высокие концентрации Ni в сульфидных глобулах возможно связаны с мантийным источником лампроитов.

ОБСУЖДЕНИЕ И ВЫВОДЫ

Несмотря на отмеченные выше различия между разными петрографическими типами лампроитов по составу стекол включений (Рис. 6-7, 10), общая черта характерна для всех типов пород с разных проявлений лампроитового магматизма (Зап. Австралия, Лейцит Хиллс, Смоки Бьютт,

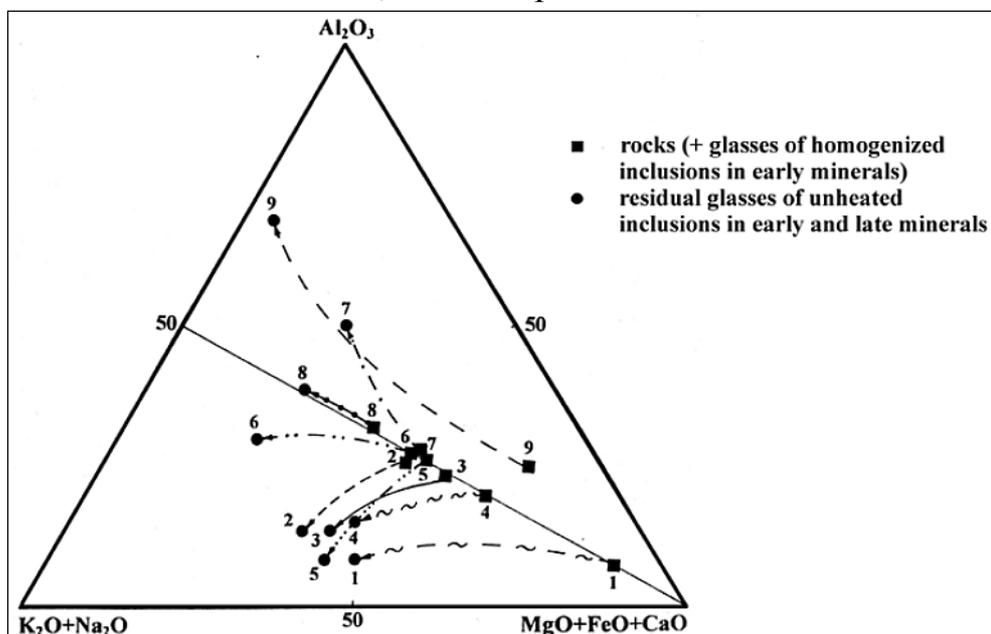


Рис. 10. Эволюция лампроитов разных регионов (состав породы → стекла включений в минералах) в сопоставлении с эволюцией калиевых базальтов и шошонитов.

1 – оливиновые лампроиты Зап.Кимберли и Прери Крик; 2 – лейцитовые лампроиты Зап.Кимберли; 3 – вайомингиты и орендиты Лейцит Хиллс; 4 – хумиллиты ЮВ Испании; 5 – канкалиты ЮВ Испании; 6 – лампроиты Смоки Бьютт; 7 – вериты и фортуниты ЮВ Испании; 8 – лампроиты Пуэбла де Мула ЮВ Испании; 9 – калиевые базальты и шошониты. Линия в треугольнике условно разделяет агпаитовые и миаскитовые составы по мас.%. Данные по породам и стеклам включений взяты из работ [5-7, 15, 17-19, 22, 24, 25, 30, 32-34, 36, 37, 39, 40, 42-50, 52].

ЮВ Испания). эволюция исходного расплава в процессе кристаллизации имела агпаитовую природу и была направлена в сторону постепенного обеднения Al_2O_3 , CaO , MgO и P_2O_5 и обогащения SiO_2 , FeO_T , BaO , TiO_2 , ZrO_2 и щелочами. Летучие, такие как F (или HF), CO_2 , N_2 , и H_2O , играли значительную роль в первичных лампроитовых магмах. Все это приводило к образованию калиевых силикатов, недосыщенных или несодержащих Al (Фесанидин, К-Тi-рихтерит, щербаковит, роддерит-чаезит и вадеит) и К-Ва-титанатов (прайдерит, джеппеит) на поздних стадиях кристаллизации. Сульфид-силикатная жидкостная несмесимость иногда проявлялась в лампроитовых расплавах на ранних стадиях их кристаллизации. Присутствие воды, солей (возможно, хлоридов), барита и кальцита в некоторых включениях расплава в минералах лампроитов свидетельствует о том, что

водно-солевой (сульфат-карбонат-хлоридный) расплав или флюид мог отделяться от силикатной жидкости на самых поздних стадиях эволюции. В некоторых случаях это проявляется в виде позднемагматической-гидротермальной деятельности. Например, апатит-гематит-карбонатные ассоциации присутствуют в виде прожилков в хумиллитах [31, 50]. Поздние карбонаты и барит также типичны для пород Прери Крик, Смоки Бьютт и Лейцит Хиллс [24, 44, 53]. Некоторые отклонения в общей эволюции исходного расплава для лампроитов разных проявлений, возможно, отражают процессы, которые происходили с примитивной лампроитовой магмой при ее подъеме (контаминация мантийного оливина, смешение в мантии, контаминация корового материала, смешение в земной коре).

Большинство включений расплава в некоторых испанских породах (особенно, в веритах и фортунитах) отличаются по составу от стекол включений в других лампроитах. Они обогащены SiO_2 , Al_2O_3 , щелочами и обеднены BaO и TiO_2 , имеют низкий индекс апаитности (<1). Такие особенности могут быть объяснены как результат смешения между лампроитовой и шошонит-дацитовый магмами согласно гипотезе, предложенной *Вентурелли с соавторами* [49, 51]. С другой точки зрения, некоторые испанские породы, относимые к семейству лампроитов, возможно являются представителями шошонитовой группы (главным образом, безлейцитовые разновидности).

Химизм стекол и дочерних фаз расплавных включений в минералах лампроитов и характер их эволюции от ранних к поздним минералам могут быть использованы как дополнительные признаки отличия лампроитов от других калиевых пород (особенно, от калиевых базальтов), которые очень похожи на лампроиты по химическому и модальному составу (Рис. 10). Недавние термобарогеохимические исследования других щелочных пород (шошониты, калиевые базальты) продемонстрировали их существенные отличия от лампроитов [18, 33, 37, 47-48]. Эволюция расплава в процессе коисталлизации этих типов пород была направлена в сторону постепенного повышения SiO_2 , Al_2O_3 и щелочей и уменьшения феррических компонентов при явно выраженном миаскитовом характере.

БЛАГОДАРНОСТИ

Автор благодарит академика Н.В.Соболева (ИМП СО РАН, Новосибирск), профессора Р.Х.Митчелла (Лейкхедский университет, Тандер-Бэй, Канада), профессора Ж.Вентурелли (Университет Пармы, Италия) и д.г.-м.н. Н.В.Владыкина (ИГХ СО РАН, Иркутск) за предоставление образцов лампроитов. Автор также крайне признателен Л.Н.Поспеловой (ОИГГМ СО РАН, Новосибирск) за помощь в проведении микрозондового анализа. Данная работа была выполнена при поддержке РФФИ (грант 00-15-98541, Научные школы).

ЛИТЕРАТУРА

1. *Allan, J.F. and Carmichael, I.S.E.* 1984. Lamprophyric lavas in the Colima graben, SW Mexico. **Contrib. Mineral. Petrol.**, 88, 203-216.
2. *Arima, M. and Edgar, A.D.* 1983. A high pressure experimental study on a magnesian-rich leucite lamproite from the West Kimberley area, Australia: petrogenetic implications. **Contrib. Mineral. Petrol.**, 84, 228-234.
3. *Barton, M. and Hamilton, D.L.* 1979. The melting relationships of a madupite from the Leucite Hills, Wyoming, to 30 kb. **Contrib. Mineral. Petrol.**, 69, 133-142.
4. *Barton, M. and Hamilton, D.L.* 1982. Water-undersaturated melting experiments bearing upon the origin of potassium-rich magmas. **Mineral. Mag.**, 45, 267-278.
5. *Богатиков О.А., Рябчиков И.Д., Кононова В.А. и др.* 1991. Лампроиты. М., Наука, 301 с.
6. *Carmichael, I.S.E.* 1967. The mineralogy and petrology of the volcanic rocks from Leucite Hills, Wyoming. **Contrib. Mineral. Petrol.**, 15, 24-66.
7. *Contini, S., Venturelli, G., Toscani, L., Capedri, S. and Barbieri, M.* 1993. Cr-Zr-arnalcolite-bearing lamproites of Cancarix, SE Spain. **Mineral. Mag.**, 57, 203-216.
8. *Cundari, A. and Ferguson, A.K.* 1991. Petrogenetic relationships between melilitite and lamproite in the Roman Comagmatic Region: the lavas of S.Venanzo and Cupaello. **Contrib. Mineral. Petrol.**, 107, 343-357.
9. *De Albuquerque Sgarbi, P.B. and Gomes Valenca, J.* 1993. Kalsilite in Brazilian kamafugitic rocks. **Mineral. Mag.**, 57, 165-171.
10. *Edgar, A.D., Charbonneau, H.E. and Mitchell, R.H.* 1992. Phase relations of an arnmalcolite-phlogopite lamproite from Smoky Butte, Montana: Applications to lamproite genesis. **J. Petrol.**, 33, 505-520.
11. *Edgar, A.D. and Mitchell, R.H.* 1997. Ultra high pressure-temperature melting experiments on an SiO₂-rich lamproite from Smoky Butte, Montana: derivation of siliceous lamproite magmas from enriched sources deep in the continental mantle. **J. Petrol.**, 38, 457-477.
12. *Foley, S.F.* 1989. Experimental constraints on phlogopite chemistry in lamproites: 1. The effect of water activity and oxygen fugacity. **Eur. J. Mineral.**, 1, 411-426.
13. *Foley, S.F.* 1990. Experimental constraints on phlogopite chemistry in lamproites: 2. Effect of pressure-temperature variations. **Eur. J. Mineral.**, 2, 327-341.
14. *Gulliver, C.E., Edgar, A.D. and Mitchell, R.H.* 1998. Stability and composition of K-Ti-silicates, K-Ba-phosphate and K-Mg-fluoride at 0.85-2.6 GPa: implications for the genesis of potassic alkaline magmas. **Can. Mineral.**, 36, 1339-1346.
15. *Gunter, W.D., Hoinkes, G., Ogden, P. and Pajari, G.E.* 1990. Origin of leucite-rich and sanidine-rich flow layers in the Leucite Hills volcanic field, Wyoming. **J. Geophys. Res.**, 95 (B10), 15911-15928.
16. *Jaques, A.L. and Foley, S.F.* 1985. The origin of Al-rich spinel inclusions in leucite from leucite lamproites of Western Australia. **Amer. Mineral.**, 70, 1143-1150.
17. *Jaques, A.L., Lewis, J.D. and Smith, C.B.* 1986. Kimberlites and Lamproites of Western Australia. **Geol. Surv. Western Austr.**, Bull.132, 430 pp.
18. *Костюк В.П., Панина Л.И., Жидков А.Я., Орлова М.П., Базарова Т.Ю.* 1990. Калиевый щелочной магматизм Байкало-Становой рифтогенной системы. Новосибирск, Наука, 239 с.
19. *Kuehner, S.M., Edgar, A.D. and Arima M.* 1981. Petrogenesis of the ultrapotassic rocks from the Leucite Hills, Wyoming. **Amer. Mineral.**, 66, 663-677.
20. *Logvinova, A.M. and Sobolev, N.V.* 1995. Morphology and composition of mineral inclusions in chromite macrocrysts from kimberlites and lamproites. **Extended Abstracts**

- Volume of 6th Inter. Kimberlite Conference, Novosibirsk, Russia, 331-332.
21. *Михайлов М.Ю., Щацкий В.С.* 1975. Силитовый нагреватель для высокотемпературной микротермокамеры. В сб. «Минералогия эндогенных образований (по включениям в минералах)», редактор В.С.Соболев, **Труды Западно-Сибирского отделения Всесоюзного Минералогического Общества**, Новосибирск, т. 2, с. 109-110.
 22. *Mitchell, R.H.* 1991. Coexisting glasses occurring as inclusions in leucite from lamproites: examples of silicate liquid immiscibility in ultrapotassic magmas. **Mineral. Mag.**, 55, 197-202.
 23. *Mitchell, R.H.* 1995. Melting experiments on a sanidine phlogopite lamproite at 4-7 GPa and their bearing on the sources of lamproitic magmas. **J. Petrol.**, 36, 1455-1474.
 24. *Mitchell, R.H. and Bergman, S.C.* 1991. Petrology of Lamproites. Plenum Publication, New York, 447 pp.
 25. *Mitchell, R.H., Platt, R.G. and Downey, M.* 1987. Petrology of lamproites from Smoky Butte, Montana. **J. Petrol.**, 28, 645-677.
 26. *Pridier, R.T.* 1982. A glassy lamproite from the West Kimberley area, Western Australia. **Mineral. Mag.**, 45, 279-282.
 27. *Roedder, E.* 1984. Fluid inclusions. In P.H.Ribbe, ed., **Reviews in Mineralogy**, v.12, Mineralogical Society of America, 644 pp
 28. *Рябчиков И.Д., Соловова И.П., Соболев Н.В., Соболев А.В., Богатиков О.А., Алешин В.Г., Ващенко А.Н.* 1986. Азот в лампроитовых магмах. **Докл. АН СССР**, т. 288, 976-979.
 29. *Salvioli-Mariani, E. and Toscani, L.* 2001. Silicate melt inclusions and phase chemistry in olivine-leucitites of Gaussberg. **Abstracts of XVI ECROFI**, Porto 2001, Portugal, **Memória**, no. 7, 391-392.
 30. *Salvioli-Mariani, E. and Venturelli, G.* 1996. Temperature of crystallization and evolution of the Jumilla and Cancarix lamproites (SE Spain) as suggested by melt and solid inclusions in minerals. **Eur. J. Mineral.**, vol.8, no.5, 1027-1039.
 31. *Salvioli-Mariani, E., Venturelli, G., Toscani, L. and Barbieri, M.* 1991. The Jumilla lamproites, SE Spain: Late magmatic hydrothermal activity (preliminary results). **Abstracts of XI ECROFI**, Firenze, Italy, **Plinius**, 5, 191-192.
 32. *Шарыгин В.В.* 1991. Химический состав включений расплава в минералах лампроитов поля Эллендейл (Зап.Австралия). **Геология и геофизика**, т. 32, № 11, 54-61.
 33. *Шарыгин В.В.* 1993. Эволюция расплава в процессе кристаллизации гаюиновых фонолитов Восточного Эйфеля (Зап.Германия). **Геология и геофизика**, т. 34, № 6, 84-95.
 34. *Шарыгин В.В.* 1997. Эволюция лампроитов по включениям расплава в минералах. **Геология и геофизика**, т. 38, № 1, 142-153.
 35. *Sharygin, V.V.* 1998. Melt inclusions and chromite in lamproites from Smoky Butte, Montana. **Extended Abstracts of 7th Inter. Kimberlite Conference**, Cape Town, SAR, 785-787.
 36. *Шарыгин В.В., Базарова Т.Ю.* 1991. Особенности эволюции расплава при кристаллизации вайомингитов Лейцит Хиллс, США. **Геология и геофизика**, т. 32, № 6, 51-57.
 37. *Шарыгин В.В., Поспелова Л.Н.* 1994. Эволюция расплава в процессе кристаллизации фергусит-порфиоров Восточного Памира. **Геология и геофизика**, т. 35, № 1, 93-99.
 38. *Sharygin, V.V. and Pospelova, L.N.* 1998. Sulfide inclusions in early lamproite minerals. **Extended Abstracts of 7th Inter. Kimberlite Conference**, Cape Town, SAR, 794-796.
 39. *Шарыгин В.В., Владыкин Н.В.* 1994. Физико-химические условия образования лампроитов Волжиди Хилл, Зап. Австралия. **Геология и геофизика**, т. 35, № 4, 59-66.
 40. *Шарыгин В.В., Панина Л.И., Владыкин Н.В.* 1998. Включения расплава в минералах

- лампроитов Смоки Бьютт (Монтана, США). **Геология и геофизика**, т.39, № 1, 35-51.
41. **Соболев А.В.** 1996. Расплавные включения в минералах как источник принципиальной петрогенетической информации. **Петрология**, т. 4, № 3, 228-239.
 42. **Соболев А.В., Соболев Н.В., Смит К.Б. и др.** 1985. Новые данные по петрологии оливиновых лампроитов Западной Австралии по результатам исследований магматических включений в оливинах. **Докл. АН СССР**, 284, 196-201.
 43. **Sobolev, A.V., Sobolev N.V., Smith, C.B. and Dubessy, J.** 1989. Fluid and melt composition in lamproites and kimberlites based on study of inclusions in olivine. **Geol. Soc. Austr. Spec. Publication**, 14, 220-240.
 44. **Sobolev, V.S., Bazarova, T.Yu. and Yagi, K.** 1975. Crystallization temperature of wyomingite from Leucite Hills. **Contrib. Mineral. Petrol.**, 49, 301-308.
 45. **Соловова И.П., Гирнис А.В., Козарко Л.Н. и др.** 1989. Геохимические особенности лампроитов Прайер Крик по данным изучения микровключений в оливинах. **Геохимия**, № 10, 1449-1459.
 46. **Соловова И.П., Козарко Л.Н., Рябчиков И.Д., Наумов В.Б., Гирнис А.В., Кононкова Н.Н., Вентурелли Ж.** 1988. Высококалиевые магмы Испании и признаки глубинности их формирования (по данным термобарогеохимии). **Докл. АН СССР**, 303, 182-185.
 47. **Vaggelli, G., Belkin, H.E. and Francalanci, L.** 1993. Silicate-melt inclusions in the mineral phases of the Stromboli volcanic rocks: a contribution to the understanding of magmatic processes. **Acta Vulcanol.**, 3, 115-125.
 48. **Vaggelli, G., De Vivo, B. and Trigila, R.** 1993. Silicate-melt inclusions in recent Vesuvius lavas (1631-1944): II. Analytical chemistry. **J. Volcanol. Geotherm. Res.**, 58, 367-378.
 49. **Venturelli, G., Capedri, S., Di Batistini, G., Crawford, A., Kogarko, L.N. and Celestini, S.** 1984. The ultrapotassic rocks from southeastern Spain. **Lithos**, 17, 37-54.
 50. **Venturelli, G., Capedri, S., Barbieri, M., Toscani, L., Salvioli Mariani, E. and Zerbi, M.** 1991. The Jumilla lamproite revisited: a petrological oddity. **Eur. J. Mineral.**, 3, 123-145.
 51. **Venturelli, G., Toscani, L., Salvioli-Mariani, E. and Capedri, S.** 1991. Mixing between lamproitic and dacitic components in Miocene volcanic rocks of SE Spain. **Mineral. Mag.**, 56, 282-285.
 52. **Wagner, C. and Velde, D.** 1986. The mineralogy of K-richterite-bearing lamproite. **Amer. Mineral.**, 71, 17-37.
 53. **Wagner, C. and Velde, D.** 1986. Davanite, $K_2TiSi_6O_{15}$, in the Smoky Butte (Montana) lamproites. **Amer. Mineral.**, 71, 1473-1475.
 54. **Wagner, C. and Velde, D.** 1987. Aluminous spinels in lamproites: occurrence and probable significance. **Amer. Mineral.**, 72, 689-696.
 55. **Wendlandt, R.F. and Eggler, D.H.** 1980. The origin of potassic magmas: 1. Melting relations in the systems $KAlSiO_4 - Mg_2SiO_4 - SiO_2$ and $KAlSiO_4 - MgO - SiO_2 - CO_2$ to 30 kilobars. **Amer. J. Sci.**, 280, 385-420.
 56. **Wendlandt, R.F. and Eggler, D.H.** 1980. The origin of potassic magmas: 2. Stability of phlogopite in natural spinel lherzolite and in system $KAlSiO_4 - MgO - SiO_2 - H_2O - CO_2$ at high pressures and temperatures. **Amer. J. Sci.**, 280, 421-458.

Изотопно-газовые (He, Ar) индикаторы источников вещества палеозойских щелочных комплексов Кольской провинции и связанных с ними рудных месторождений

Нивин В.А., Икорский С.В., Каменский И.Л.

*Геологический институт Кольского НЦ РАН, Апатиты
nivin@geoksc.apatity.ru*

ВВЕДЕНИЕ

В результате девонского (405-360 млн. лет) импульса щелочного магматизма в пределах Кольского сегмента северо-восточной части Балтийского щита сформировалось около двух десятков интрузивных щелочно-ультраосновных, в большинстве случаев с карбонатитами, комплексов (УЩКК) и гигантские нефелин-сиенитовые с фойдолитами Хибинский и Ловозерский плутоны. Геологическое строение, петрологические и минералогические особенности, как и металлогеническая специализация большинства этих интрузий изучены достаточно подробно и освещены в многочисленных публикациях, включая обзорные [Kogarko et al., 1995]. Изотопно-геохимические (Sr, Nd) характеристики их свидетельствуют о мантийном происхождении родительских расплавов (преимущественно из деплетированного источника) и отсутствии или крайне ограниченной контаминации коровым материалом [Kramm, Kogarko, 1994; Beard et al., 1996; и др.]. Будучи весьма насыщенными летучими компонентами, рассматриваемые образования представляют собой благоприятные объекты для исследования изотопов благородных газов, являющихся признанными геохимическими трассерами многих геологических процессов. Совместное использование информации по распределению и изотопному составу гелия и аргона в породах и минералах во многих случаях дает возможность идентифицировать источники флюидов, оценить пропорции их смешения при возникновении и эволюции магматических расплавов и рудообразующих систем, степень и характер дегазации и ассимиляции вмещающих пород, влияние и участие приповерхностных процессов в формировании различных структурно-вещественных комплексов. Перспективность подобного подхода для Кольской щелочной провинции подтверждается рядом предшествующих работ [Изотопы..., 1985; Нивин и др., 1988; Nivin et al., 1993; Митрофанов и др., 1995; Marty et al., 1998; Tolstikhin et al., 1999a, 1999b]. В ходе этих исследований, в частности, впервые для магматических пород палеозойского возраста обнаружен гелий с отношением изотопов, близким к типичному для глубинных нижнемантийных плюмов, а также установлены рекордные для земных образцов количества первозданного изотопа ^3He . Наряду с

результатами последних, наиболее крупных из перечисленных публикаций, в которых обобщаются данные главным образом по УЩКК, в настоящем сообщении рассматриваются также нефелин-сиенитовые массивы и более детально охарактеризована в отношении распространенности изотопов гелия и аргона рудоносная фоскорит-карбонатитовая серия пород УЩКК.

ОБРАЗЦЫ И МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Изучались образцы пород и, в меньшей степени, минералов 9 щелочно-ультраосновных с карбонатитами комплексов, включая Ковдор, Себлявр, Вуориярви, Салмагорский, полуострова Турий, Лесной и Озерной Варак, Контозерский, Салланлатва, а также Хибинского и Ловозерского плутонов и связанных с ними, соответственно, апатитовых и редкометальных месторождений. Наличие обширной литературы по геологии, минералогии и геохимии как массивов в целом, так и рудных комплексов, избавляет нас от необходимости даже кратко касаться этих вопросов.

Методика изотопно-газовых измерений была неоднократно опубликована ранее, например [Marty et al., 1998; Tolstikhin et al., 1999b]. Здесь же отметим только, что извлечение редких газов из образцов пород и минералов осуществлялось двумя методами - плавлением в высоковакуумной электропечи и механическим измельчением в вакуумированных стеклянных ампулах. В первом случае экстрагировался газ из всего объема образца, во втором - главным образом из флюидных микровключений (ФВ). Далее в тексте и на рисунках для обозначения этих форм нахождения газов используются соответствующие подстрочные индексы "общ" и "фв". Сопоставление общих концентраций изотопов гелия и аргона в породе с теоретически ожидаемыми, рассчитанными исходя из содержания родительских (U, Th, Li, K) элементов, возраста пород и допущения закрытости системы, позволяет количественно оценить захваченную компоненту газов. Во флюидных включениях многих минералов соотношение изотопов захваченных газов может длительное время сохраняться, будучи ближе к исходному и с меньшей примесью радиогенной компоненты по сравнению с газами в кристаллической решетке.

При интерпретации полученных результатов учитывались последние оценки изотопных отношений для земных резервуаров: $^3\text{He}/^4\text{He}$ (наиболее информативный индикатор источника глубинных флюидов) в земной коре $\sim 2 \cdot 10^{-8}$, в верхней мантии $\sim 1,1 \cdot 10^{-5}$, в нижней мантии $\sim 1,8 \cdot 10^{-4}$; $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ в атмосфере - 295,5, в верхней мантии ~ 40000 , в нижней мантии $\sim 5000-6000$ [Tolstikhin, Marty, 1998].

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

В таблице 1 приведены пределы колебаний и оценочные средние для всех изученных УЩКК значения концентраций и отношений изотопов

благородных газов по сериям пород, отдельно для трех типичных представителей этих комплексов с разным уровнем изотопно-гелиевых отношений, а также Хибинского и Ловозерского массивов.

Концентрации гелия и отношение $^3\text{He}/^4\text{He}$ в изученных породах и минералах изменяются в пределах нескольких порядков величин. В УЦКК ультраосновные породы в целом характеризуются наибольшими средними содержаниями гелия и отношениями его изотопов, карбонатиты и фоскориты отличаются максимальным разбросом, а Себляврский массив выделяется из всех изученных самыми высокими значениями этих показателей как по породам в целом, так и по флюидным включениям.

Содержания изотопов аргона в ЩУКК подвержены гораздо меньшим вариациям, особенно в ФВ, хотя в карбонатитовой серии пород отношение $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ изменяется от практически «воздушного» до 50000.

Для нефелин-сиенитовых массивов характерны пониженные отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$, а более радиоактивные ловозерские породы отличаются также максимальными общими концентрациями ^4He и повышенными ^{40}Ar , наименьшей величиной отношения $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ в ФВ.

Прямое сравнение измеренных и рассчитанных количеств изотопов гелия в породах, высокие (выше среднего значения таковых в базальтах срединно-океанических хребтов и соответствующие некоторым базальтам океанических островов, так называемых "горячих точек") $^3\text{He}/^4\text{He}$ -отношения во флюидных включениях ряда образцов (рис. 1) надежно свидетельствуют о присутствии обогащенной ^3He нижнемантийной плюмовой компоненты в захваченном флюиде. Рисунок 1 иллюстрирует и более широкий диапазон изотопно-газовых характеристик фоскоритов и карбонатитов, а также единый тренд расположения фигуративных точек образцов пород и минералов всех изученных массивов в координатах $^3\text{He} - ^3\text{He}/^4\text{He}$.

Положительная корреляция отношения величины $U+0.24\text{Th}$ (пропорциональной генерации радиогенного ^4He) к ^3He , с одной стороны, и отношения $^4\text{He}/^3\text{He}$ - с другой, предполагают значительный вклад радиогенного гелия в газе, выделяемом плавлением образцов (рис. 2). Положение же точек подавляющего большинства образцов ниже эволюционной линии указывает на потери гелия, обычные для пород любого происхождения. На аналогичном графике, но в линейных координатах, по образцам оливинитов и пироксенитов регрессионным анализом удалось оценить начальное отношение $^4\text{He}/^3\text{He}$ в захваченном флюиде, равное ~ 30000 и соответствующее наиболее низким отношениям, измеренным в ФВ [Tolstikhin et al., 1999b].

Таблица 1.

Вариации и средние значения концентрации и отношений изотопов благородных газов в породах щелочно-ультраосновных с карбонатами и нефелин-сиенитовых комплексов Кольской провинции

| Породы, массив | Пределы колебаний (над чертой) и средние значения (под чертой) изотопно-газовых параметров (в скобках - количество образцов) | | | | | | Во флюидных включениях | | | |
|--|---|---|---|---------------------------------|--|---|---|---------------------------------|--|--|
| | В породе (в целом) | | | | | | | | | |
| | ^4He $\text{см}^3/\text{г}$, $\times 10^{-6}$ | $^3\text{He}/^4\text{He}$ $\times 10^{-8}$ | ^{40}Ar $\text{см}^3/\text{г}$, $\times 10^{-6}$ | $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ | ^4He $\text{см}^3/\text{г}$, $\times 10^{-6}$ | $^3\text{He}/^4\text{He}$ $\times 10^{-8}$ | ^{40}Ar $\text{см}^3/\text{г}$, $\times 10^{-6}$ | $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ | | |
| Щелочно-ультраосновные комплексы | | | | | | | | | | |
| Ультраосновные ¹⁾ | 11,9 - 1010 249,9 (15) | 20,5 - 1560 519,5 (15) | 1,8 - 37,2 9,8 (21) | 394 - 7327 2229 (21) | 0,17 - 64 7,8 (58) | 39,2 - 3299 1079,8 (58) | 0,1 - 7,4 1,8 (34) | 345 - 3000 1446 (34) | | |
| Щелочные ¹⁾ | 16 - 135 58,7 (4) | 22,9 - 622 262,7 (4) | 13,5 - 59,1 32,2 (4) | 4451 - 20707 9348 (4) | 0,3 - 56 11 (29) | 69,5 - 1965 534,1 (29) | 3,2 - 5,9 4,8 (3) | 636 - 2268 1397 (3) | | |
| Карбонатиты и фоскориты ¹⁾ | 2 - 1554 123 (73) | 1 - 1140 194,7 (73) | 0,5 - 157 21,8 (66) | 310 - 50000 3564 (66) | 0,04 - 374 21,6 (98) | 1 - 2557 544,1 (98) | 0,2 - 16,7 3,9 (28) | 296 - 3743 1411 (28) | | |
| Ковдор ²⁾ | 7,4 - 341 67,7 (16) | 19,7 - 1084 312,8 (16) | 3,5 - 157 32,6 (22) | 632 - 50000 6712 (22) | 0,17 - 374 23,5 (29) | 62 - 1956 820,1 (29) | 0,5 - 4,3 1,7 (5) | 1509 - 2985 2225 (5) | | |
| Себьявр ²⁾ | 11,6 - 1010 222,7 (15) | 19,4 - 1560 464,8 (15) | 0,9 - 37,1 10,4 (21) | 383 - 4934 1593 (21) | 0,37 - 21,8 5,4 (29) | 81,2 - 3299 1352,2 (29) | 0,4 - 4,4 2,1 (15) | 435 - 2185 1145 (15) | | |
| Вуориярви ²⁾ | 23 - 489 304 (4) | 2,1 - 79 35,4 (4) | 12,2 - 29,3 20,6 (4) | 1078 - 3774 1995 (4) | 0,47 - 174 26,1 (25) | 6,8 - 2086 567 (25) | 2,6 - 3,4 3 (3) | 1493 - 1754 1611 (3) | | |
| Щелочные массивы | | | | | | | | | | |
| Хибинский ²⁾ | 2,3 - 485 127 (53) | 0,7 - 43,5 11,6 (53) | 1,5 - 191,3 40,9 (53) | 392 - 40600 8170 (53) | 0,03 - 226 17,3 (106) | 0,8 - 182 44,7 (106) | 1,9 - 9,6 4 (4) | 866 - 1840 1516 (4) | | |
| Ловозерский ²⁾ | 23 - 28000 1777 (27) | 0,5 - 22,9 6,2 (27) | 12,1 - 150 62,6 (27) | 601 - 18110 7119 (27) | 0,5 - 632 49,5 (46) | 0,4 - 117,5 12,7 (46) | 0,8 - 3,5 2,2 (3) | 394 - 590 492 (3) | | |

Примечание. 1) из всех изученных массивов; 2) все типы пород. Использованы собственные анализы авторов, выполненные в Геологическом институте КНЦ РАН в 1985-2001 г.г.

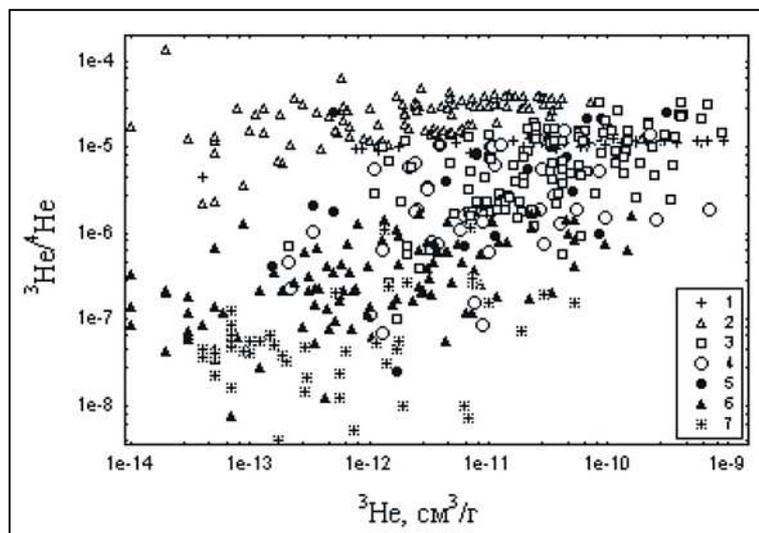


Рис. 1. Взаимосвязь величины отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$ и концентрации ^3He во флюидных включениях.

Породы: 1 - базальты срединно-океанических хребтов; 2 - базальты океанических островов; ЩУКК Кольской провинции: 3 - ультраосновные и щелочные, 4 - карбонатиты, 5 - фоскориты; нефелин-сиенитовых массивов: 6 - Хибинского, 7 - Ловозерского.

Лучшая положительная корреляция ^3He и ^4He во флюидных включениях (рис. 3) чем в породе в целом, более тесная зависимость изотопного отношения от концентрации ^3He , чем ^4He , а также между количествами ^3He , содержащихся в ФВ и матрице породы (рис. 4) по сравнению с ^4He , служат подтверждением различной природы измеряемых изотопов гелия, лучшей сохранности, особенно во флюидных включениях, захваченного гелия относительно образующегося *in situ* радиогенного, преимущественной потери последнего, его существенного влияния на изотопный состав гелия в кристаллической матрице породы и меньшее - во включениях.

Выявляются заметные различия характера соотношений изотопного состава гелия, выделяемого измельчением и величины $^3\text{He}_{\text{фв}}/^3\text{He}_{\text{общ}}$ в разных типах пород. В ультраосновных пород УЩКК отсутствует какая-либо взаимосвязь этих параметров, тогда как в карбонатитах и фоскоритах прослеживается положительная корреляция, степень которой нарастает далее к хибинским и ловозерским породам. Вероятно, независимость $^3\text{He}/^4\text{He}$ в ФВ ультраосновных пород от доли там же легкого изотопа гелия по сравнению с матрицей свидетельствует о преобладании здесь первичных включений, в которых захватывался гелий того же изотопного состава, что и матрицей породы, где впоследствии изотопное отношение изменилось в большей степени за счет добавки генерируемого *in situ* радиогенного гелия. Наличие же позитивной корреляции между рассматриваемыми показателями может быть обусловлено ростом доли вторичных ФВ, захвативших гелий с уже

изменившимся (вплоть до корового) по сравнению с исходным изотопным составом. В таком случае роль вторичных включений увеличивается от карбонатитов и фоскоритов к породам Хибинского и Ловозерского плутонов.

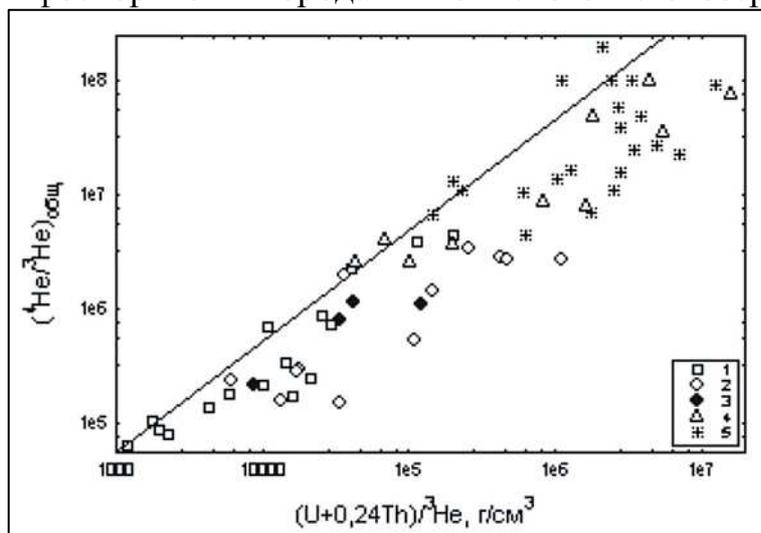


Рис. 2. Соотношение родительских и дочерних изотопов системы U-Th-He.

Наклонная прямая - эволюционная линия, соответствующая возрасту 370 млн. лет.

Породы: ультраосновные и щелочные (1), карбонатиты (2) и фоскориты (3) ЩУКК; Хибинского (4) и Ловозерского (5) массивов.

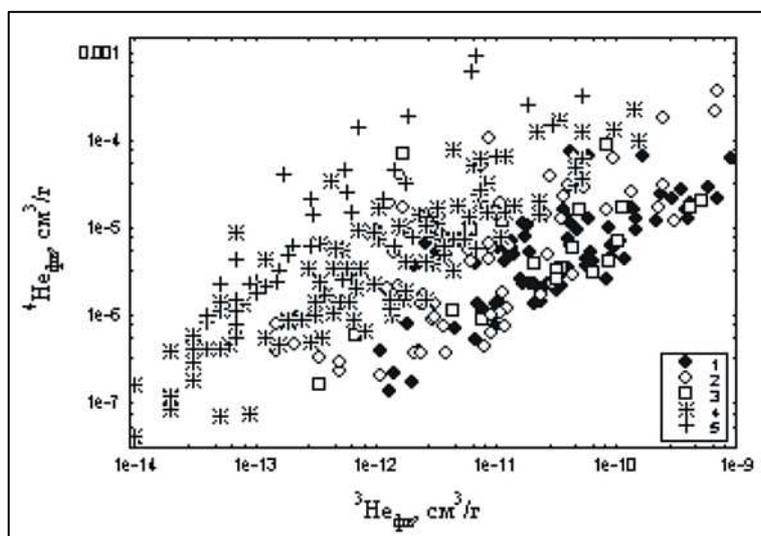


Рис. 3. Взаимосвязь изотопов гелия во флюидных включениях.

Породы: ультраосновные (1), карбонатиты (2) и фоскориты (3) ЩУКК; Хибинского (4) и Ловозерского (5) массивов.

И действительно, по данным термометрии в минералах карбонатитов и магнетитовых руд, например, Ковдора наблюдаются как первичные, так и вторичные газо-жидкие включения [Соколов, 1981], а в хибинских и ловозерских породах подавляющее большинство газовых включений образовалось на постмагматических стадиях [Икорский и др., 1992].

Чувствительность отношения ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ к изменениям условий минералообразования проявляется, в частности, в карбонатитовой серии пород. При широких вариациях величины этого отношения в карбонатитах

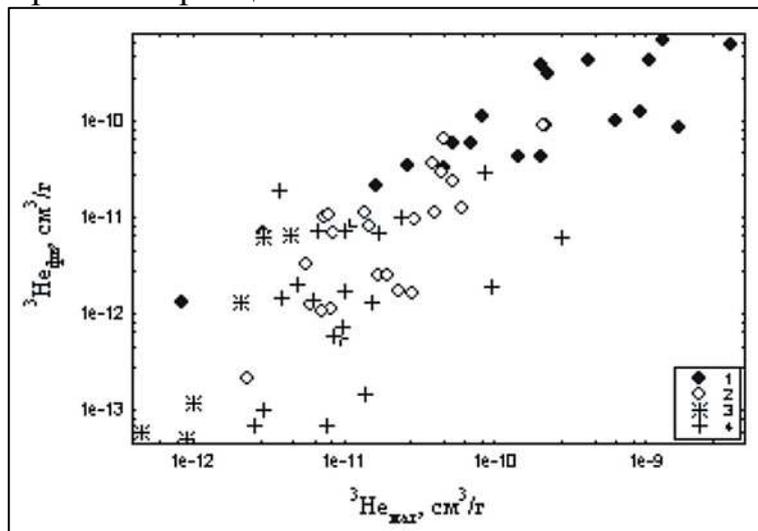


Рис. 4. Взаимосвязь концентраций ${}^3\text{He}$ в минеральной матрице пород (по горизонтали) и флюидных включениях.

Породы: ультраосновные (1), карбонатиты и фоскориты (2) ЩУКК; Хибинского (3) и Ловозерского (4) массивов.

отдельных стадий формирования, установлено, что наиболее низкие отношения характерны для образцов с признаками постмагматических изменений (перекристаллизации, развития наложенной и/или явно низкотемпературной минерализации). Напротив, породы, в наименьшей степени затронутые постмагматическими процессами, как правило, отличаются повышенными ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ -отношениями. Форстерит - и пироксен - кальцитовые карбонатиты второй стадии, доломитовые и кальцит-доломитовые карбонатиты четвертой стадии, характеризующиеся высокими средними отношениями ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$, согласно геологическим и петрографическим данным, в наибольшей степени сохранили признаки магматической кристаллизации.

В породах нефелин-сиенитовых массивов потери ${}^4\text{He}$ (от 5 до 90 %) для большинства образцов сопоставимы с таковыми в УЩКК (рис. 5). Однако отношение измеренных и рассчитанных количеств ${}^3\text{He}$ здесь на несколько порядков ниже, что может свидетельствовать или о значительно большей степени дегазации мантийных расплавов на докристаллизационном этапе формирования плутонов, или же о существенном преобразовании структуры первично магматических породообразующих минералов в результате более поздних сравнительно низкотемпературных процессов.

Во ФВ нефелиновых сиенитов Хибин намечается закономерное увеличение отношения ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ от массивных хибинитов, слагающих периферическую дугу массива, к трахитоидным хибинитам и, далее, к

фойяитам центральной части. Рудоносный ийолит-уртитовый комплекс, включая рисчорриты, подобно фоскорит-карбонатитовой серии УЩКК, характеризуется наибольшим разбросом изотопно-газовых показателей.

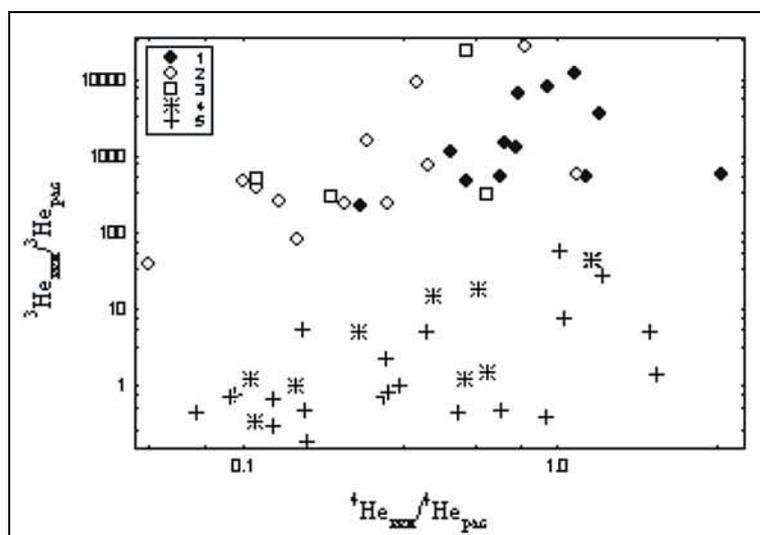


Рис. 5. Сопоставление измеренных («изм») и рассчитанных («рас») концентраций изотопов гелия.

Породы: ультраосновные (1), карбонатиты (2) и фоскориты (3) ЩУКК; Хибинского (4) и Ловозерского (5) массивов.

Непосредственно апатитовые руды отличаются повышенными концентрациями гелия и низким отношениям $^3\text{He}/^4\text{He}$, хотя последнее имеет сравнительно высокие значения в некоторых пироксенах из руд. Хибинские карбонатиты сопоставимы по изотопно-газовым характеристикам с апатитовыми рудами.

Гелий, выделяемый из большинства ловозерских пород плавлением, преимущественно радиогенный. Лишь отдельные образцы фойяитов, ювитов и пойкилитовых нефелиновых сиенитов, главным образом из нижних частей доступного разреза рудоносного расслоенного комплекса, характеризуются повышенными (до $23 \cdot 10^{-8}$) отношениями $^3\text{He}/^4\text{He}$. Во ФВ величина этого отношения достигает 10^{-6} и более в пойкилитовых сиенитах, авгитовых порфиритах вулканогенного комплекса и фенитах экзоконтакта массива. Рудные (лопаритовые) малиньиты, уртиты и луявриты расслоенного комплекса, а также ювиты эвдиалитового комплекса, отличаются максимальными концентрациями гелия и минимальными $^3\text{He}/^4\text{He}$ отношениями как в породе в целом, так и в ФВ. Тем не менее, в наиболее радиоактивном образце малиньита выявлено пятикратное превышение измеренного количества ^3He над ожидаемым, что значительно больше возможной ошибки расчетов.

Низкие концентрации калия в карбонатитах и фоскоритах благоприятствуют возможности использования системы ^{40}Ar - ^{36}Ar для идентификации атмосферной компоненты флюида. Изотопный состав аргона,

захваченного флюидными включениями, гораздо в меньшей степени подвержен изменениям за счет добавок радиогенного $^{40}\text{Ar}^*$, образовавшегося в породе. Подтверждением тому может служить положительная корреляция

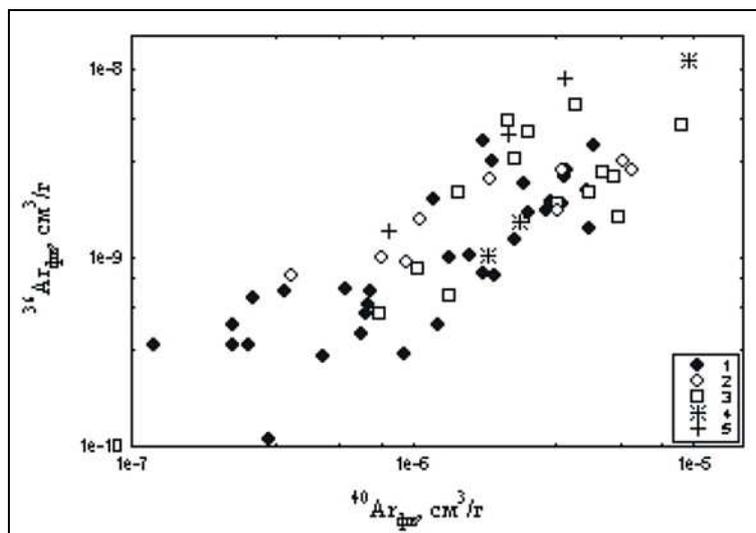


Рис. 6. Корреляция изотопов аргона во флюидных включениях.

Породы: ультраосновные (1), карбонаты (2) и фоскориты (3) ЩУКК; Хибинского (4) и Ловозерского (5) массивов.

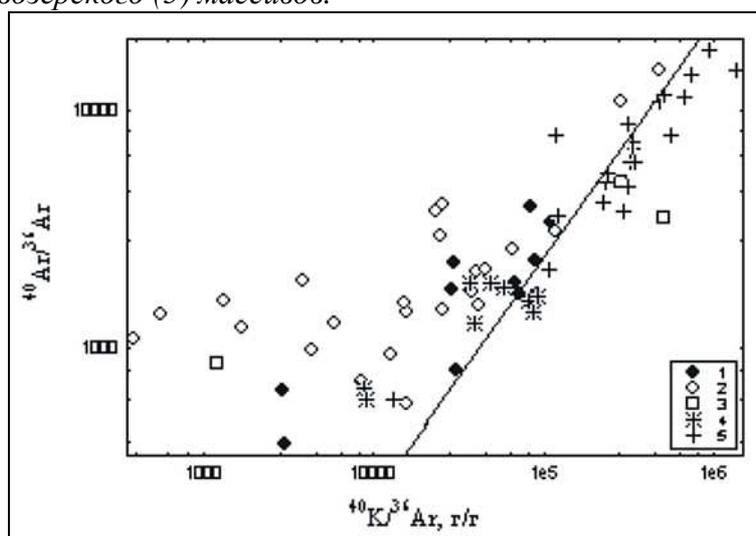


Рис. 7. Эволюционная диаграмма для К-Аг системы.

Наклонная прямая - эволюционная линия, соответствующая возрасту 370 млн. лет.

Породы: ультраосновные (1), карбонаты (2) и фоскориты (3) ЩУКК; Хибинского (4) и Ловозерского (5) массивов.

$^{40}\text{Ar}_{\text{фв}}$ и $^{36}\text{Ar}_{\text{фв}}$ (рис. 6) при отсутствии взаимосвязи содержания этих изотопов в породах в целом. Немногочисленные определения аргона в ФВ нефелиновых сиенитов демонстрируют еще более тесную прямую взаимосвязь этих изотопов.

На эволюционной диаграмме К-Аг системы (рис. 7) большинство точек карбонатов и фоскоритов лежат выше изохроны для соответствующего

возраста, что свидетельствует о значительном избытке радиогенного аргона. Отношение $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ в захваченном аргоне может быть около 1000. И действительно, построение подобных диаграмм в линейных координатах для

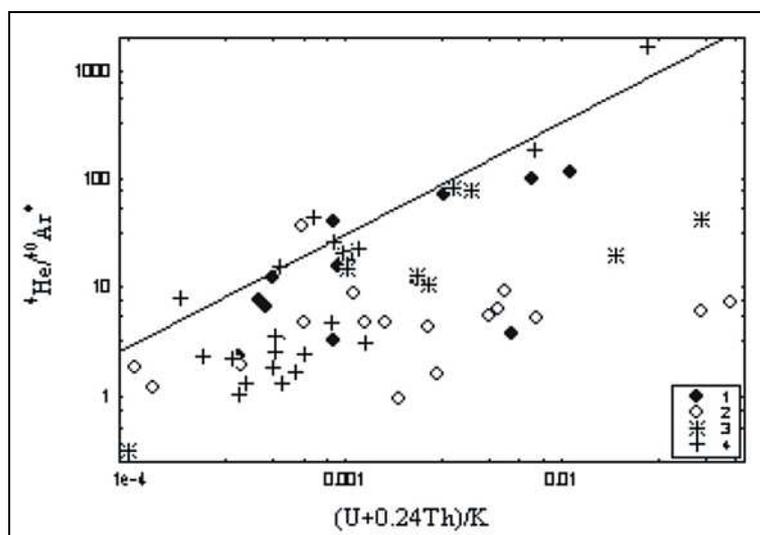


Рис. 8. Взаимосвязь родительских элементных и дочерних изотопных отношений.

Наклонная линия - конкордия. Породы: ультраосновные (1), карбонаты и фоскориты (2) ЩУКК; Хибинского (3) и Ловозерского (4) массивов.

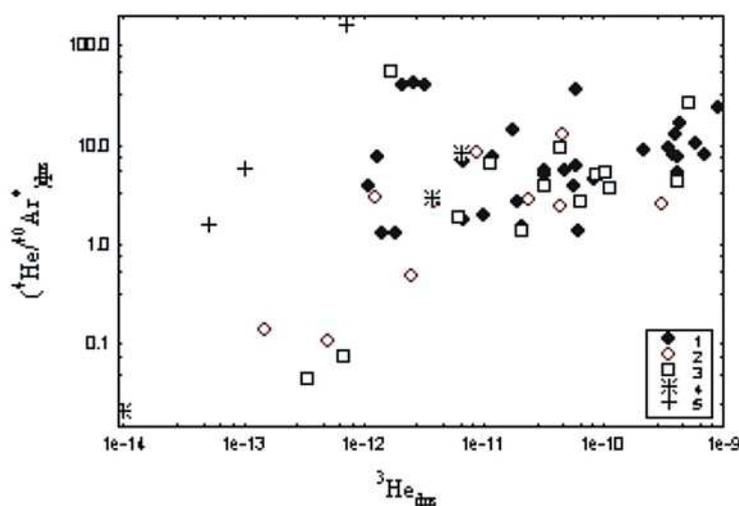


Рис. 9. Соотношение концентрации ^3He и величины $^4\text{He}/^{40}\text{Ar}^*$ во флюидных включениях.

Породы: ультраосновные (1), карбонаты (2) и фоскориты (3) ЩУКК; Хибинского (4) и Ловозерского (5) массивов.

каждого массива в отдельности показало, что начальное изотопное отношение в захваченном породами карбонатитовой серии Ковдора, Вуориярви и Себлявра аргоне составило 900-1200. Для пород Хибинского и Ловозерского массивов это отношение оказалось близким к атмосферному.

Графиком (рис. 8), отражающим взаимосвязь соотношений родительских элементов (U, Th, K) и дочерних радиогенных изотопов гелия и аргона, подтверждаются преимущественные потери породами радиогенного

гелия, поскольку фигуративные точки большинства изученных образцов лежат ниже конкордии.

Намечающееся закономерное усиление корреляции ^3He и $^4\text{He}/^{40}\text{Ar}^*$ в газах, выделяемых измельчением, от ультраосновных пород УЩКК к карбонатитам и нефелиновым сиенитам (рис. 9) является еще одним свидетельством различной природы флюидных включений в минералах рассматриваемых комплексов. Кроме того, здесь наблюдается явное сужение диапазона отношения радиогенных изотопов гелия и аргона с увеличением ^3He , то есть с уменьшением его потерь.

Близость изотопных характеристик щелочных интрузий Кольской провинции и щелочных базальтов океанических островов позволяет предполагать также сходные источники. Для базальтовых расплавов на основе интерпретации изотопно-геохимических данных разными авторами допускаются как литосферные, так и астеносферные источники. Модели генерации и эволюции родоначальных для континентальных щелочных и карбонатитовых комплексов расплавов предусматривают, в большинстве случаев, метасоматически обогащенный литосферный источник [Wyllie et al., 1990; Kogarko et al., 1994; Когарко, 1996; и др.]. Полученные нами изотопно-газовые характеристики согласуются с такими предположениями, как и с более общей литосферной моделью, объединяющей изотопные, геохронологические и геофизические данные (Mckenzie and O’Nions, 1995). Этой моделью предусматривается существование в субконтинентальной литосфере слоя, близкого по составу источнику базальтов срединно-океанических хребтов, и вышележащего слоя, обедненного относительно того же источника, преобразование обоих слоев за счет 10-30 % добавки метасоматического расплава, являющегося 0,3-0,5 % выплавкой астеносферной мантии. Поскольку субконтинентальная литосфера представляет собой долгоживущий консервативный резервуар, временной интервал между началом метасоматического процесса и последующего внедрения в кору, родоначальных щелочных магм может быть достаточно длительным. Основываясь на анализе Rb-Sr системы, для девонских комплексов Кольского региона такой промежуток оценивается в 50-350 млн. лет, что с учетом возраста щелочного магматизма, результатов анализа современных моделей дегазации Земли и U-He систематики позволяет исключить верхнюю мантию из числа потенциальных источников первичных благородных газов в щелочных и карбонатитовых комплексах [Tolstikhin et al., 1999b]. В качестве такого источника предполагается вещество нижней мантии, возможно, ее застойных, менее дегазированных участков.

На основе модельных оценок содержания благородных газов в главных земных резервуарах [Tolstikhin and Marty, 1998], в свою очередь, оценены массовые доли вклада в родительские расплавы кольских УЩКК вещества менее дегазированного резервуара нижней мантии, верхней мантии и насыщенных атмосферными газами метеорных вод, который составляет,

соответственно, 2 %, 97.95 % и 0.05 % [Tolstikhin et al., 1999b]. Проведенное выше сопоставление изотопно-газовых показателей УЩКК и нефелин-сиенитовых массивов свидетельствует, что на последние, с учетом различий в условиях магматической кристаллизации (в первую очередь меньшей глубины) и в характере постмагматических изменений, также могут быть, в основном, распространены ранее сделанные оценки. В то же время, можно предполагать более широкое участие корового, существенно водного, флюида и растворенных атмосферных газовых компонентов в формировании Хибинского и Ловозерского массивов, особенно на поздних стадиях их эволюции.

ЗАКЛЮЧИТЕЛЬНЫЕ ЗАМЕЧАНИЯ

Современный изотопный состав благородных газов в породах палеозойских щелочных и щелочно-ультраосновных с карбонатитами комплексов Кольской провинции и связанных с ними крупнейших месторождений полезных ископаемых контролируется степенью дегазации родительских расплавов, концентрацией захваченных изотопов и их сохранностью, зависящей от меняющихся свойств вмещающих минералов, длительностью, интенсивностью и характером постмагматических процессов, частичной контаминацией коровым флюидом и атмосферными компонентами, содержанием радиоактивных элементов, генерацией, миграцией и потерями радиогенных изотопов. Интенсивность дегазации, в свою очередь, обусловлена составом, скоростью подъема и условиями кристаллизации расплава, включая глубину магматической камеры и степень открытости системы в отношении флюида.

Изотопно-газовые характеристики изученных комплексов свидетельствуют, что возникновение их родительских расплавов инициировалось глубинным мантийным плюмом, в составе которого устанавливается нижнемантийная компонента, что согласуется с моделями, основанными на других геохимических и геофизических данных, предусматривающими в качестве преобладающего предварительно метасоматизированный литосферный источник родоначальных расплавов.

Газо-геохимические особенности фоскоритов и карбонатитов отражают их более позднее формирование относительно ассоциирующих ультраосновной и щелочной серий пород. Магнетитовые руды, образовавшиеся преимущественно путем магматической кристаллизации, в последующем частично и неравномерно претерпели постмагматические изменения, обусловившие широкие вариации их минерального и химического составов.

Агпайтовые магматические расплавы, из которых формировались Хибинский и Ловозерский нефелин-сиенитовые плутоны, оказались наиболее дегазированными (в отношении редких газов), что, по всей вероятности, определялось их повышенной щелочностью, меньшей глубиной

и более длительной из-за гигантских размеров магматических камер кристаллизацией. Продолжительным остыванием, наряду с высоким содержанием щелочей и накоплением в расплаве химически активных флюидов, обуславливалось интенсивное проявление постмагматических процессов, главным образом, аутометасоматического характера. Гипабиссальные условия способствовали контаминации магматических флюидов атмосферными компонентами преимущественно на поздних этапах становления массивов.

Не принципиальные, в целом, отличия изотопно-газовых характеристик изученных рудных комплексов и разнотипного оруденения от таковых для непосредственно вмещающих пород могут свидетельствовать об общности их источников и происхождения, а также о некоторых различиях в условиях формирования и постмагматического преобразования.

Авторы выражают благодарность И.Н. Толстихину за полезное обсуждение, конструктивные предложения и замечания, способствовавшие улучшению рукописи.

*Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ
(проект 00-05-64174).*

ЛИТЕРАТУРА

1. **Изотопы легких инертных газов в карбонатитах Кольского полуострова /И.Н. Толстихин, И.Л. Каменский, И.В. Шарков, О.Б. Дудкин, В.А. Припачкин.** - Препринт. Апатиты: 1985. - 42 с.
2. **Икорский С.В., Нивин В.А., Припачкин В.А.** Геохимия газов эндогенных образований. С.-П.: Наука, 1992. - 179 с.
3. **Когарко Л.Н.** Щелочной магматизм в истории Земли и эволюция флюидного режима мантии // Докл РАН. 1996. Т.348. № 5. С. 665-667.
4. **Митрофанов Ф.П., Икорский С.В., Каменский И.Л.** Изотопы Не в палеозойских щелочных интрузиях Кольского полуострова и Северной Карелии // Докл. АН (Россия).-1995.-Т.345.-№ 2.-С.243-246.
5. **Нивин В.А., Каменский И.Л., Толстихин И.Н.** Изотопный состав гелия и аргона в породах рудных горизонтов Ловозерского массива // Геохимия.- 1988.- N 1.- С. 33-39.
6. **Соколов С.В.** Новые данные об условиях образования Ковдорского апатито-магнетитового месторождения // Зап.Всес.мин-го о-ва, Ч.110, вып.5, 1981.- С.581-588.
7. **Beard A. D., Downes H., Vetrin V., Kempton P.D., Maluski H.** (1996) Petrogenesis of Devonian lamprophyre and carbonatite minor intrusions, Kandalaksha Gulf (Kola Peninsula, Russia). Lithos 39, 93-119.
8. **Kramm U., Kogarko L. N.** (1994) Nd and Sr isotope signatures of the Khibina and Lovozero apatitic centres, Kola Alkaline Province. Russia. Lithos 32, 225-242.
9. **Kogarko, L.N., Kononova, V.A., Orlova, M.P., Woolley, A.R.** (1995). Alkaline Rocks and Carbonatites of the World, Part 2: Former USSR. Chapman & Hall, London, 230 pp.
10. **Marty B., Tolstikhin I., Kamensky I., Nivin V., Balaganskaya E., Zimmermann J.-L.** Plume-derived rare gases in 380 Ma carbonatites from the Kola region (Russia) and the argon isotopic composition in the deep mantle //Earth and Planetary Science Letters, 1998.- Vol.164, No.1-2, pp. 179-192.

11. **McKenzie D. and O’Nions R.K.** (1995) The source regions of ocean Island basalts. Oxford Univ. Press. 133-159.
12. **Nivin V.A., Kamensky I.L. and Tolstikhin I.N.** (1993) Helium and argon isotope abundances in rocks of Lovozero alkaline massif. - *Isotopenpraxis*, 1993, Vol.28, P.281-287.
13. **Tolstikhin I.N., Marty B.** The evolution of terrestrial volatiles: a view from helium, neon, argon and nitrogen isotope modelling // *Chemical Geology*.- 1998.- Vol.147.- P.27-52.
14. **Tolstikhin I.N., Kamensky I.L., Nivin V.A., Vetrin V.R., Balaganskaya E.G., Ikorsky S.V., Gannibal M.A., Kirnarsky Yu.M., Marty B., Weiss D., Verhulst A., Demaiffe D.** (1999a). Low mantle plume component in 370 Ma old Kola ultrabasic-alkaline-carbonatite complexes: Evidences from rare gas isotopes and related trace elements. *Russian Journal of Earth Sciences, English Translation*, Vol. 1, No. 2 (Print version of the online electronic journal <http://eos.wdcb.rssi.ru/rjes/>), pp. 179-222.
15. **Tolstikhin I.N., Kamensky I.L., Marty B., Nivin V.A., Vetrin V.R., Balaganskaya E.G., Ikorsky S.V., Gannibal M.A., Kirnarsky Yu.M., Weiss D., Verhulst A., and Demaiffe D.** (1999b). Low mantle plume component in Devonian Kola ultrabasic-alkaline-carbonatite complexes: Evidences from rare gas isotopes and related parent elements. Reprint. Apatity-Nancy-Bruxelles, 1999. - 97 p (in English and Russian).
16. **Wyllie P. J., Baker M. B., and White B.** (1990). Experimental boundaries for the origin and evolution of carbonatites. *Lithos* 26, 3-19.-*

Раннепалеозойский кимберлит-мелноитовый магматизм Приполярного Урала и геодинамическая обстановка его формирования

Махоткин И.Л.¹, Подкуйко Ю.А.², Журавлёв Д.З.³

¹ Московское представительство Де Бирс, Россия, Москва

² ГУП «Сосьвапромгеология», Россия, Тюменская область, п. Саранпауль

³ ИГЕМ РАН, Россия, Москва

imahotkin@debeers.ru

Хартесский интрузивный комплекс Приполярного Урала сложен четырьмя типами ультраосновных пород: кимберлитами, мелноитовыми кимберлитами, мелноитами и алликинтами. Sm-Nd данные указывают на верхнекембрийский возраст этого комплекса. Становление кимберлит-мелноитового магматизма реки Хартес связано с процессами рифтогенеза, наложенного на сильно деплетированную литосферную мантию Центральноуральской зоны Приполярного Урала, являющейся в то время частью Баренцевоморского платформенного блока. Степень деплетированности Уральской литосферной мантии возрастает с уменьшением глубины. Наиболее глубокие горизонты Уральской литосферной мантии были незначительно обогащены легкими РЗЭ в средне-верхнерифейское время.

ВВЕДЕНИЕ

Кимберлитовый магматизм Приполярного Урала, проявление которого известно как Хартесский кимберлитовый комплекс, приурочен к рифейским структурам Уральского мобильного пояса [Лукьянова, Бельский, 1987]. Возраст и природа пород этого комплекса до сих пор вызывает дискуссии. По сравнению с типичными кимберлитами древних платформ породы Хартесского комплекса обеднены редкими элементами [Махоткин, Подкуйко, 1998]. К-Ar изотопные данные, указывающие на то что эти породы сформировались на границе верхней перми и триаса [Махоткин и др., 1997], не вполне согласуются с геологическими данными, предполагающие их ниже-палеозойский возраст.

С целью уточнения возраста и природы кимберлитового магматизма Приполярного Урала авторы провели детальные изотопно-геохимические исследования (K-Ar; Rb-Sr; Sm-Nd) семи образцов пород Хартесского комплекса и четырёх образцов калиевых лампрофиров и базальтов реки Сертынья, которые как предполагалось, могли быть образованы в едином тектоно-магматическом цикле совместно с кимберлитами.

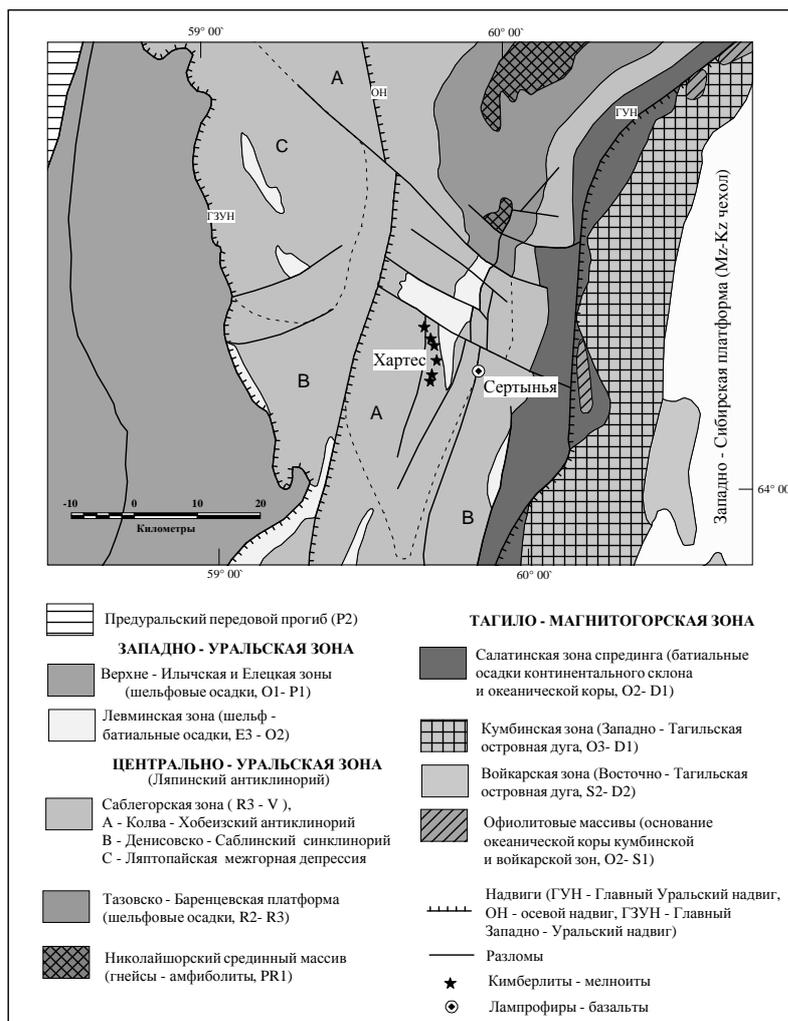


Рис. 1. Геологическое положение Хартесского кимберлитового комплекса на Приполярном Урале.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ

Хартесский кимберлитовый комплекс расположен в верховьях реки Хартес. Этот комплекс состоит из шести субмеридионально вытянутых дайкообразных тел размером от 1 до 2 км. Все тела локализованы в узкой 10 километровой субмеридиональной тектонической структуре, сложенной верхнерифейскими песчаниками и алевролитами (рис. 1). С востока и с запада эта субмеридиональная структура ограничена надвигами. Вдоль восточного разлома на верхнерифейские отложения надвинута тектоническая пластина, сложенная ниже-среднеордовикскими терригенно-карбонатными отложениями Лемвинской зоны, в пределах которой кимберлитовые тела не известны.

В общерегиональном тектоническом плане Хартесский кимберлитовый комплекс приурочен к южной части Ляпинского антиклинория, сформированного на пересечении субмеридиональной Центрально-

Уральской зоны (палеозойской структуры Уральского мобильного пояса) и предуральских (позднепротерозойских) тектонических структур северо-западного простирания. По отношению к древнему предуральскому структурному плану кимберлиты реки Хартес приурочены к южному окончанию Колво-Хобеизской антиклинорной зоны (рис. 1). Ядро этой антиклинорной зоны обнажается к северу от района развития кимберлитового магматизма и сложено среднерифейскими терригенно-карбонатными платформенными отложениями и нижнепротерозойскими гнейсами и амфиболитами, так называемого Николайшорского срединного массива.

Лампрофиры и базальты реки Сертынья слагают небольшие дайки, которые прорывают Салатимскую зону растяжения палеоконтинентального склона Тагило-Магнитогорской зоны. Выходы этих тела локализованы к востоку от Хартесского кимберлитового комплекса и совпадают с главным Уральским надвигом.

ПЕТРОГРАФИЯ

Среди даек Хартесского кимберлитового комплекса авторами было изучено три тела порфировидных пород, различающихся по своему минеральному и химическому составу (Табл. 1).

В первом изученном теле, основная масса пород практически полностью замещена шестоватым агрегатом натрового щелочного амфибола и талька с незначительной примесью хлорита (*образцы K-2-5, K-2-6*). Вполне вероятно, что амфибол основной массы этих образцов мог образоваться по первичной мелилитсодержащей минеральной ассоциации, на что указывает натровый характер щелочности этих пород ($K_2O/Na_2O = 0.23$), несколько повышенное содержание $SiO_2 \sim 46.5$ вес. % и $CaO \sim 8$ вес. %. Данную разновидность пород авторы идентифицируют как мелноиты. Этот термин впервые был использован Скиннером [Scott Smith, 1995] для обозначения палеотипных и кайнотипных оливиновых мелилитсодержащих субвулканических пород, которые в целом близки по минеральному составу к кимберлитам, но немного отличаются от них по текстуре, минералогии и химии, главным образом по K/Na отношению (рис. 2).

Отчетливо порфировые породы второго тела имеют наиболее свежий облик (рис. 3). Макрокристы и фенокристы представлены измененным оливином и шпинелью. Основная масса этих пород сложена мелкочешуйчатым, часто розеткоподобным агрегатом хлорит-серпентина или антигорит-серпентина (*образец K-3-5*). Свежий флогопит в основной массе отсутствует, однако, характер её строения и высококалиевый состав породы ($K_2O/Na_2O = 3$), по-видимому, указывает на первоначальное присутствие флогопита в породе. В целом породы характеризуется низким содержанием $SiO_2 \sim 39$ вес. %, $CaO \sim 0,57$ вес.% и очень высоким $MgO \sim 34$

Таблица 1. Химический состав пород из района рек Хартесс и Сертынья.

| Образец | К-2-5 | К-2-6 | К-3-5 | 1400-24 | 1400-34 | 1400-37 | 1400-9 | К-108-5.5 | К-108-1.4 | 4254-4 | 4255-4 |
|---------------------------------------|-------|-------|-------|---------|---------|---------|--------|-----------|-----------|--------|--------|
| SiO₂ , вес. % | 46.35 | 46.65 | 39.15 | 43.50 | 41.00 | 46.20 | 21.75 | 37.75 | 37.75 | 55.90 | 50.45 |
| TiO₂ | 0.20 | 0.55 | 0.15 | 0.12 | 0.20 | 0.27 | 2.55 | 1.50 | 1.60 | 0.30 | 0.35 |
| Al₂O₃ | 2.20 | 2.30 | 3.50 | 3.40 | 4.75 | 5.05 | 5.80 | 15.65 | 16.60 | 11.35 | 17.50 |
| Fe₂O₃ | 8.45 | 5.55 | 6.68 | 7.21 | 6.23 | 5.56 | 10.31 | 1.91 | 1.40 | 2.80 | 3.14 |
| FeO | 3.91 | 2.95 | 2.20 | 3.52 | 3.57 | 3.04 | 5.88 | 9.43 | 10.43 | 5.00 | 6.45 |
| MnO | 0.13 | 0.17 | 0.17 | 0.13 | 0.19 | 0.16 | 0.17 | 0.21 | 0.21 | 0.15 | 0.17 |
| MgO | 22.96 | 24.80 | 34.24 | 27.28 | 23.88 | 24.70 | 13.65 | 8.50 | 8.50 | 8.70 | 5.01 |
| CaO | 7.96 | 7.98 | 0.57 | 5.70 | 9.69 | 7.12 | 18.80 | 15.23 | 14.36 | 8.05 | 7.56 |
| Na₂O | 0.58 | 0.50 | 0.09 | 0.25 | 0.60 | 0.55 | 0.15 | 0.36 | 0.27 | 1.57 | 2.67 |
| K₂O | 0.14 | 0.11 | 0.28 | 0.66 | 1.40 | 2.15 | 4.39 | 4.56 | 3.99 | 0.05 | 1.14 |
| P₂O₅ | 0.03 | 0.05 | 0.21 | 0.24 | 0.20 | 0.07 | 0.68 | 0.13 | 0.04 | 0.12 | 0.03 |
| H₂O⁻ | 0.43 | 0.72 | 1.21 | 0.42 | 0.20 | 0.23 | 0.13 | 0.54 | 0.35 | 0.37 | 0.29 |
| H₂O⁺ | 3.35 | 3.57 | 10.65 | 6.70 | 4.81 | 4.21 | 2.14 | 3.81 | 4.42 | 4.44 | 4.71 |
| CO₂ | 2.42 | 3.45 | 0.31 | 0.45 | 2.62 | 0.31 | 13.75 | 0.36 | 0.24 | 1.32 | 0.16 |
| Сумма | 99.11 | 99.35 | 99.41 | 99.58 | 99.34 | 99.62 | 100.15 | 99.94 | 100.16 | 100.12 | 99.63 |
| mg# | 80.2 | 86.3 | 89.4 | 84.7 | 84.0 | 86.1 | 64.6 | 60.7 | 59.6 | 70.1 | 52.2 |
| K₂O/Na₂O | 0.24 | 0.22 | 3.11 | 2.64 | 2.33 | 3.91 | 29.27 | 12.67 | 14.78 | 0.03 | 0.43 |
| Cr , г/т | 2160 | 1990 | 2670 | 2710 | 2250 | 2140 | 390 | 218 | 203 | 422 | 75 |
| Ni | 1786 | 1190 | 2142 | 1548 | 1667 | 1428 | 172 | 72 | 74 | 115 | 50 |
| Co | 61.9 | 67.6 | 93.6 | 73.2 | 68.6 | 66.0 | 51.5 | 58.4 | 53.7 | 42.4 | 33.7 |
| V | 66.9 | 84.5 | 85.3 | 83.8 | 91.2 | 115.4 | 191.6 | 433.3 | 376.7 | 179.2 | 218.0 |
| Sc | 14.7 | 18.0 | 39.3 | 32.8 | 43.9 | 52.9 | 51.5 | 86.0 | 79.6 | 54.5 | 58.5 |
| Cs | 0.25 | 0.26 | 1.10 | 3.15 | 0.98 | 2.22 | 3.35 | 48.96 | 52.47 | 0.18 | 0.28 |
| Rb | 1.7 | 2.3 | 14.0 | 18.3 | 31.9 | 56.4 | 131.7 | 114.5 | 86.6 | 1.1 | 10.7 |
| Li | 14.1 | 13.5 | 9.3 | 12.1 | 15.5 | 11.7 | 13.1 | 617.1 | 572.3 | 12.3 | 11.4 |
| Sr | 238 | 223 | 67 | 183 | 298 | 93 | 6544 | 94 | 180 | 17 | 231 |
| Ba | 24 | 17 | 50 | 37 | 119 | 161 | 926 | 121 | 124 | 7 | 70 |
| Y | 3.5 | 2.1 | 4.8 | 6.0 | 10.1 | 5.7 | 51.8 | 40.7 | 38.0 | 9.9 | 12.0 |
| Zr | 4.8 | 4.0 | 10.4 | 14.9 | 12.4 | 21.8 | 197.6 | 100.6 | 96.9 | 24.4 | 29.5 |
| Nb | 2.17 | 0.97 | 1.23 | 0.95 | 1.87 | 1.99 | 41.33 | 5.05 | 4.13 | 0.73 | 0.76 |
| Hf | 0.145 | 0.130 | 0.262 | 0.489 | 0.510 | 0.795 | 5.236 | 2.689 | 3.201 | 0.826 | 1.001 |
| Ta | 0.077 | 0.101 | 0.139 | 0.045 | 0.162 | 0.068 | 2.820 | 0.341 | 0.273 | 0.033 | 0.061 |
| La | 3.006 | 1.403 | 5.217 | 5.492 | 11.465 | 4.696 | 41.064 | 3.897 | 3.921 | 1.241 | 1.541 |
| Ce | 5.303 | 2.916 | 9.591 | 11.245 | 15.696 | 10.014 | 89.909 | 11.344 | 11.645 | 2.909 | 3.750 |
| Pr | 0.598 | 0.394 | 1.257 | 1.300 | 1.745 | 1.244 | 11.271 | 1.818 | 1.990 | 0.559 | 0.580 |
| Nd | 2.656 | 1.700 | 5.563 | 5.911 | 8.269 | 5.903 | 47.393 | 10.730 | 10.503 | 2.755 | 2.814 |
| Sm | 0.937 | 0.434 | 1.231 | 1.581 | 1.876 | 1.639 | 10.029 | 3.702 | 3.648 | 1.173 | 1.123 |
| Eu | 0.222 | 0.167 | 0.369 | 0.443 | 0.618 | 0.456 | 4.455 | 1.354 | 1.301 | 0.305 | 0.473 |
| Tb | 0.110 | 0.061 | 0.163 | 0.247 | 0.318 | 0.224 | 1.563 | 0.941 | 0.919 | 0.244 | 0.268 |
| Gd | 0.704 | 0.456 | 1.075 | 1.501 | 1.963 | 1.195 | 9.385 | 4.766 | 4.703 | 1.141 | 1.303 |
| Dy | 0.673 | 0.527 | 0.991 | 1.070 | 1.922 | 0.985 | 8.196 | 5.715 | 5.924 | 1.477 | 1.664 |
| Ho | 0.138 | 0.073 | 0.179 | 0.211 | 0.433 | 0.243 | 1.748 | 1.246 | 1.193 | 0.349 | 0.392 |
| Er | 0.378 | 0.284 | 0.485 | 0.646 | 1.172 | 0.473 | 4.907 | 3.462 | 3.619 | 1.087 | 1.152 |
| Tm | 0.039 | 0.017 | 0.074 | 0.078 | 0.152 | 0.087 | 0.726 | 0.478 | 0.510 | 0.139 | 0.136 |
| Yb | 0.380 | 0.212 | 0.358 | 0.544 | 1.315 | 0.509 | 4.695 | 3.281 | 3.586 | 1.186 | 1.170 |
| Lu | 0.037 | 0.043 | 0.029 | 0.102 | 0.182 | 0.086 | 0.684 | 0.593 | 0.494 | 0.179 | 0.181 |
| Pb | 8.01 | 3.41 | 7.62 | 4.82 | 3.55 | 0.84 | 19.86 | 0.29 | 1.16 | 1.85 | 4.63 |
| Образец | К-2-5 | К-2-6 | К-3-5 | 1400-24 | 1400-34 | 1400-37 | 1400-9 | К-108-5.5 | К-108-1.4 | 4254-4 | 4255-4 |

Окончание таблицы 1.

| Образец | К-2-5 | К-2-6 | К-3-5 | 1400-24 | 1400-34 | 1400-37 | 1400-9 | К-108-5.5 | К-108-1.4 | 4254-4 | 4255-4 |
|---------|-------|-------|-------|---------|---------|---------|--------|-----------|-----------|--------|--------|
| Th | 0.22 | 0.29 | 0.84 | 1.00 | 1.51 | 1.10 | 3.61 | 0.18 | 0.21 | 0.25 | 0.26 |
| U | 0.75 | 0.25 | 0.92 | 0.24 | 0.84 | 0.32 | 1.15 | 0.12 | 0.15 | 0.08 | 0.14 |
| Cu | 31.1 | 7.4 | 33.3 | 34.0 | 100.8 | 48.2 | 144.6 | 47.6 | 50.4 | 51.6 | 59.7 |
| Zn | 34.8 | 36.2 | 70.9 | 48.4 | 83.9 | 74.1 | 50.7 | 93.1 | 91.4 | 50.8 | 100.8 |
| Ga | 1.9 | 2.2 | 5.8 | 5.1 | 7.1 | 8.2 | 6.6 | 10.5 | 14.1 | 12.9 | 15.7 |
| Be | 1.5 | 1.7 | 1.2 | 1.5 | 2.5 | 1.5 | 0.9 | 0.7 | 0.4 | 0.3 | 0.3 |
| Mo | 0.09 | 0.01 | 0.24 | 0.22 | 0.56 | 0.29 | 0.41 | 0.50 | 0.63 | 0.36 | 0.52 |
| W | 1.40 | 1.19 | 0.91 | 0.22 | 0.28 | 0.18 | 0.35 | 0.20 | 0.29 | 0.34 | 0.17 |
| (La/Yb) | 5.25 | 4.40 | 9.68 | 6.71 | 5.79 | 6.13 | 5.81 | 0.79 | 0.73 | 0.69 | 0.87 |
| Ni/Co | 28.8 | 17.6 | 22.9 | 21.1 | 24.3 | 21.7 | 3.3 | 1.2 | 1.4 | 2.7 | 1.5 |
| Образец | К-2-5 | К-2-6 | К-3-5 | 1400-24 | 1400-34 | 1400-37 | 1400-9 | К-108-5.5 | К-108-1.4 | 4254-4 | 4255-4 |

Примечание. Редкие элементы (за исключением Cr, Ni определённые методом атомной абсорбции) были определены методом ISP-MS, породообразующие элементы определены методом мокрой химии в ИГЕМ РАН (Москва).

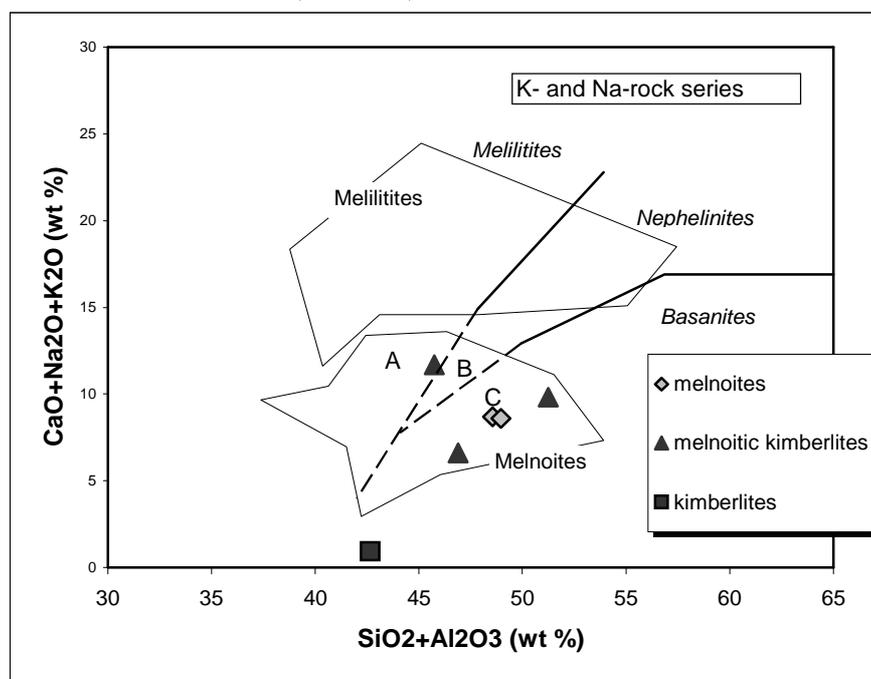


Рис. 2. Диаграмма $CaO+Na_2O+K_2O - SiO_2+Al_2O_3$ для Na- и K-серии пород.

Диаграмма показывает поля мелноитов и мелилититов. Сплошные линии, разделяют области мелилититов, нефелинитов и базанитов по [Le Bas, 1989].

сегрегационные серпентиновые кимберлиты (рис. 3) и их химический состав близок к типичным кимберлитам (рис. 4 и 5).вес. %. Породы этого тела имеет все типичные текстурно-петрографические признаки кимберлитов, и они были идентифицированы авторами как

Третье тело кимберлитовых пород расположено на контакте с западным разломом, отделяющим две тектонические пластины верхнерифейских пород. Это тело представляет собой зону серпентинового тектонического

меланжа наполненного многочисленными будинами (0,1-1,3 м в попе речнике) относительно слабо измененных порфировидных ультраоснов-

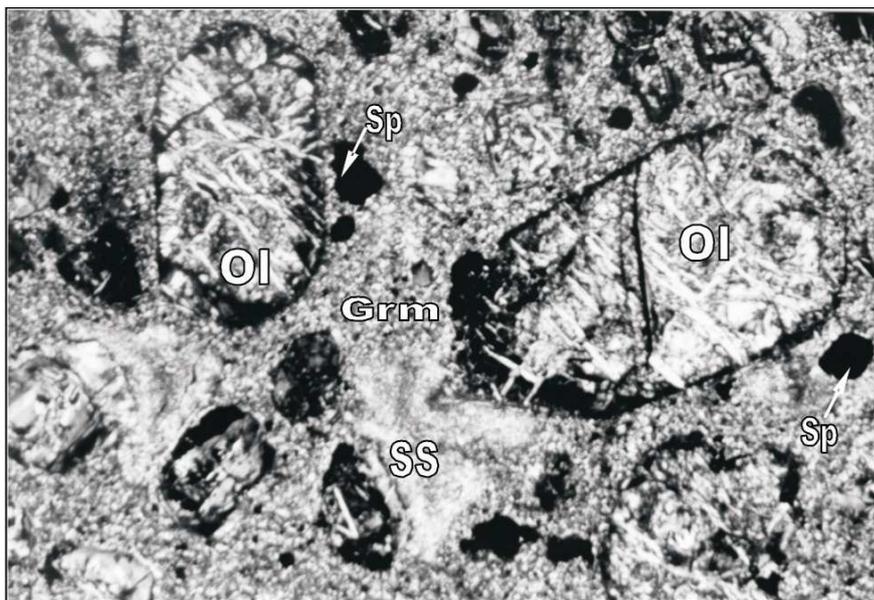


Рис. 3. Фотография шлифа образца К-3-5 в поляризованном свете.

Область зрения = 6 мм. Сегрегационный серпентиновый кимберлит: Ol-оливин, Sp-шпинель, SS- сегрегации серпентина в основной массе -Grm.

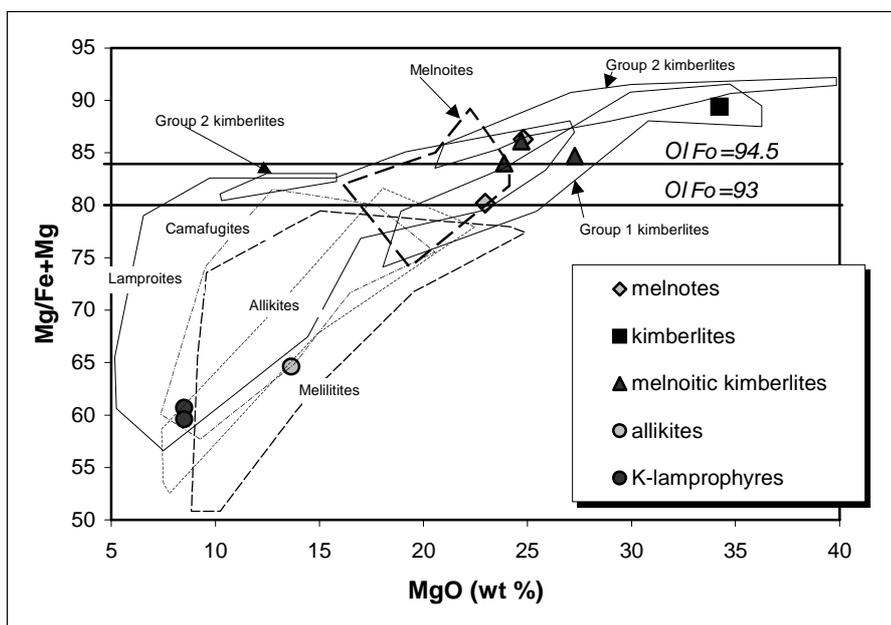


Рис. 4. Соотношение $Mg/(Mg+Fe)$ и MgO для магматических пород.

На графике показаны кимберлитов 1 и 2 групп, лампроитов, мелноитов, мелилититов и алликитов. Горизонтальные сплошные линии показывают mg -номер магматического расплава который будет равновесен с составом оливина Fo 94.5 и Fo 93 при условии $K_d=0.3$.

ных пород (рис. 6). Макрокристы и фенокристы в породе представлены измененным оливином и шпинелью. Основная масса этих пород сложена среднезернистым волокнисто-шестоватым агрегатом талька и амфибола с примесью флогопита, хлорита и кальцита (обр. 1400-24, 1400-34, 1400-37).

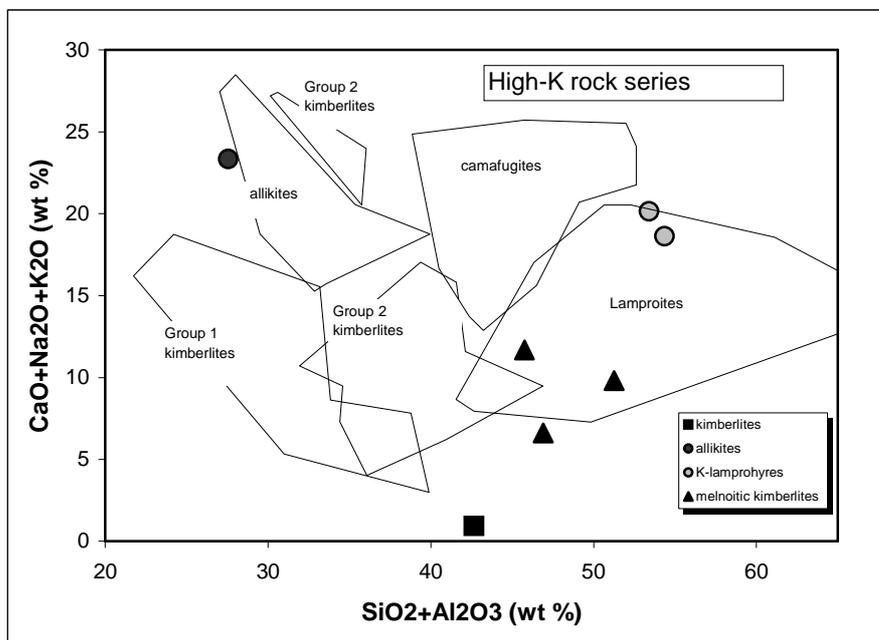


Рис. 5. Диаграмма $\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2+\text{Al}_2\text{O}_3$ для пород ультракалиевой серии.

Диаграмма показывает поля кимберлитов 1 и 2 группы, лампроитов, камафугитов и алликитов.

Помимо порфировых мелкоитовых кимберлитов в некоторых будинах встречаются небольшие обособления средне- и равномернозернистых пород, обогащенных карбонатом, флогопитом, апатитом и рудными минералами. Эти богатые карбонатом породы диагностируются авторами как алликиты (образец 1400-9).

Лампрофиры реки Сертынья (образцы K-108-5,5 и K-108-1,4) представляют собой неясно порфировые породы с небольшими вкрапленниками свежего клинопироксена и основной массой, сложенной тонкозернистым агрегатом флогопита и амфибола.

Базальты реки Сертынья представляют собой лаво- и туфобрекчии порфировых клинопироксен-плагноклазовых толеитовых базальтов (образцы 4254-4, 4255-4).

ИЗОТОПНЫЙ ВОЗРАСТ

Результаты определения K-Ar возраста мелкоитовых кимберлитов Хартес (образцы 1400-24, 1400-37, 1400-9) дают широкий интервал значений 244-261 млн. лет, который авторы интерпретируют как возраст последнего

этапа метаморфизма (таб. 2). Результаты определения К-Аг возраста лампрофиров и базальтов реки Сертынья дают два узких интервала значений, соответственно 315-317 +/-5 млн. лет (башкирско-серпуховская эпоха среднего карбона) и 338-348 +/-14 млн. лет (визейская эпоха нижнего карбона) (табл. 2).

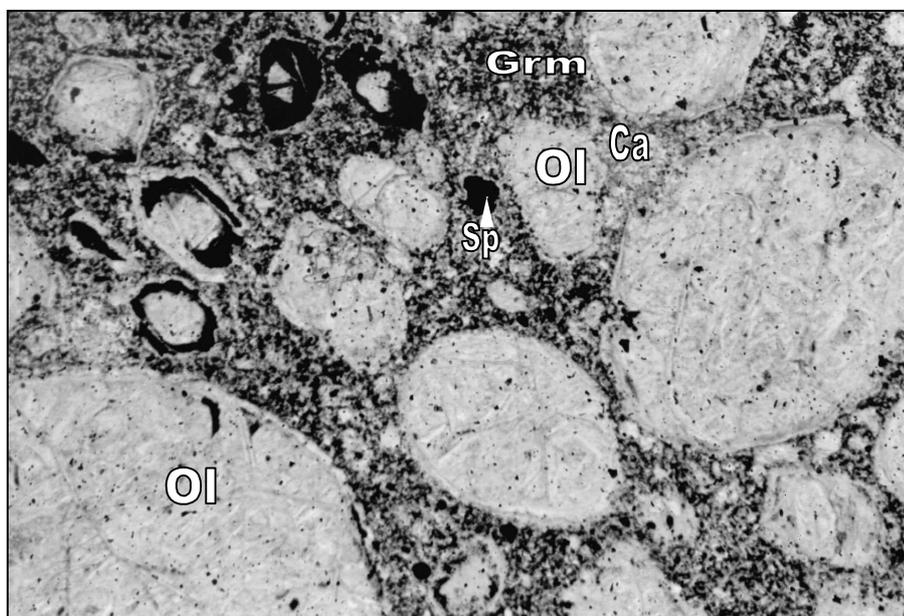


Рис. 6. Фотография шлифа образца 1002-13 в плоско-поляризованном свете.

Область зрения = 6 мм. Макрокристовый амфибол-содержащий мелноитовый кимберлит: Ol-оливин, Sp-шпинель и Ca- кальцит в амфибол содержащей основной массе-Grm.

Таблица 2. К-Аг данные для пород рек Сертынья (1-4) и Хартес (5-7).

| № пп | Образцы | Тип пород | Содержание К, % | Содержание ⁴⁰ Аг | Возраст, млн. лет | Эпохи |
|------|----------|-----------------------|-----------------|-----------------------------|-------------------|-------|
| 1 | К108-5.5 | К-лампрофир | 4.28 +/-0.04 | 102.1 +/-0.6 | 315 +/-5 | С2 |
| 2 | К108-1.4 | К-лампрофир | 3.28 +/-0.04 | 91.9 +/-0.6 | 317 +/-5 | С2 |
| 3 | 4254-4 | толеитовый базальт | 0.95 +/-0.015 | 24.40 +/-0.35 | 338 +/-12 | С1 |
| 4 | 4255-4 | толеитовый базальт | 0.67 +/-0.015 | 17.96 +/-0.4 | 348 +/-14 | С1 |
| 5 | 1400-24 | мелноитовый кимберлит | 0.90 +/-0.02 | 16.3 +/-0.4 | 244 +/-8 | Т1 |
| 6 | 1400-37 | мелноитовый кимберлит | 1.77 +/-0.02 | 34.4 +/-0.6 | 261 +/-6 | Р 1-2 |
| 7 | 1400-9 | алликиит | 6.85 +/-0.04 | 132 +/-0.9 | 259 +/-4 | Р 1-2 |

Примечание. К-Аг результаты получены в лаборатории изотопной геохимии геохронологии ИГЕМ РАН, аналитики М.М. Аракеяну и В. А. Лебедев.

Для Rb-Sr изотопной системы линия регрессии, рассчитанная по 7 образцам пород Хартесского кимберлитового комплекса, даёт значение возраста $T=236 \pm 25$ (2 δ) млн. лет (рис. 7). Эта линия имеет крайне высокую величину СКВО=460, что не позволяет интерпретировать её как изохрону. Вероятно, что эта линия регрессии образовалась в результате изотопной гомогенизации на заключительном этапе метаморфизма этих пород в раннем мезозое, что соответствует K-Ar данным.

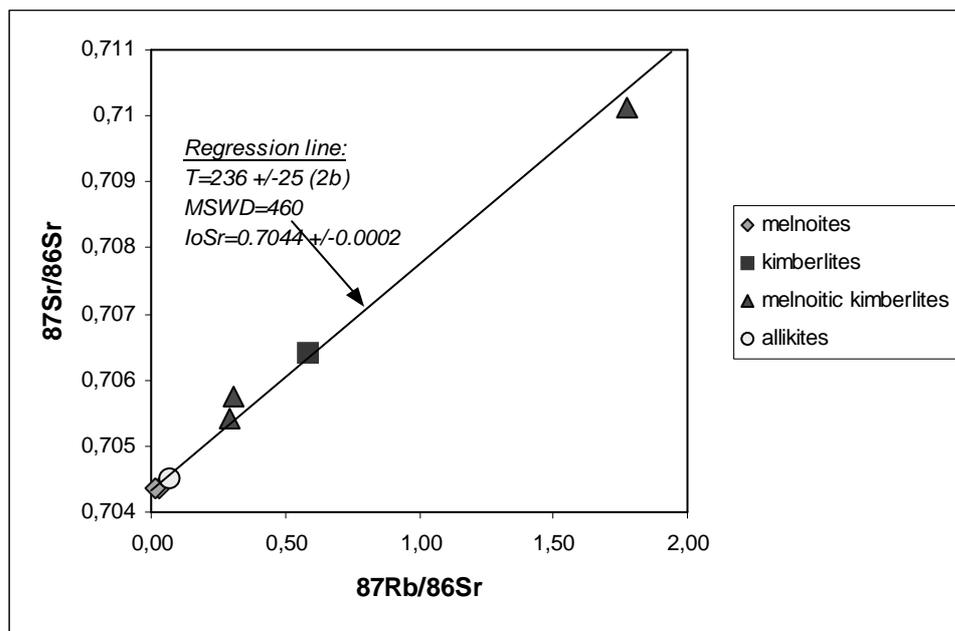


Рис. 7. Rb-Sr изотопная система для семи образцов пород реки Хартес.

Линия регрессии Sm-Nd изотопной системы, рассчитанная по 4 образцам мелноитовых кимберлитов, даёт значение возраста $T=506 \pm 184$ (2 δ) млн. лет и низкое значение СКВО=2,9 (рис. 8). Это позволяет интерпретировать эту линию как изохрону, соответствующую верхнекембрийскому возрасту формирования пород. Высокое значение приведенной ошибки возраста связано с небольшим интервалом вариаций $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ в изученной совокупности пород.

МАНТИЙНЫЕ ИСТОЧНИКИ

Все изученные образцы кимберлитовых пород Хартес, лампрофиров и базальтов Сертынья, имеют высокие положительные значения ϵ_{Nd} , составляющие соответственно ~ 3,7-4,06; 8,4-8,5; 6,7-6,8, что указывают на деплетированный характер их мантийных источников. На изотопной диаграмме $\epsilon_{\text{Sr}} - \epsilon_{\text{Nd}}$ точки составов пород Хартесского комплекса кучно ложатся в область ОИВ чуть выше области кимберлитов 1 группы и при этом они не образуют какую-либо линию смешения (рис.9). Модельный возраст по отношению к деплетированной мантии, для мелноитов составляет 1,3 млрд. лет, а для мелноитовых кимберлитов и кимберлитов варьирует в интервале

1,1-0,94 млрд. лет. Модельный возраст по отношению к деплетированной мантии для лампрофиров и базальтов Сертынья даёт ещё более древние цифры, соответствующие раннему протерозою и даже архею. Столь древние цифры модельного возраста говорят о том, что их мантийным источником была либо древняя архей-раннепротерозойская деплетированная

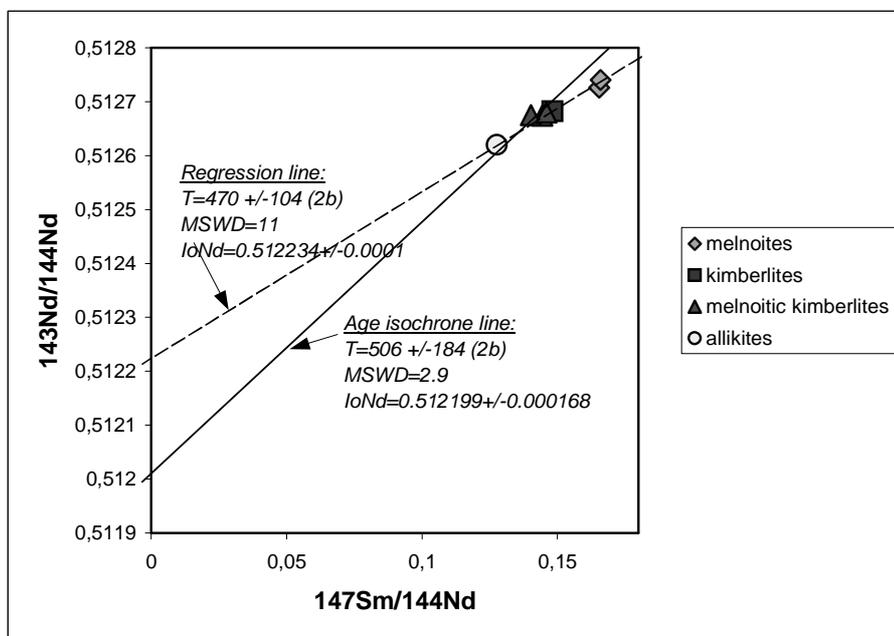


Рис. 8. Sm-Nd изотопная система для пород реки Хартес.

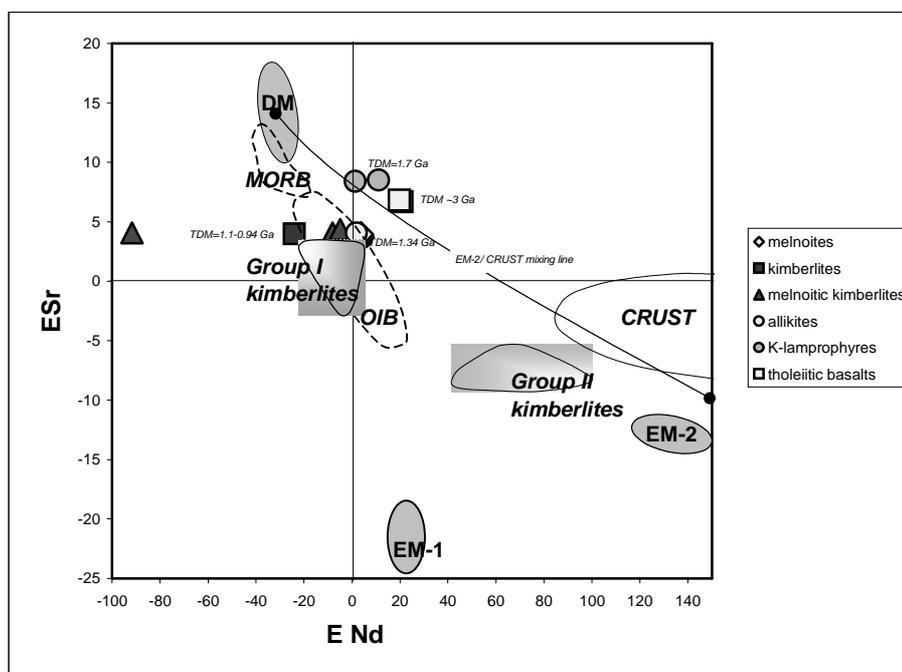


Рис. 9. Sm-Nd диаграмма для пород рек Хартес и Сертынья.

литосферная мантия либо степень деплетированности мантии, из которой выплавлялись расплавы этих пород, превышала значения принятые в стандартной модели деплетированной мантии.

Все три группы кимберлитовых пород Хартес обогащены ЛРЗЭ и, степень их обогащения возрастает в ряду мелноиты, мелноитовые кимберлиты и кимберлиты $(La/Yb)_N=4,4-5,2$; $5,8-6,7$ и $9,7$ (рис. 10). Вместе с тем даже в образце кимберлита содержание ЛРЗЭ не достигает значений, характерных для кимберлитов древних платформ. Характерные для большинства кимберлитовых пород Хартес очень низкие содержания ТРЗЭ $(Yb)_N= 1,3-3,2$ свидетельствуют о образовании этих пород, в результате плавления мантии, сложенной гранатовыми перидотитами.

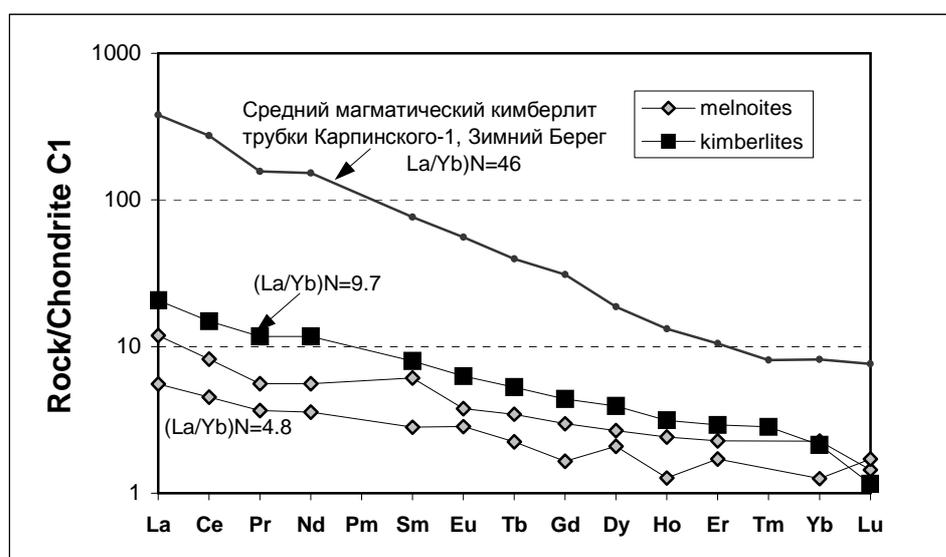


Рис. 10. Спектр РЗЭ в породах реки Хартес.

Все три типа кимберлитовых пород Хартес имеют отчетливые различия в спектрах распределения РЗЭ и в спайдердиаграммах редких элементов, что указывает на существование в пределах их общего глубинного источника несколько геохимических типов мантии. Наиболее заметно различаются мелноитовые кимберлиты и мелноиты, спайдердиаграммы которых различаются отсутствием в последних Ta-Nb и Ti минимумов (рис. 11). Межэлементные вариации высокозарядных элементов в мелноитах близки к характеристикам внутриплитовых базальтов океанических островов (OIB источник), а по некоторым соотношениям элементов близки к обогащенным толеитовым базальтам срединноокеанических хребтов (E-MORB источник). Вместе с тем мелноиты имеют черты типичных континентальных базальтов, если совместно с вариациями высокозарядных элементов рассматриваются вариации ЛРЗЭ. Мелноитовые кимберлиты имеют геохимические черты, которые встречаются как в источнике MORB, так и в островодужных толеитовых базальтов (IATB-источник). Кимберлиты имеют промежуточные

геохимические характеристики между источниками типа OIB, MORB и IATB.

В отличие от кимберлитов Хартес, лампрофиры и базальты Сертынья обеднены ЛРЗЭ $(La/Yb)_N = 0,7-0,88$, что говорит об их образовании из деплетированной мантии (рис. 12). Высокие значения ТРЗЭ в лампрофирах и базальтах, составляющие соответственно $(Yb)_N = 7$ и ~ 20 , вероятно обусловлены образованием расплавов этих пород из приповерхностных горизонтов верхней мантии, сложенной шпинелиевыми перидотитами.

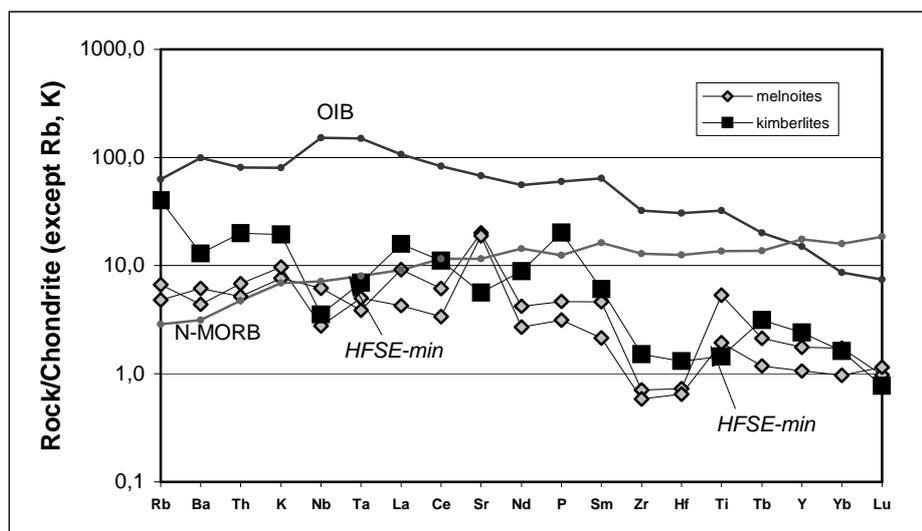


Рис. 11. Спайдер-диаграмма для пород реки Хартес в сравнении с породами типа OIB и N-MORB.

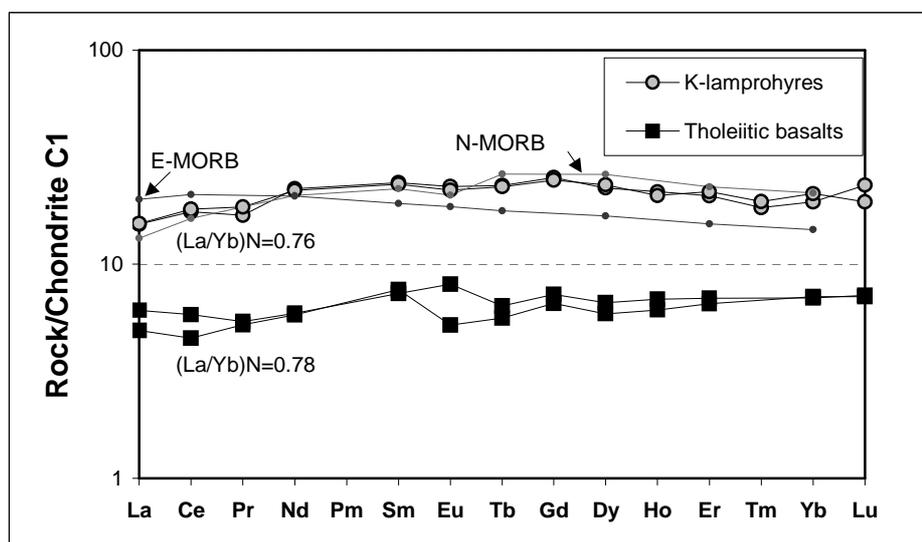


Рис. 12. Спектр РЗЭ в породах реки Сертынья в сравнении с породами типа N-MORB и E-MORB.

Межэлементные вариации Ti-Zr, Zr/Y-Zr, Ti-V, Th-Hf/3-Ta, La-Y-Nb, FeO-MgO-Al₂O₃, Ti/Y-Nb/Y, Zr/4-2Nb-Y, K₂O/Yb-Ta/Yb указывают, что базальты Сертынья несут в себе черты, как IATB-источника, так и MORB-

источника. Вместе с тем, они заметно отличаются по соотношениям этих элементов от OIB-источника (рис. 13). Лампрофиры Сертынья имеют геохимические особенности характерные для наиболее деплетированного N-MORB-источника и отчасти IATB-источника. Судя по графику $K_2O/Yb-Ta/Yb$, лампрофиры и базальты Сертынья расположены в поле IATB и, по-видимому, это является следствием обогащения флюидными компонентами деплетированной литосферной мантии.

Таким образом, на основании полученных изотопных и геохимических данных, можно сделать вывод о том, что мантийным источником щелочно-ультраосновных пород Хартесского комплекса является протерозойская континентальная деплетированная литосферная мантия Центрально-

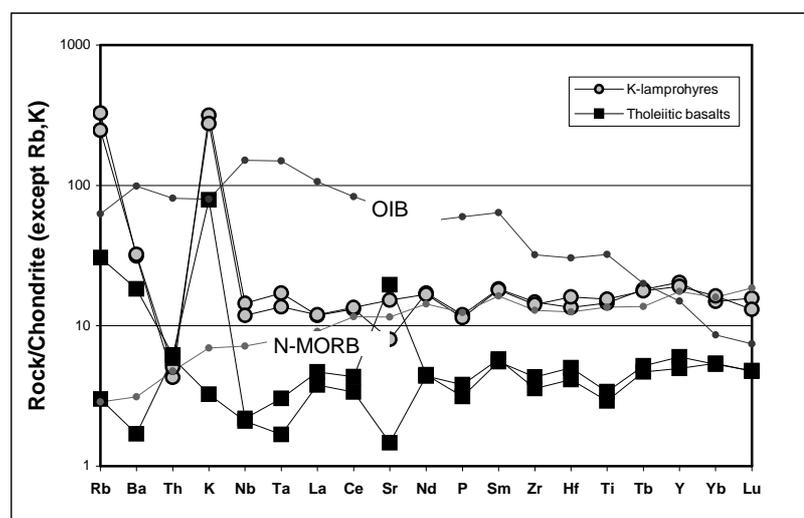


Рис. 13. Спайдер-диаграмма для пород реки Сертынья в сравнении с породами типа OIB и N-MORB.

Уральской зоны. Нижние горизонты этой деплетированной литосферной мантии были немного обогащены ЛРЗЭ в средне-верхнем рифее, когда этот регион являлся частью Баренцевоморской платформы. Возможно что этот этап обогащения ЛРЗЭ связан с процессами заложения и развития рифейских авлакогенов северо-западного (Тиманского) направления. Мантийным источником базальтов и лампрофиров Сертынья является океаническая литосферная мантия, которая была преобразована в островодужную в процессе её субдукции в среднем палеозое. В целом вся эта гетерогенная литосферная мантия Приполярного Урала характеризовалась сильно деплетированным составом, как в районе Центрально-Уральской, так и в районе Тагило-Магнитогорской зоны. Степень деплетированности этой литосферной мантии возрастала к её верхним горизонтам и по мере движения на восток в сторону осевой зоны нижнепалеозойского спрединга, где степень деплетированности мантии, по-видимому, даже превышала значения принятые в лампрофиров и базальтов Сертынья к IATB-источнику,

могла образоваться в результате обогащения флюидными компонентами первично деплетированной мантии.

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЙ РЕЖИМ И СТРУКТУРА ЛИТОСФЕРЫ

Геодинамический режим. В щёлочно-ультраосных породах Хартесского комплекса в ряду мелноиты - мелноитовые кимберлиты - кимберлиты отмечается характерное согласованное уменьшение Nd модельного возраста и геохимического сходства пород с базальтоидами типа OIB. Подобная корреляция тонких геохимических особенностей и модельных возрастов указывает на то, что наблюдаемое разнообразие изотопно-геохимического состава пород Хартесского комплекса, скорее всего, сформировалось в результате возрастной эволюции в резервуаре древней континентальной литосферной мантии Приполярного Урала и эти особенности не могут быть объяснены моделью плюм-литосферного взаимодействия двух геохимически контрастных мантийных источников (Hill, 1991; Thompson, Gibson, 1991; Davies, Richards, 1992). Модель плюм-литосферного взаимодействия предполагает ассимиляцию вещества древней литосферной мантии в результате её термальной эрозии под воздействием относительно более молодого горячего изотопно-гомогенного обогащённого мантийного вещества, характерного для резервуара мантийного плюма, с возникновением серии пород с промежуточными изотопно-геохимическими характеристиками, как это наблюдается на примере девонского кимберлитового магматизма Архангельской алмазоносной провинции (Махоткин и др., 1997, Mahotkin et al. 2000).

Появление Ta-Nb и Ti аномалий в кимберлитах Хартесского комплекса, скорее всего вызвано обогащением подошвы континентальной литосферной плиты Приполярного Урала щелочными литофильными элементами и ЛРЗЭ под влиянием вяло протекающего низкотемпературного водного мантийного метасоматоза в условиях относительно стабильного платформенного развития этой плиты (Green, Pearson, 1986; Богатиков и др., 1987). Таким образом, полученные результаты изотопных и геохимических исследований в наибольшей степени соответствуют геодинамической модели формирования Хартесского кимберлит-мелноитового комплекса в результате раннепалеозойского рифтогенеза, охватившего обширные территории Приполярного Урала. В предлагаемой модели континентальная литосферная плита Приполярного Урала начинает раскалываться и утоняется под воздействием внешних горизонтальных растягивающих напряжений, а не под влиянием поднимающегося к её подошве глубинного мантийного плюма. В условиях данной рифтогенной модели щёлочно-ультраосные мантийные расплавы образуются в внутри этой литосферной плиты в результате адиабатической декомпрессии её деплетированного вещества без притока астеносферного вещества (McKenzie, 1989). Возникшие в этом процессе расплавы сохраняют без дополнительных преобразований древнюю

изотопно-геохимическую неоднородность литосферной мантии, которая уже существовала на момент возникновения нижнепалеозойских мантийных очагов.

В заключении отметим, что установленный верхнекембрийский возраст формирования Хартесского кимберлит-мелноитового комплекса точно соответствует началу рифтогенного этапа развития Уральского мобильного пояса, когда в пределах континентальной коры Центрально-Уральской зоны образовывались верхнекембрийские и нижнеордовикские субмеридиональные грабенообразные впадины. Этот начальный рифтогенный этап завершается образованием на востоке Урала в Тагило-Магнитогорской зоне океанической коры ниже-среднеордовикского возраста (Savelieva, Nesbitt, 1996).

Определенное сходство рифтогенного кимберлит-мелноитового магматизма Приполярного Урала с предположительно кембрийским щелочно-ультраосновным и щелочно-базальтовым магматическим комплексом горы Благодать на Северном Урале, в составе которого также установлены карбонатиты и кимберлитоподобные (мелноитовые) породы, указывает на более широкое развитие щелочно-ультраосновного рифтогенного магматизма в пределах всей континентальной окраины Уральского мобильного пояса.

ЛИТЕРАТУРА

1. Лукьянова Л.И., Бельский А.В. Кимберлитовый магматизм на Приполярном Урале. Советская геология. 1987. № 1. С. 92-102.
2. Махоткин И.Л., Подкуйко Ю.А. Кимберлиты Приполярного Урала – новый геохимический тип кимберлитовых пород, обедненных редкими элементами. ДАН РАН. 1998. Т. 362. № 2. С. 245-251.
3. Махоткин И.Л., Журавлёв Д.З., Лебедев И.А., Аракелянц М.М. Возраст и природа мантийных источников кимберлитов и калиевых лампрофиров Приполярного Урала. Тезисы VI Уральского петрографического совещания. 1997. Екатеринбург.
4. Махоткин И.Л., Журавлёв Д.З., Саблуков С.М., Жердев П.Ю., Томпсон Р. Н., Гибсон С.А. Плюм-литосферное взаимодействие как геодинамическая модель формирования Архангельской алмазоносной провинции. ДАН РАН. 1997. Т. 353. № 2. С. 228-232.
5. Savelieva G. N., Nesbitt R. W. A synthesis of the stratigraphic and tectonic setting of the Uralian ophiolites. Journal of the Geological Society. London. 1996, vol. 153, pp. 525-537.
6. Scott Smith B.H. Petrology and diamonds. Explor. Mining. Geol. 1995. Vol. 4, No.2, pp. 127-140.

Об источниках алмазоносности кимберлитов Восточного склона Анабарского щита

**Костровицкий С.И.¹, Алымова Н.В.¹, Суворова Л.Ф.¹, Лелюх М.И.²,
Прокопьев С.А.², Серов В.П.²**

¹ *Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск*

² *АК «Алмазы России - Саха», Мирный
serkost@igc.irk.eu*

Приведена краткая геологическая и вещественная характеристика кимберлитов и родственных пород, слагающих Анабарскую зону мезозойского кимберлитового вулканизма. Показано, что кимберлиты Прианабарья, как по химическому, так и по микроэлементному составу существенно отличаются от «классических» алмазоносных кимберлитов юга Якутской провинции и наиболее близки щелочным пикритам, широко проявленным в районе развития карбонатитовых и щелочно-ультраосновных массивов. На основе проведенного сопоставления составов алмазоносных и неалмазоносных кимберлитов Прианабарья сделан вывод о независимости уровня алмазоносности кимберлитов от содержания таких показательных окислов, как TiO_2 и FeO_{total} , что указывает на принципиально иной источник алмазов для кимберлитов этого района по сравнению с южными полями. Состав минералов-спутников из тяжелой фракции кимберлитов говорит о том, что таким источником могут служить пироксениты, эклогиты и лерцолиты, играющие существенную роль в строении верхней мантии на севере Якутской кимберлитовой провинции. Изотопный состав Sr, Nd свидетельствует об относительно большей роли литосферного источника по сравнению с астеносферным при формировании кимберлитовых расплавов. Сделан вывод об отсутствии высоких перспектив в рассматриваемом районе.

В В Е Д Е Н И Е

Несколько десятилетий внимание поисковиков-алмазников было сосредоточено на изучении перспектив алмазоносности на территории восточного склона Анабарского кристаллического щита. В результате было установлено существование протяженной зоны развития мезозойского кимберлитового вулканизма, наличие нескольких алмазоносных россыпей, представляющих промышленный интерес, при практическом отсутствии коренных месторождений. Вместе с тем, наряду с подавляющим большинством пустых кимберлитов, некоторые кимберлитовые трубки демонстрируют убогую алмазоносность. С чем связаны низкие содержания алмазов в анабарских кимберлитах, каков их источник, - один из краеугольных вопросов при оценке перспектив в исследуемом районе.

Проводимые в последние годы Амакинской экспедицией АК «Алмазы России - Саха» планомерные геолого-поисковые работы в Прианабарье (в

основном, в Дюкенском и Лучаканском кимберлитовых полях) привели к открытию нескольких десятков новых кимберлитовых трубок, в том числе, и алмазоносных. Настоящее сообщение является обобщением результатов комплексного исследования вещественного состава как новых трубок, так и известных ранее. Основное внимание авторов сконцентрировано на вопросе алмазоносности кимберлитов.

КРАТКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

На севере Якутской кимберлитовой провинции выделяется Анабарский алмазоносный район, включающий в себя субмеридионально ориентированную дугообразную зону проявления кимберлитового вулканизма (шириной 30-50 км, протяженностью около 300 км). Зона расположена в зоне сочленения Анабарской антеклизы и Лено-Анабарского прогиба. В геологическом строении района принимают участие породы архейского метаморфического комплекса, прорванные разновозрастными интрузивными и ультраметаморфическими образованиями кислого, основного и ультраосновного состава. По периферии щита отмечаются карбонатные и терригенные отложения верхнего протерозоя, кембрия, нижней юры и мела. Мощность осадочного чехла в зоне проявления кимберлитов и родственных пород не превышает в настоящее время первые сотни метров.

Зона представлена следующими полями в направлении с юга на север: Куранахское, Лучаканское, Дюкенское, Ары-Мастахское, Староречинское, Орто-Ыаргинское. На севере Староречинского поля выделяется по высокой насыщенности трубочных тел (более 40 трубок) участок Номохтоох. Как показали поисковые работы последних лет границы между полями выражены нечетко или отсутствуют вовсе. Анабарская зона является почти непрерывной полосой проявления нижнемезозойского кимберлитового вулканизма. Всего в настоящее время здесь известно более 200 трубочных тел. Многие тела не оконтурены, форма и размеры их установлены по данным магниторазведки. Основная часть кимберлитовых диатрем имеет размеры 20х10-100х50 м, лишь некоторые из них достигают 400х300 м. Встречаются дайки и жилы, протяженностью от десятков до сотен метров, редко 1-2 км, при мощности от 5 см до 10 м. Большинство тел выявлено в пределах карбонатного и терригенно-карбонатного чехла Анабарского массива, несколько тел установлено и на самом кристаллическом массиве. Установлено, что на пространственное размещение кимберлитовых полей и отдельных тел (внутри полей) большое влияние оказали зоны разломов глубокого заложения.

Возраст кимберлитов принимается как среднетриасово-раннеюрский. Абсолютный возраст кимберлитов, определенный разными методами,

варьирует от 188-238 млн. лет (Rb-Sr методом) и 223-242+4 млн. лет (по циркону Rb-U методом) до 246+10 млн. лет (K-Ar⁴⁰ методом, тр. Майская).

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ ПОРОД

Наряду с кимберлитами в пределах Анабарской зоны разными авторами выделяются карбонатиты [Корнилова и др., 1983; Маршинцев, 1974], пикритовые порфириты [Илупин и др., 1978; Маршинцев, 1974], альнеиты [Корнилова и др., 1983]. В основу выделения пород исследователи приняли минералогические характеристики: для карбонатитов - преобладание в мезостазиесе кальцита, для пикритовых порфиритов - отсутствие вкрапленников пироба и пикроильменита и развитие в основной массе титаномагнетита и перовскита, для альнеитов - наличие в качестве основных минералов породы наряду с оливином монтичеллита и мелилита. У авторов доклада имеются сомнения в правомерности выделения порфиритов и альнеитов. Ни по химическому, ни по микроэлементному составу эти породы не отличаются от кимберлитов.

Нижнемезозойские кимберлиты и родственные породы Прианабарья близки по особенностям петрохимического состава с пространственно сопряженными среднепалеозойскими кимберлитами и родственными породами северных полей Якутской провинции и существенно отличаются от алмазоносных кимберлитов среднего палеозоя, локализованных в южной части провинции. Исключение представляет Куранахское поле, пространственная близость которого к алмазоносным среднепалеозойским

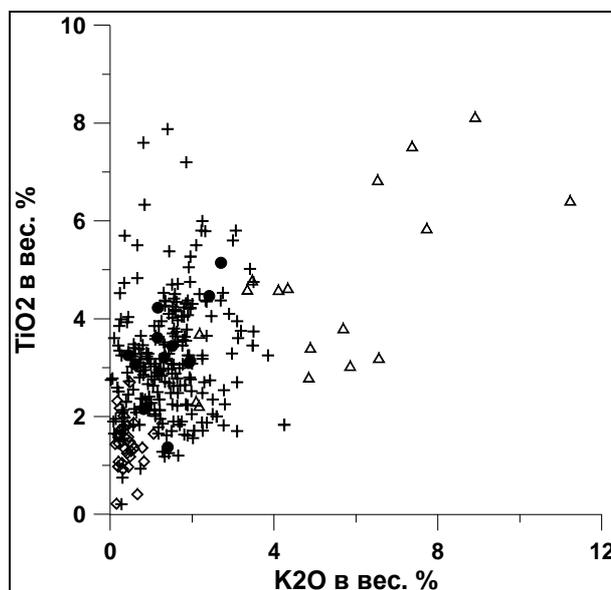


Рис. 1. График TiO₂-K₂O для кимберлитов Прианабарья (крестики), кимберлитов Алакитского поля (ромбики), лампрофитов Австралии (треугольники) и щелочных пикритов Маймеча-Котуйской провинции (залитые кружки).

полям сопровождается и сходством с последними петрохимических составов кимберлитов, по крайней мере, для большинства трубочных тел. В целом, кимберлиты Прианабарья характеризуются очень высокими содержаниями мафических и щелочных компонентов, а также Al_2O_3 и P_2O_5 . Нередко содержание некоторых из этих окислов (TiO_2 3-6 вес%, K_2O 2-5вес% и P_2O_5 1-2.4 вес%) в кимберлитах Прианабарья превышает известные для классических проявлений Якутской и Южно-Африканской провинций нормы, и эти данные ставят под сомнение правомерность отнесения соответствующих пород к кимберлитам. Наиболее близки кимберлиты Прианабарья, как по химическому (рис. 1), так и по микроэлементному составу щелочных пикритов, широко проявленных в районе развития карбонатитовых и щелочно-ультраосновных массивов. На демонстрируемом графике $TiO_2 - K_2O$ хорошо видно, что в большей своей части области

Таблица 1. Химический и микроэлементный состав (среднее, интервал изменчивости) алмазоносных и неалмазоносных кимберлитов из Дюкенского и Лучаканского полей.

| Типы пород | Алмазоносные кимберлиты | | Неалмазоносные кимберлиты | |
|------------------------|-------------------------|-----------------|---------------------------|-----------------|
| | Среднее (79 ан) | Интервал | Среднее (154 ан) | Интервал |
| Составная часть | | | | |
| SiO_2 | 24.77 | 6.68-40.20 | 25.63 | 11.60-36.20 |
| TiO_2 | 3.15 | 1.28-7.88 | 3.16 | 0.21-7.60 |
| Al_2O_3 | 3.47 | 0.96-7.03 | 3.32 | 1.20-6.70 |
| FeO_{total} | 12.20 | 5.87-18.76 | 12.06 | 1.33-20.55 |
| Fe_2O_3 | 7.37 | 0.61-17.51 | 7.15 | 1.05-12.64 |
| FeO | 4.41 | 0.93-8.23 | 4.41 | 0.25-8.27 |
| MnO | 0.20 | 0.08-0.64 | 0.18 | 0.03-0.47 |
| MgO | 19.87 | 4.56-28.65 | 20.41 | 4.69-29.99 |
| CaO | 17.25 | 4.41-41.37 | 16.42 | 4.31-33.19 |
| Na_2O | 0.19 | 0.05-0.71 | 0.18 | 0.05-0.81 |
| K_2O | 1.50 | 0.10-3.85 | 1.36 | 0.02-4.25 |
| P_2O_5 | 1.09 | 0.08-4.44 | 1.16 | 0.04-4.62 |
| SO_3 | 0.32 | 0.1-1.0 | 0.44 | 0.11-4.79 |
| H_2O^+ | 6.20 | 1.70-16.4 | 5.99 | 0-12.80 |
| CO_2 | 10.11 | 0.70-27.77 | 9.99 | 0.51-28.62 |
| Микроэлементы | Среднее (38 ан.) | Интервал | Среднее (60 ан.) | Интервал |
| Li | 30 | 6-100 | 18 | 2-80 |
| Rb | 58 | 18-130 | 47 | 2-110 |
| Sr | 1243 | 334-9479 | 1022 | 206-2110 |
| Ba | 2400 | 422-8244 | 1972 | 500-10361 |
| Zr | 246 | 90-510 | 256 | 95-570 |
| Ni | 548 | 72-802 | 589 | 18-1150 |
| Co | 70 | 29-102 | 74 | 29-122 |
| Cr | 808 | 360-1500 | 822 | 8-1460 |
| V | 170 | 80-410 | 180 | 80-330 |
| Cu | 81 | 19-210 | 102 | 13-363 |
| Zn | 90 | 50-136 | 90 | 35-140 |
| Pb | 7 | 5-17 | 7 | 0.3-28 |

Примечание. Химический состав пород приведен в вес. %, содержание микроэлементов дано в г/т. Анализы выполнены в лабораториях Института геохимии СО РАН.

состава кимберлитов из Прианабарья (Дюкенское и Лучаканское поля) и кимберлитов из типичного для южных алмазоносных полей (Алакитское поле) не совпадают. И напротив, хорошее совпадение полей состава на этом графике демонстрируется для кимберлитов Прианабарья и щелочных пикритов из Маймеча-Котуйского щелочно-ультраосновного массива. Однако, по текстурно-структурным особенностям, минералогическому составу, прежде всего, наличию аксессуарных граната и пикроильменита, породы Прианабарья вполне соответствуют кимберлитам.

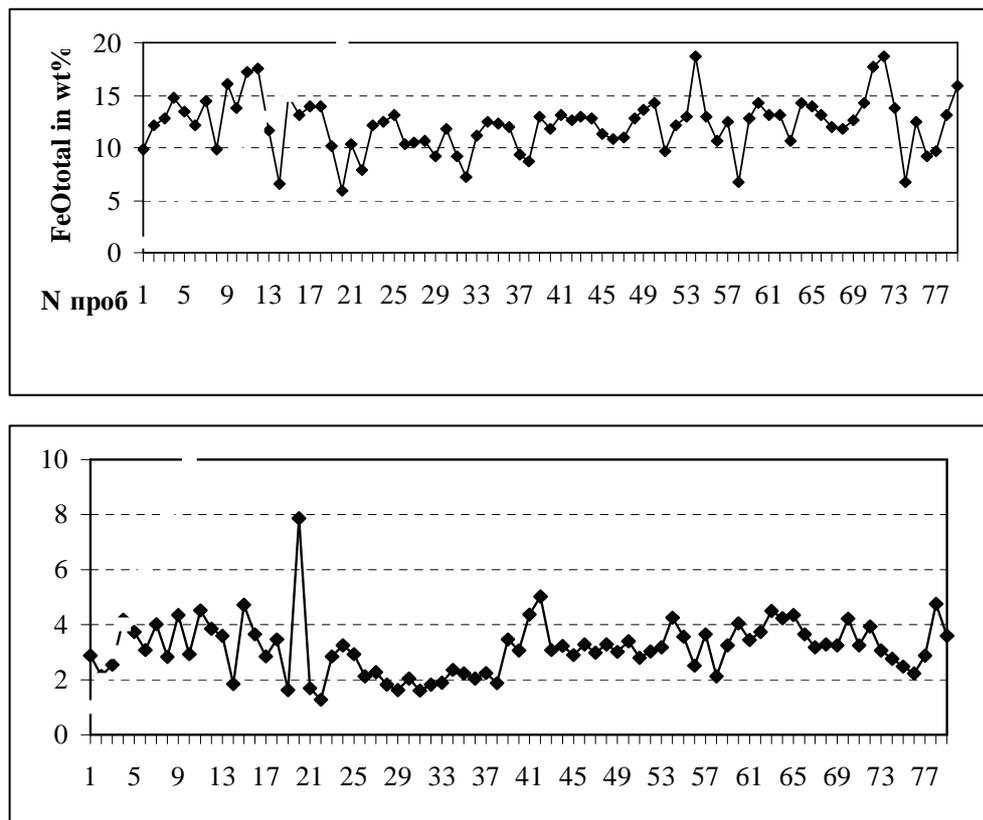


Рис. 2, 3. Графики распределения содержания FeO (верхний рисунок) и TiO₂ в кимберлитах Дюкенского и Лучаканского полей в ряду трубчатых тел с убывающей алмазонасностью.

По горизонтали - номера проб.

распределения содержания TiO₂ и FeO_{total} в ряду трубчатых тел с постепенно убывающей алмазонасностью (рис. 2, 3).

Из графиков видно, что уровень алмазонасности кимберлитов не зависит от содержания таких показательных окислов, как TiO₂ и FeO_{total}.

Заметим, что данные окислы используются при оценке перспектив потенциальной алмазонасности и в пределах южных алмазоносных кимберлитовых полей. Отсутствие видимых связей алмазонасности пород с их химическим составом наталкивает на определенные выводы. Как известно [Кривонос, 1999; Милашев, 1972] для типичных кимберлитов "работает"

петрохимический критерий алмазности, оценивающий повышенную железистость и титанистость пород как негативный фактор алмазности.

Наличие такой связи свидетельствует о высокомагнезиальном Сопоставление статистических параметров (среднего, интервала изменчивости) химического и микроэлементного состава алмазных и неалмазных кимберлитов, проведенное для Дюкенского и Лучаканского полей (табл. 1), не обнаруживает значимых различий между собой.

Некоторое сомнение может вызвать корректность проведенного сравнения, поскольку определения химического состава пробы кимберлита из алмазных аномалий безотносительно истинной алмазности самих проб. Чтобы исключить часть сомнений, нами построены графики

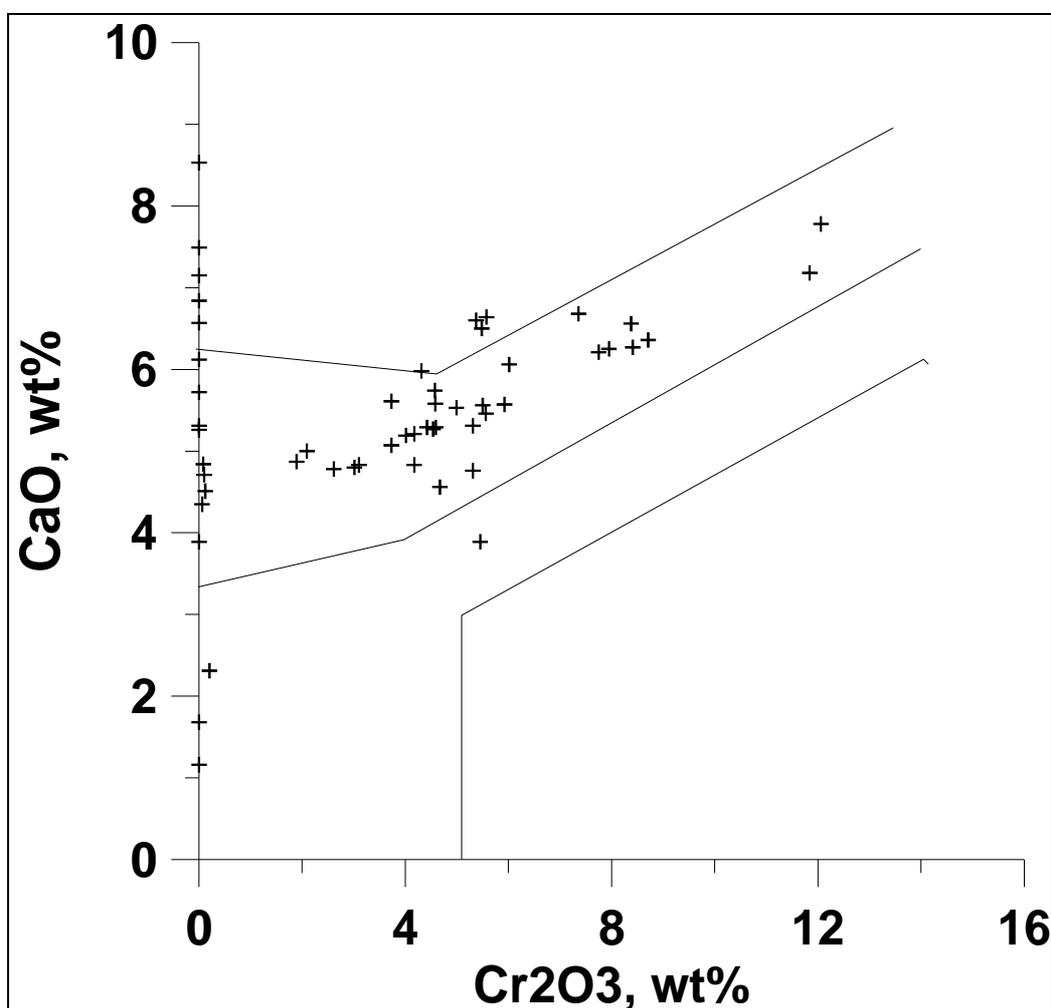


Рис. 4. График распределения состава гранатов из кимберлитов Дюкенского и Лучаканского полей.

составе мантийного источника алмазов (будь то алмазосодержащие мантийные ксенолиты дунит-гарцбургитового парагенезиса, или продуцирующий алмазы первичный кимберлитовый расплав). И следовательно, отсутствие связи может предположительно указывать на

принципиально иной источник алмазов для кимберлитов Дюкенского и Лучаканского полей. Таким источником, характеризующимся более железистым и титанистым составом, могут служить пироксениты, эклогиты и лерцолиты, по-видимому, играющими существенную роль в строении верхней мантии на севере Якутской кимберлитовой провинции.

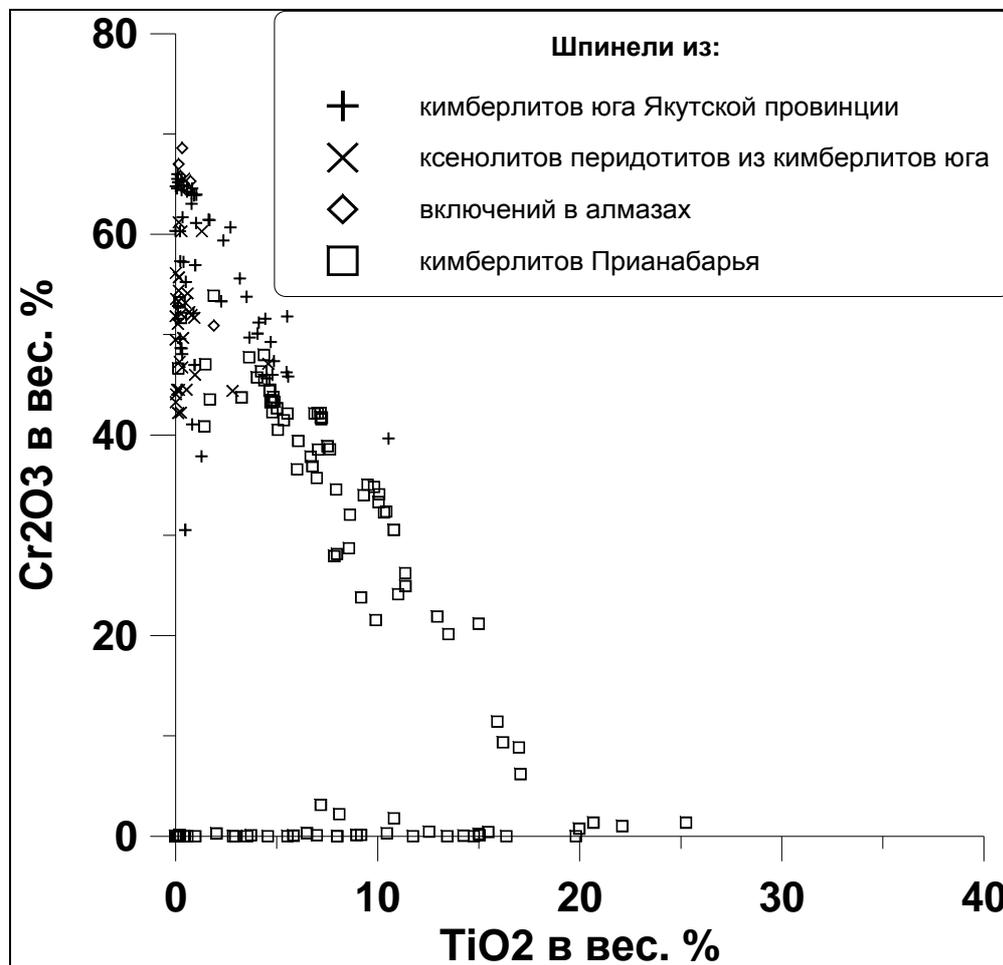


Рис. 5. Распределение составов шпинелей в координатах $TiO_2 - Cr_2O_3$ из разных источников (смотреть легенду).

Вывод подтверждается данными изучения состава минералов-спутников.

Гранаты из тяжелой фракции кимберлитов и родственных пород Дюкенского и Лучаканского полей принадлежат преимущественно эклогитоподобному, пироксенитовому и эклогитовому парагенезисам.

Крайне редко в отдельных трубках встречаются единичные зерна граната ультраосновной ассоциации которые, как показывает диаграмма Н.В.Соболева $CaO-Cr_2O_3$ (рис. 4), находятся в Куранахском поле, где в наиболее богатой алмазоносной трубке Малокуонамская из 156 проанализированных зерен граната ни одно не попало в область дунит-

гарцбургитового парагенезиса [Дак, 1997]. И хотя лерцолитовый парагенезис присутствует (в третьей наиболее богатой фазе кимберлитов он

составляет 12%) преобладает эклогитовый парагенезис, в том числе и алмазоносный, связанный с магнезиально-железистыми эклогитами.

Шпинелиды алмазного парагенезиса в Прианабарье чрезвычайно редки, а в Дюкенском поле не установлены. Доминирующая часть шпинелидов из кимберлитов Дюкенского и Лучаканского полей Прианабарья (рис. 5) являются высокотитанистыми (3-12 вес. % TiO_2) и сравнительно низкохромистыми (содержание Cr_2O_3 обычно варьирует в пределах 30-48 вес %, редко достигая максимума 54 вес. %). На демонстрируемом графике для сравнения показаны точки составов хромшпинелидов из алмазоносных парагенезисов из южных кимберлитовых полей, в том числе, из включений в алмазах.

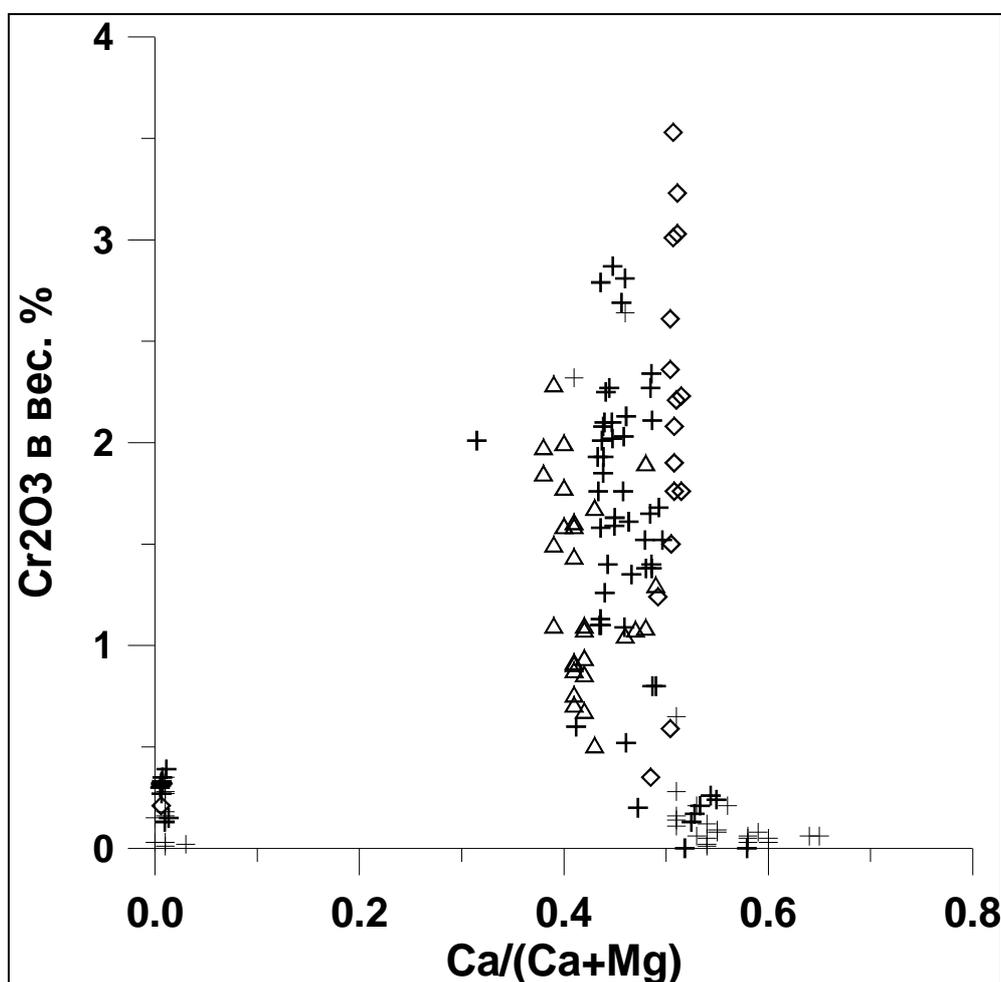


Рис. 6. График зависимости $Ca/(Ca+Mg) - Cr_2O_3$ для клинопироксенов из разных источников:

кимберлиты Дюкенского и Лучаканского полей (жирный крестик), кимберлиты Ары-Мастахского полей (простой крестик), ксенолиты гранатовых перидотитов из алмазоносных кимберлитов южных полей Якутской провинции (треугольник), включения в алмазах (ромб). Составы клинопироксенов из ксенолитов и включений в алмазах заимствованы из работ Н.В. Соболева и других исследователей.

Любопытные данные получены при изучении составов клинопироксенов из кимберлитов Дюкенского, Лучаканского и Ары-Мастахского полей.

Клинопироксены характеризуются широким спектром изменчивости значений $Mg/(Mg+Fe)$ и $Ca/(Ca+Mg)$ отношений, указывающих на широкий диапазон температур (примерно 700-1200 °С по [Finnerty, Boyd, 1984]) их кристаллизации. Но что самое интересное, хромдиопсиды из этих полей оказались близки по составу пироксенам из перидотитовых ксенолитов из алмазоносных трубок Далдынского поля. Очень показательны в этом отношении оказались треугольные диаграммы. На графиках в разных координатах $Ca / Ca + Mg - Cr_2O_3$ (рис. 6) и $Mg / Mg + Fe - Cr_2O_3$

клинопироксены из кимберлитов Прианабарья образуют поля фигуративных точек, расположенные между полями состава хромдиопсида из включений в алмазах и из перидотитовых ксенолитов, принадлежащих алмазоносным кимберлитам южных полей. Более того, поля состава клинопироксенов Прианабарья и включений из алмазов частично перекрывают друг друга. Таким образом, в составе тяжелой фракции ряда трубочных тел перечисленных выше полей Прианабарья обнаруживаются клинопироксены, которые правомерно отнести к потенциально алмазоносному лерцолитовому парагенезису.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

На основании изучения минералов тяжелой фракции, верхняя мантия в Прианабарье представлена широким спектром основных и ультраосновных пород, в том числе, гранатовыми перидотитами, которые по составу очень близки перидотитам, слагающим верхнюю мантию в ареале распространения алмазоносных кимберлитов из южных полей Якутской провинции. Однако, следует обратить внимание на их крайне небольшую долю в разрезе мантии. В целом, данные о составе минералов-спутников из тяжелой фракции кимберлитов Прианабарья несут несколько противоречивую информацию об уровне потенциальной алмазоносности пород. С одной стороны, отсутствие или исключительно редкое нахождение дунит-гарцбургитового алмазоносного парагенезиса указывает на незначительные перспективы. Но на общем неблагоприятном фоне встречаются отдельные трубочные тела, в которых барофильные минералы по составу близки к алмазоносным ассоциациям.

Предварительные данные изучения P-T условий кристаллизации мантийных минеральных парагенезисов из кимберлитов Прианабарья указывают на преимущественно высокую температуру (в основном, 900-1200 °С) и низкое давление кристаллизации (в основном, менее 40 кбар °С) по сравнению с мантийными минеральными ассоциациями из кимберлитов алмазоносных южных полей. Хотя для нескольких образцов P-T параметры кристаллизации находятся в области устойчивости алмаза.

Высокая общая железистость, титанистость и щелочность как нижнемезозойских кимберлитов, так и пространственно сопряженных с ними среднепалеозойских кимберлитов северных полей Якутской провинции является, по-видимому, отражением, с одной стороны, широко проявленного в пределах северной окраины Сибирской платформы глубинного метасоматоза пород верхней мантии, а с другой стороны, более высоким уровнем зарождения магматических очагов и, следовательно, относительно большей ролью литосферного источника по сравнению с астеносферным при формировании кимберлитовых расплавов. Последний вывод подтверждается изотопными исследованиями Sr and Nd [Костровицкий и др., 1999]. Несколько большее отклонение от линии эволюции хондрита изотопных данных для кимберлитов и родственных пород севера Якутской провинции по сравнению с южными алмазоносными кимберлитами указывает на связь первых с более истощенным мантийным источником вещества. Как известно, примитивный источник соотносится с астеносферным, а деплетированный - с менее глубинным литосферным источником. Повышение роли последнего в формировании кимберлитов и родственных пород севера Якутии согласуется с известным фактом заметного снижения в них общего содержания алмазов и минералов-спутников, а также уровня барофильности минералов и содержащихся в них глубинных ксенолитов. Возрастание степени деплетированности мантийного источника для ультраосновных магматитов Сибирской платформы от центра к северной окраине подтверждается данными Л.В. Когарко и других [Когарко и др., 1996] по изотопному составу Nd для Гулинского щелочно-ультраосновного массива ($\epsilon Nd = +5.1$).

Полученные данные свидетельствуют, на наш взгляд, о существовании корреляционной связи алмазоносности кимберлитов со значением ϵNd , как с мерой близости к хондритовой модели источника. Все три пробы неалмазоносных кимберлитов и родственных пород Куойского поля характеризуются максимальными значениями ϵNd (+4.71 - +5.25). Малокуонамская трубка - единственная из рассмотренных здесь кимберлитовых тел Прианабарья с относительно высокой алмазоносностью, характеризуется наиболее близким к хондритовому значению ϵNd (-0.61). Отклонение от линии эволюции $^{143}Nd/^{144}Nd$ отношения CHUR в сторону обогащения или в сторону обеднения одинаковым образом является негативным фактором для алмазоносности кимберлитов. Обращает на себя внимание небольшая дисперсия значений Nd/Sm отношения для пород, характеризующихся сравнительно широкими вариациями состава и по железистости, и по щелочности, и по содержанию карбонатной составляющей. Это отношение, отражающее в целом одинаково крутой наклон кривой распределения редкоземельных элементов для пород разного состава, подтверждает единую природу мантийного источника этих пород.

Нижнемезозойские кимберлиты по сравнению с алмазоносными среднепалеозойскими кимберлитами демонстрируют более высокий уровень магматической дифференциации, это находит отражение в высоких вариациях окислов железа, титана, щелочей (табл. 1). Значимый уровень корреляции между данными окислами подтверждает существование магматических трендов дифференциации.

В целом все перечисленные особенности проявлений кимберлитов Прианабарья (глубинный метасоматоз предочаговой области мантии, более высокий уровень зарождения очагов, более высокая дифференцированность кимберлитовых расплавов) относятся к числу неблагоприятных факторов для формирования продуктивной алмазоносности. И петрохимические, и минерало-геохимические критерии алмазоносности, к сожалению, свидетельствуют об отсутствии высоких перспектив в рассматриваемом районе.

ЛИТЕРАТУРА

1. Дак А.И. Минералы-индикаторы кимберлитов из коренных источников и россыпей Анабаро-Оленекского междуречья. Автореферат кандидатской диссертации. Новосибирск, 1997, 21 с.
2. Илупин И.П., Каминский Ф.В., Францессон Е.В. Геохимия кимберлитов. М.: Недра, 1978, 352 с.
3. Когарко Л.Н., Карпенко С.Ф., Ляликов А.В. Изотопная гетерогенность источников щелочного магматизма полярной Сибири. Геохимия, 1996, № 2, с. 186-189.
4. Корнилова В.П., Никишов К.Н., Ковальский В.В., Зольников Г.В. Атлас текстур и структур кимберлитовых пород. М.: Наука, 1983. 161 с.
5. Костровицкий С.И., Морикио Т., Владыкин Н.В., Лепин В.С. Sr-Nd изотопная систематика кимберлитов и родственных пород севера Якутской провинции. Доклады РАН, 1999, т. 369, № 3, с. 371-374.
6. Кривонос В.Ф. Петрохимический критерий алмазоносности разновозрастных кимберлитов и лампроитов. Геология и геофизика, 1999, № 2, с. 187-200.
7. Маршинцев В.К. Карбонатитовые образования восточного склона Анабарского сводового поднятия. Якутск: Якутское книжное издательство, 1974, 120 с.
8. Милашев В.А. Физико-химические условия образования кимберлитов. Ленинград: Недра, 1972, 176 с.

Гранаты ультраосновного парагенезиса из трубок кустов Загадочная и Буковинская (Якутия)

Костровицкий С.И.¹, Деон де Бруин²

¹ Институт геохимии СО РАН, 664033, Иркутск

² Geological Survey of South Africa, Pretoria, S. Africa
serkost@igc.irk.ru

Изучены составы вкрапленников гранатов и содержащихся в них включений из слюдистых хромдиопсидсодержащих кимберлитов, слагающих несколько трубок Далдынского поля Якутской кимберлитовой провинции. Гранаты альмандин-пиропового состава с кноррингитовым миналом до 10% относятся к лерцолитовому, частично к верлитовому парагенезису. Включения (юриитовый диопсид + хромшпинелид (флогопит (?)) принадлежат высокомагнезиальной, высокохромистой ассоциации и характеризуются широкими вариациями состава, отражающими неравновесные условия кристаллизации в широком интервале Р-Т параметров. Разные типы зональности гранатов свидетельствуют о ее сложной истории образования, связанной как с процессом кристаллизации граната в условиях падения давления, так и с одновременной перекристаллизацией матрицы граната в дислокационных микрозонках. Не исключается и общее объяснение зональности за счет только перекристаллизации граната. Обсуждаются вопросы генезиса ассоциации. Предлагаются альтернативные объяснения, связывающие происхождение высокохромистой ассоциации минералов 1) с кристаллизацией из кимберлитового расплава и 2) с метасоматическим воздействием кимберлитового расплава на вкрапленники граната.

ВВЕДЕНИЕ

Как правило, происхождение вкрапленников граната в кимберлитах связывается с дезинтеграцией мантийных ксенолитов [1, 2]. Исключение представляют только оранжево-красные мегакристы граната, вопрос генезиса которых хотя является дискуссионным, хотя предпочтительным является мнение об их фенокристом происхождении [3]. В настоящем сообщении приводятся результаты изучения состава вкрапленников граната ультраосновного парагенезиса красно-фиолетовой окраски, а также высокохромистых включений в них. При обсуждении генезиса хромистой ассоциации высказываются альтернативные предположения, в том числе, - в результате кристаллизации из кимберлитового расплава.

Алмазоносные кимберлитовые поля Якутской провинции представлены базальтоидным типом кимберлитов группы 1, характеризующимся преимущественным образом низкой щелочностью (содержание $K_2O < 1\%$), преобладанием в тяжелой фракции пикроильменита. Исключением являются несколько трубок, расположенных на севере и юге Далдынского поля. К ним относятся трубки Загадочная, им. Кусова (южный куст), Буковинская, Горняцкая, аномалия Д-57 (северный куст). Кимберлиты этих трубок

отличаются низкой железистостью, относительно высокой щелочностью (содержание $K_2O > 1\%$). Наряду с оливином (псевдоморфозами карбонат-серпентинового состава) матрица кимберлитов содержит также вкрапленники флогопита и хромдиопсида. Тяжелая фракция состоит, в основном, из граната, клинопироксена и шпинелидов, пикроильменит встречается в подчиненном количестве или отсутствует. Уникальны перечисленные трубки и по составу глубинных включений, которые представлены дистеновыми эклогитами и гроспидитами [1, 4].

Ультраосновная ассоциация мантийных ксенолитов, как по нашим данным, так и литературным [1, 5] практически отсутствует. Позднее [6] исследователи отметили одну находку ксенолита пиропового серпентинита при просмотре представительной коллекции включений (около 200 образцов). В этой связи чрезвычайно интересен факт присутствия в тяжелой фракции наряду с оранжево-красным гранатом эклогитового парагенезиса значительного количества граната красно-фиолетового и малинового цветов, принадлежащего к ультраосновному парагенезису.

КРИСТАЛЛИЧЕСКИЕ ВКЛЮЧЕНИЯ В ГРАНАТАХ

В трубках Загадочная и им. Кусова ультраосновной парагенезис граната составляет 30-40% от общего количества граната, а в трубках Буковинская и Горняцкая - 80-90%. Зерна пироба размером до 2-4 мм обычно округлой, угловато-округлой формы, но иногда обнаруживают реликты кристаллографической огранки. Нередко гранаты содержат кристаллические включения, которые относятся к двум ассоциациям - 1) магматической (?), состоящей из хромдиопсида, хромшпинелида и флогопита; 2) метасоматической, явно наложенного типа, обычно приуроченной к трещинам в матрице гранатов и представленной амфиболом, флогопитом, глиноземистой шпинелью, титаномагнетитом. Наше сообщение ограничено рассмотрением только первичной ассоциации минералов. Встречаются как одиночные минералы-узники, так и полиминеральные включения. Несколько зерен граната оказались насыщенными множеством включений хромдиопсида и хромшпинелида, что в целом создает имитацию обломка породы. Хромдиопсид, обычно представленный зернами вытянутой, неправильно уплощенной, реже округлой изометричной формы, по размеру варьирует от 0.1 до 1-2 мм. Включения чаще обнаруживаются в периферийной зоне пироба, нередко образуя прерывистую оболочку вокруг зерна пироба, реже - в центральной зоне. Иногда встречаются сростки с гранатом. Включения хромшпинелидов образуют мелкие зерна размером от 0.01 до 0,п мм, приуроченные, как правило, к выделениям клинопироксена. Зерна шпинелидов - обычно округлой, реже неправильной формы, очень редко встречаются с октаэдрической огранкой, со сглаженными ребрами. По сравнению с клинопироксенами и шпинелидами флогопит встречается значительно реже, образует мелкопластинчатые агрегаты вытянутой формы,

приуроченные в основном также к выделениям клинопироксена. Характеризуя в целом распределение включений в матрице пиропов, следует обратить внимание на факт преимущественной их локализации в пределах периферийных зон и зон перекристаллизации зерен граната.

СОСТАВ МИНЕРАЛОВ

Нами изучены составы представительной коллекции гранатов (170 зерен) и содержащихся в них включений из всех перечисленных выше трубок. Анализы выполнялись на рентгеновском микроанализаторе JEOL 733 в Геологической Службе г. Претории, ЮАР. Анализы были получены при ускоряющем напряжении 15 кВ и токе зонда 40 нА. Экспозиция составила 10 сек, фон измерялся с двух сторон от линии по 5 сек. Размер зонда - от 3 до 4 мкм.

Гранаты по классификации Ж. Б. Доусона и В.Е. Стефанса [7] относятся, в основном, к 9 и реже к 12 группам и принадлежат преимущественным образом лерцолитовому парагенезису, частично верлитовому (рис. 1). Представительные анализы состава граната приведены в табл. 1. При широких вариациях содержания Cr_2O_3 (1.33-9.57 вес. %) и CaO (3,61-10,99 вес. %) гранаты отличаются относительно устойчивым содержанием MgO (15,43-22,26 вес. %) и FeO (5,19-9,92 вес. %). В минальном выражении изменчивость состава гранатов происходит за счет снижения содержания кноррингитового и уваровитового миналов при соответствующем росте пиропового минала.

Большинство зерен граната оказались неоднородными по составу. Нами изучена изменчивость состава граната по профилям отдельных зерен. Судя по графикам распределения содержания Cr_2O_3 и CaO по профилям (рис. 2), разные зерна могут иметь разные типы зональности. Наряду с простой зональностью, близкой к симметричной, встречается ассиметричная, однонаправленная, а также пилообразная, осложненная несколькими пиками. Причем, изменение состава может происходить как постепенно, плавно, так и резко. Нарушение однородности состава граната в центральных частях зерен сопряжено с нарушением монолитности зерен и образованием микротрещин. Зональность гранатов выражена в направленном снижении содержания Cr_2O_3 и CaO как к периферии зерна, так и в местах дислокационных зоннок. В минальном выражении в этом направлении резко снижается содержание кноррингитового и уваровитового миналов (см. табл. 1) и возрастает содержание пиропового. Распределение альмандинового минала в зональных гранатах носит более выдержанный характер. Устанавливаются два направления трендов (рис. 1) для зональных гранатов: 1) основной лерцолитовый с одновременным снижением содержания Cr_2O_3 и CaO и 2) выражающийся в заметном падении содержания CaO при постоянном или

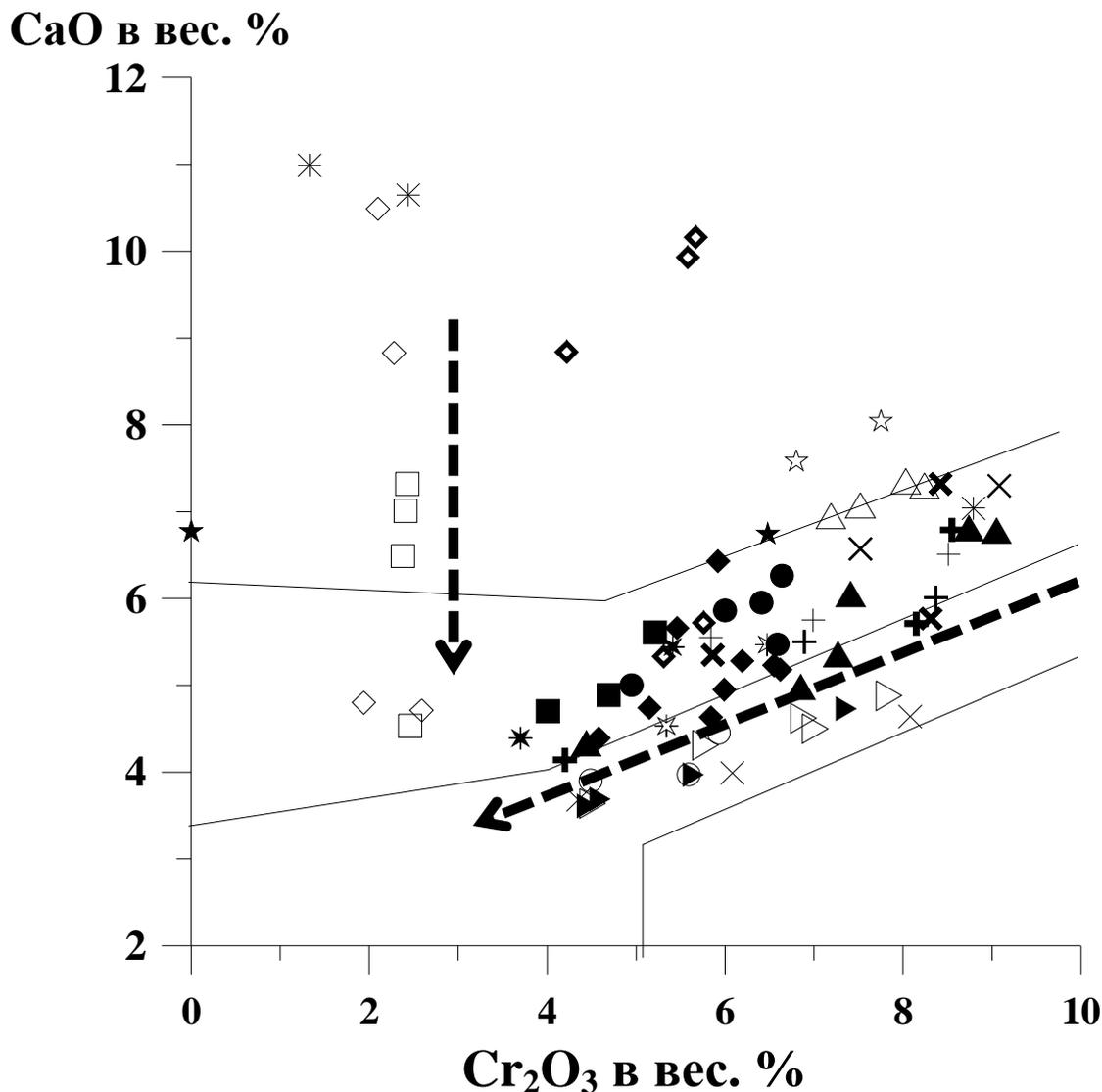


Рис. 1. График CaO - Cr₂O₃ для зональных гранатов из трубок Буковинская (кресты), Кусова (квадраты и ромбы), Загадочная (круги и треугольники), Горняцкая (звезды).

Разные точки в одном зональном зерне показаны одним символом. Стрелки указывают на направление кристаллизационных трендов в зональных гранатах.

незначительном изменении Cr₂O₃. Последний тренд более характерен для гранатов из трубки Буковинская. Несмотря на общее сходство трендов, гранаты из разных трубок различаются между собой по особенностям распределения окислов, по усредненным характеристикам состава. Так составы гранатов в треугольных координатах Ca-Fe-Mg для трубок Загадочная и Кусова оказались смещенными в сторону большей железистости по сравнению с гранатами из трубок Буковинская и Горняцкая. С другой стороны, имеются существенные различия между гранатами двух соседних трубок Загадочная и Кусова, выражающиеся в максимальной насыщенности зональными гранатами первой из них и в более устойчивом содержании Cr₂O₃ и CaO во второй трубке. Гистограммы распределения

Таблица 1. Представительные анализы гранатов из слюдистых кимберлитов.

| № обр. | bk2-3 | bk2-4 | bk4-2 | bk8-3 | bk9 | ks4 | ks15 | zg17-2 | zg17-5 | zg18-1 | zg18-4 |
|--------------------------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|-------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|
| SiO ₂ | 39.51 | 39.58 | 39.29 | 39.82 | 39.25 | 40.35 | 40.65 | 39.89 | 41.57 | 39.85 | 41.12 |
| TiO ₂ | 0.05 | 0.07 | 0.25 | | 0.04 | 0.08 | 0.29 | | | 0.03 | |
| Al ₂ O ₃ | 17.60 | 19.30 | 17.93 | 21.33 | 17.63 | 21.06 | 21.17 | 17.92 | 20.47 | 18.60 | 20.45 |
| Cr ₂ O ₃ | 8.51 | 5.84 | 8.37 | 4.35 | 9.08 | 4.66 | 3.99 | 7.84 | 4.51 | 7.36 | 4.59 |
| FeO | 8.26 | 8.42 | 8.24 | 7.71 | 7.90 | 8.38 | 8.85 | 8.44 | 8.83 | 8.35 | 8.91 |
| MnO | 0.41 | 0.43 | 0.45 | 0.38 | 0.39 | 0.43 | 0.40 | 0.41 | 0.43 | 0.43 | 0.43 |
| MgO | 19.21 | 20.13 | 19.82 | 22.26 | 19.26 | 21.05 | 20.34 | 19.79 | 20.85 | 20.14 | 21.79 |
| CaO | 6.51 | 5.55 | 6.01 | 3.68 | 7.30 | 4.59 | 5.06 | 4.88 | 3.64 | 4.73 | 3.69 |
| Сумма | 100.0 | 99.32 | 100.3 | 99.53 | 100.5 | 100.6 | 100.7 | 99.17 | 100.3 | 99.49 | 101.0 |
| Prp | 59.39 | 66.76 | 59.58 | 72.82 | 59.16 | 70.25 | 69.73 | 60.35 | 69.34 | 62.03 | 70.03 |
| Alm | 16.12 | 16.24 | 15.93 | 14.69 | 15.20 | 16.05 | 17.02 | 16.75 | 17.29 | 16.46 | 16.84 |
| Spess | 0.81 | 0.84 | 0.88 | 0.73 | 0.76 | 0.83 | 0.78 | 0.82 | 0.85 | 0.86 | 0.82 |
| Ti-Adr | 0.13 | 0.18 | 0.65 | | 0.10 | 0.21 | 0.75 | | | 0.08 | |
| Uvr | 16.14 | 13.54 | 14.24 | 8.98 | 17.89 | 11.06 | 10.89 | 12.41 | 9.13 | 11.86 | 8.94 |
| Knorr | 7.41 | 2.44 | 8.72 | 2.77 | 6.89 | 1.60 | | 9.66 | 3.39 | 8.71 | 3.37 |

содержания кноррингитового минала в гранатах для этих трубок (рис. 3) четко различаются между собой, что указывает на независимость исследуемых выборок. На треугольной диаграмме Ca-Mg-Fe (рис. 4) гранаты из хромистой ассоциации образуют отдельные поля, почти не совпадающие с полем состава граната из перидотитовых ксенолитов.

Клинопироксены из включений в гранатах (табл. 2) относятся к юриитовым диопсидам [9], демонстрирующих заметные вариации большинства окислов и в первую очередь, таких как Cr₂O₃, Al₂O₃ и Na₂O (соответственно 1.13-5.19; 0.46-5.52; 1.0-6.17 вес. %). Пироксены отличаются высокими значениями Mg/(Mg+Fe) и Ca/(Ca+Mg) отношений, варьирующими соответственно в интервалах 86.71-95.31; 45.53-50.77. Последние значения указывают на относительно низкие температуры (примерно 800-1000 °С по геотермометру А.А. Финерти, Ф.Р. Бойда [10]) кристаллизации клинопироксенов. Вариации состава разных включений внутри одного граната, как правило, отсутствуют, или незначительны. Имеются отличительные особенности распределения состава диопсидов в разных трубках. Например, в трубке Загадочная обнаруживаются, в основном, только высокотемпературные разновидности диопсидов с повышенным содержанием Cr₂O₃, Al₂O₃ и Na₂O, а в трубке Кусова - при широком диапазоне изменчивости преобладают, напротив, низкотемпературные разновидности. Хромдиопсиды из включений существенным образом отличаются по составу от пироксенов из перидотитовых ксенолитов и образуют на графиках (рис. 5) отдельные поля фигуративных точек. Наибольшее сходство хромдиопсиды из включений демонстрируют с вкрапленниками пироксена из кимберлита трубки Загадочная, с которыми они образуют единый тренд. Существует

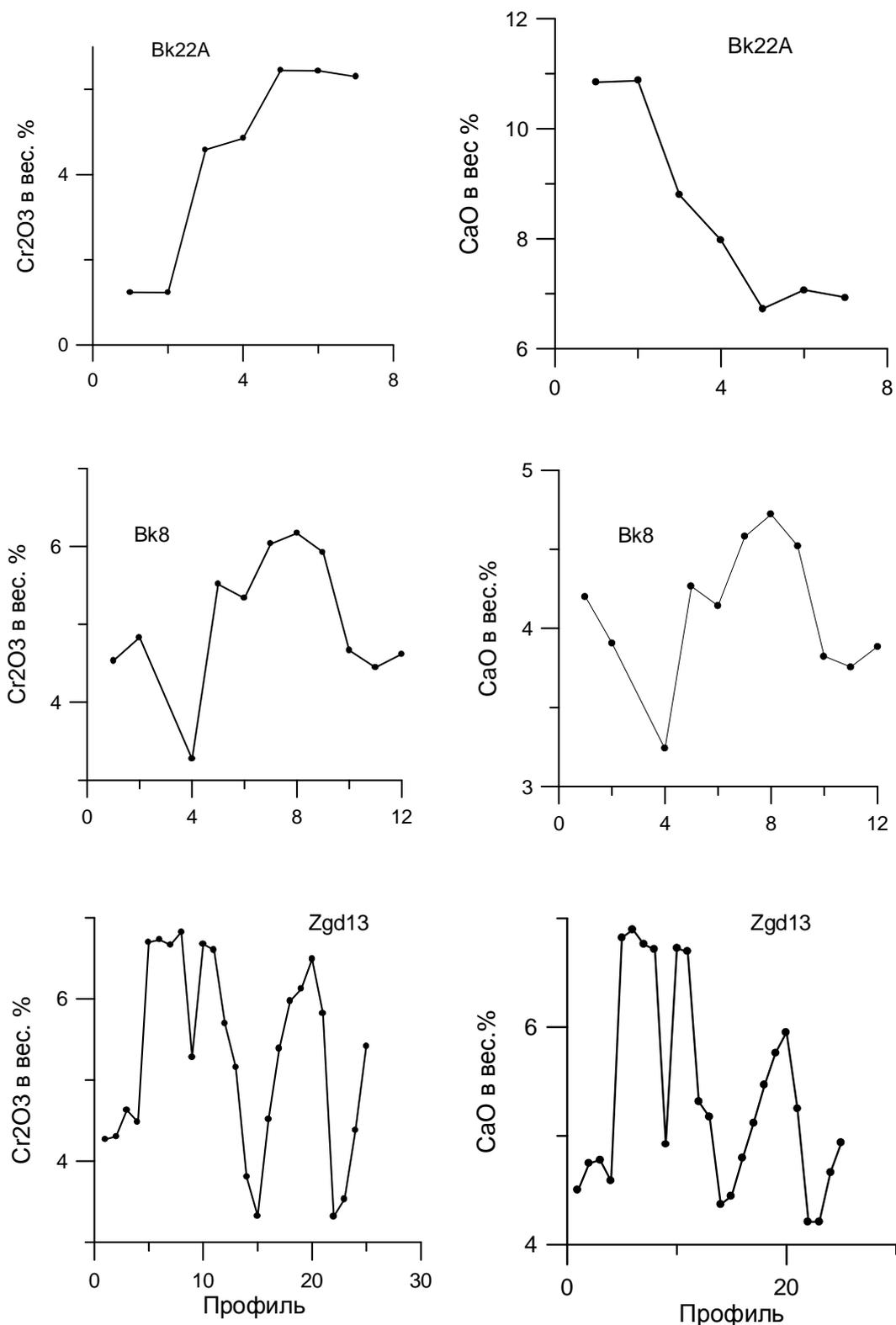


Рис. 2. Разные виды зональности по содержанию CaO и Cr₂O₃ для гранатов из слюдяных кимберлитов: 1) односторонняя (зерно bk22), 2) симметричная (зерно bk8), 3) сложная, пилообразная (зерно Zgd13). По оси абсцисс - точки анализов, выполненных по профилям через зерна размером соответственно 2, 3, 5 мм. Первый тип зональности связан с обломочной формой зерна.

Таблица 2. Представительные анализы первичных клинопироксенов из слюдистых кимберлитов.

| № анализа | bk2-7 | bk4-2 | bk8-5 | bk8-4 | bk9-1 | ks1 | ks2 | ks4 | ks15 | zg17 | zg18 |
|--------------------------------|--------|-------|-------|-------|-------|--------|-------|--------|-------|-------|-------|
| SiO ₂ | 54.09 | 53.17 | 53.85 | 53.81 | 53.67 | 54.49 | 52.99 | 54.98 | 54.69 | 55.29 | 54.79 |
| TiO ₂ | | 0.19 | 0.1 | 0.06 | | 0.21 | 0.25 | 0.08 | 0.29 | | 0.02 |
| Al ₂ O ₃ | 2.99 | 2.99 | 5.47 | 4.86 | 2.04 | 2.48 | 3.03 | 3.24 | 2.66 | 4.30 | 4.42 |
| Cr ₂ O ₃ | 4.46 | 3.62 | 5.10 | 4.86 | 2.70 | 3.20 | 3.24 | 3.38 | 1.86 | 4.36 | 4.99 |
| FeO | 2.62 | 2.13 | 2.97 | 2.69 | 1.81 | 2.52 | 2.30 | 2.25 | 2.16 | 2.82 | 2.84 |
| MnO | | | | | | 0.02 | | | | 0.02 | |
| MgO | 14.19 | 14.12 | 11.26 | 11.93 | 15.54 | 14.87 | 13.30 | 14.50 | 14.93 | 12.68 | 12.55 |
| CaO | 17.76 | 18.15 | 13.66 | 14.85 | 20.49 | 19.16 | 17.91 | 18.32 | 19.64 | 15.32 | 15.43 |
| Na ₂ O | 3.80 | 3.60 | 6.11 | 5.57 | 2.35 | 3.08 | 3.69 | 3.52 | 2.34 | 4.76 | 4.95 |
| Сумма | 100.01 | 98.14 | 98.58 | 98.64 | 98.60 | 100.02 | 96.71 | 100.28 | 98.57 | 99.29 | 99.99 |
| Ca/Ca+Mg | 0.47 | 0.48 | 0.47 | 0.47 | 0.49 | 0.48 | 0.49 | 0.48 | 0.49 | 0.46 | 0.47 |

Таблица 3. Представительные анализы включений хромитов в гранатах из слюдистых кимберлитов.

| № анализа | bk2-6 | bk2-5 | bk4 | bk8 | bk9 | ks4 | ks15 | zg15-2 | zg15-7 | zg17 | zg18 |
|--------------------------------|--------|--------|--------|-------|-------|-------|-------|--------|--------|-------|-------|
| TiO ₂ | 0.12 | 0.18 | 0.63 | 0.24 | 0.11 | 0.34 | 1.10 | 0.39 | 0.50 | 0.18 | 0.17 |
| Al ₂ O ₃ | 6.96 | 8.70 | 20.37 | 9.23 | 8.17 | 8.81 | 18.80 | 8.17 | 11.10 | 8.75 | 8.75 |
| Cr ₂ O ₃ | 59.57 | 56.80 | 41.53 | 58.09 | 61.26 | 58.13 | 38.84 | 56.87 | 51.81 | 56.60 | 56.97 |
| Fe ₂ O ₃ | 7.52 | 7.82 | 10.59 | 6.51 | 3.90 | 5.46 | 11.06 | 5.80 | 7.77 | 6.71 | 6.96 |
| FeO | 16.23 | 16.12 | 16.45 | 15.38 | 15.69 | 16.86 | 19.51 | 16.51 | 15.64 | 15.98 | 16.03 |
| MnO | 0.25 | 0.26 | 0.39 | 0.23 | 0.17 | 0.28 | 0.41 | 0.31 | 0.34 | 0.28 | 0.26 |
| MgO | 11.28 | 11.40 | 12.88 | 12.16 | 11.62 | 10.92 | 10.50 | 10.68 | 11.60 | 11.22 | 11.35 |
| Сумма | 101.93 | 101.28 | 102.84 | 101.8 | 100.1 | 100.8 | 100.2 | 98.73 | 98.76 | 99.73 | 100.5 |
| Ulvosp | 0.30 | 0.44 | 1.44 | 0.58 | 0.27 | 0.85 | 2.63 | 0.98 | 1.24 | 0.45 | 0.42 |
| Mgt | 9.25 | 9.59 | 12.11 | 7.89 | 4.80 | 6.74 | 13.23 | 7.33 | 9.64 | 8.37 | 8.60 |
| Cr-минерал | 77.01 | 73.21 | 49.88 | 73.96 | 79.16 | 75.35 | 48.82 | 75.48 | 67.51 | 74.07 | 73.98 |
| Al-минерал | 13.45 | 16.76 | 36.57 | 17.57 | 15.78 | 17.07 | 35.32 | 16.21 | 21.62 | 17.11 | 17.00 |

Таблица 4. Представительные анализы включений флогопитов в гранатах из слюдистых кимберлитов.

| № анализа | ks3-2 | ks3-3 | ks5 | ks1-2 | ks6-1 | ks8 | zg10-3 | zg-10-4 | zg-11-1 | zg11-3 | zg-12 |
|--------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|--------|---------|---------|--------|-------|
| SiO ₂ | 40.25 | 38.22 | 39.79 | 41.88 | 40.74 | 36.86 | 41.03 | 40.91 | 41.56 | 41.72 | 38.39 |
| TiO ₂ | 0.59 | 0.43 | 0.28 | 0.13 | 0.28 | 0.17 | 0.15 | 0.16 | 0.2 | 0.27 | 0.26 |
| Al ₂ O ₃ | 16.87 | 17.46 | 17.48 | 13.47 | 14.62 | 17.02 | 15.59 | 15.5 | 15.09 | 12.92 | 18.6 |
| Cr ₂ O ₃ | 0.74 | 1.87 | 2.34 | 0.83 | 0.66 | 5.23 | 1.16 | 1.69 | 1.34 | 2.19 | 2.43 |
| FeO | 4.25 | 4.77 | 5.00 | 2.80 | 3.21 | 7.54 | 4.31 | 3.69 | 3.91 | 3.88 | 6.06 |
| MnO | | | | | | 0.14 | | | | | 0.09 |
| MgO | 23.83 | 23.2 | 22.85 | 26.33 | 25.66 | 21.2 | 24.67 | 25.21 | 24.72 | 24.82 | 21.73 |
| Na ₂ O | 0.33 | 0.3 | 0.76 | 0.65 | 0.33 | 2.29 | 0.27 | 0.41 | 0.4 | 0.51 | 0.36 |
| K ₂ O | 9.72 | 10.07 | 8.87 | 9.6 | 9.96 | 5.54 | 9.83 | 9.34 | 9.07 | 8.68 | 9.41 |
| Сумма | 96.58 | 96.32 | 97.37 | 95.69 | 95.46 | 97.19 | 97.01 | 96.91 | 96.29 | 94.99 | 97.33 |
| mg | 90.84 | 89.74 | 89.1 | 94.5 | 93.4 | 83.27 | 91.1 | 92.55 | 91.79 | 91.92 | 86.31 |

Примечание. $mg = Mg/(Mg+Fe)*100$

прямая корреляция составов клинопироксена с вмещающим гранатом, особенно высокая корреляция по Cr/(Cr+Al) отношению.

Хромшпинелиды. Представительные анализы приведены в табл. 3.

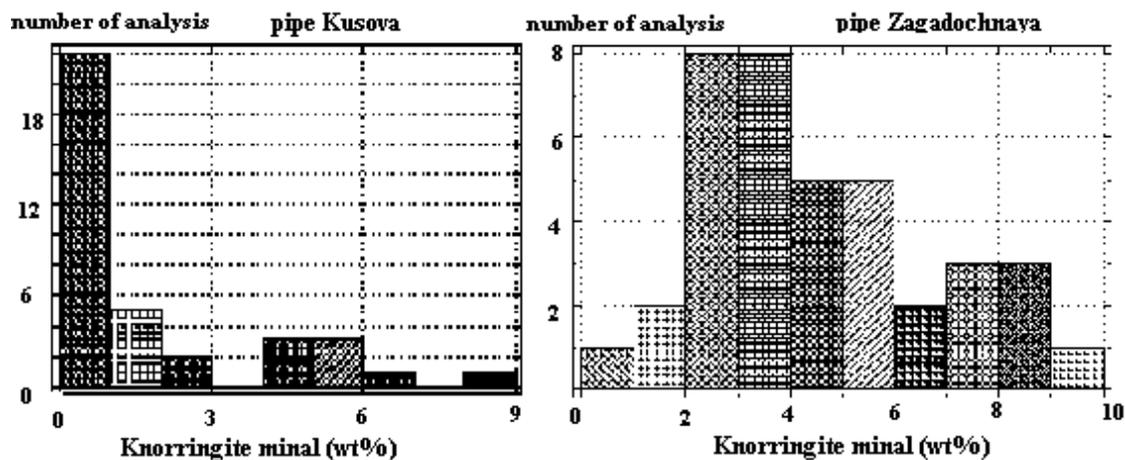


Рис. 3. Гистограммы распределения содержания кноррингитового минала в гранатах из трубок Загадочная и Кусова.

Выделяются 2 группы шпинелей: 1) высокохромистая (Cr_2O_3 - 50-61.6 %) и 2) глиноземистая (Cr_2O_3 - 20-47.7 %). Отмечается более высокая корреляция составов шпинелидов 1 группы (по сравнению со 2 группой) с сосуществующими гранатами и, в особенности, с клинопироксенами. В пределах одного зерна граната шпинелиды или сохраняют постоянный состав, или (несколько реже) незначительно меняются по Cr/Al отношению. Шпинелиды обеих групп характеризуются повышенным содержанием магнетитового минала (в основном, в пределах от 7 до 15%), что указывает на сравнительно окислительные условия их кристаллизации. Тренды состава шпинелидов направлены в сторону возрастания Al-компоненты и магнетитового минала.

Флогопиты из включений в гранатах (табл. 4) относятся к низкотитанистой (0,13-0,6 вес. %) и преимущественно к высокомагнезиальной разновидности. $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}) \cdot 100$ отношение варьирует в основном в пределах 89,1-94,2 при минимальном значении 83,3.

Отличительными особенностями состава включений флогопита являются повышенные содержания трехвалентных окислов Cr_2O_3 (основной интервал 0,65-2,43 вес. %) и Al_2O_3 (12,62-18,6 вес. %). Отмечаются вариации содержания Cr_2O_3 и Al_2O_3 во флогопитах в пределах отдельных зерен граната (табл. 4). Флогопиты из включений в гранатах по составу близки к флогопитам из глубинных ксенолитов перидотитов и обнаруживают наибольшее сходство с вкрапленниками флогопита из кимберлита трубки Загадочная [5]. На графике TiO_2 - Al_2O_3 флогопиты из вкрапленников и включений в гранатах образуют единый тренд.

ОБСУЖДЕНИЕ

Наиболее показательной особенностью состава большинства вкрапленников гранатов и содержащихся в них включений является их

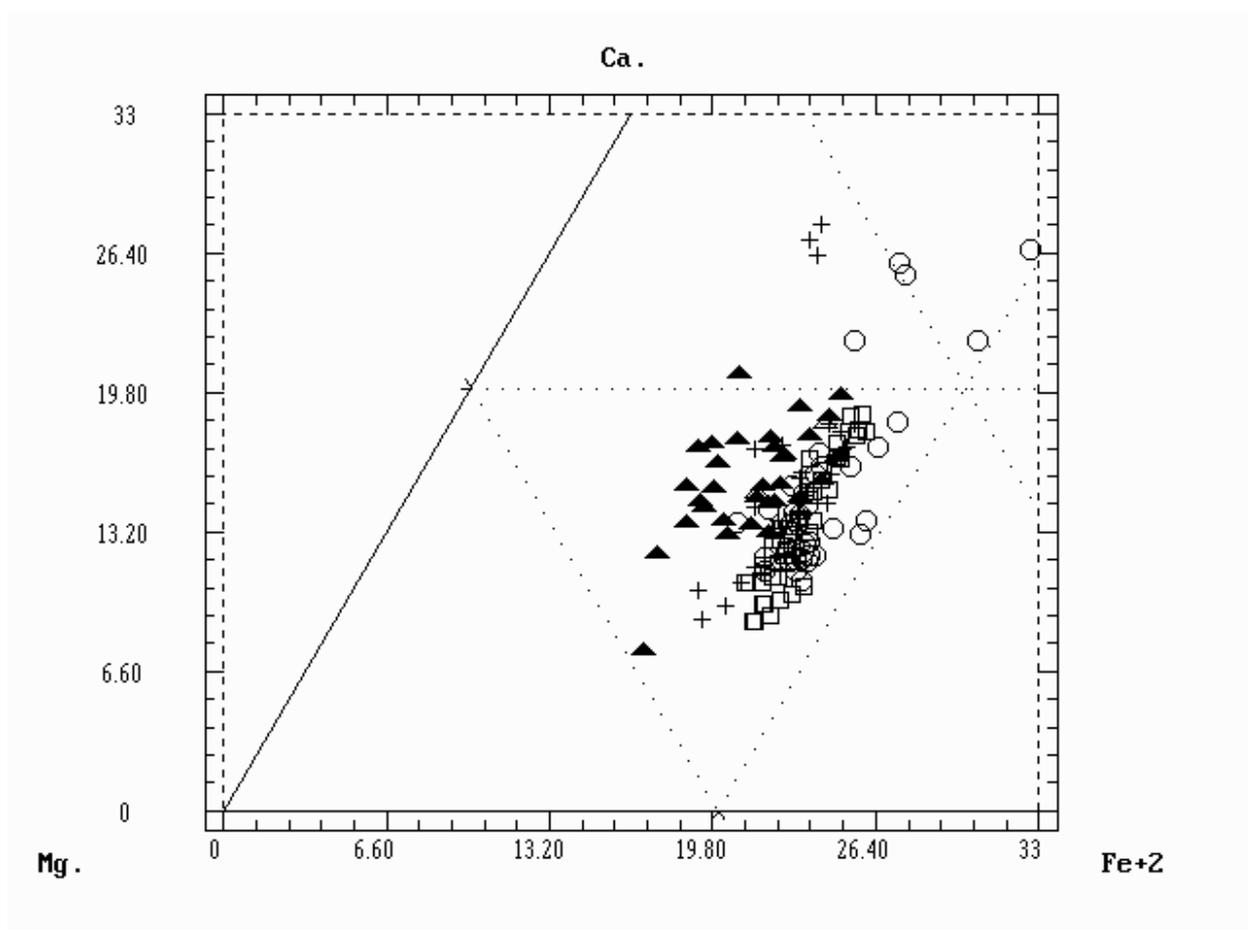


Рис. 4. Треугольная диаграмма Ca-Mg-Fe для гранатов из разных источников. Треугольники соответствуют гранатам из ксенолитов перидотитов из трубок Удачная и Дальняя (данные Н.В.Соболева [1] и А.С.Родионова [8]); кресты, круги и квадраты - вкрапленникам граната соответственно из трубок Буковинская, Кусова и Загадочная.

неоднородность, указывающая на неравновесность условий их кристаллизации. В целом зональные гранаты достаточно редки, но в отдельных трубках [1, 14] они встречаются в заметных количествах. Характерно, что максимальное их количество встречено в высокомагнезиальных кимберлитах. Как правило, зональные гранаты характеризуются единым трендом изменчивости состава, отражающим возрастание их железистости от центра к краю зерна и совпадающим с трендом кристаллизационной дифференциации кимберлитов. Изменение состава зон граната иногда сопровождается сменой минеральных парагенезисов. В изученной ассоциации общий тренд изменчивости состава минералов идет в сторону снижения $Cr/(Cr+Al)$ отношения в гранатах и возрастания $Ca/(Ca+Mg)$ отношения в клинопироксенах, что указывает на кристаллизацию минералов в условиях падения температуры и давления.

Отсутствие в ассоциации ортопироксена и оливина затрудняет точную оценку давления. Но особенности состава изученных минералов несомненно указывают на их кристаллизацию в условиях высокого давления. Прежде

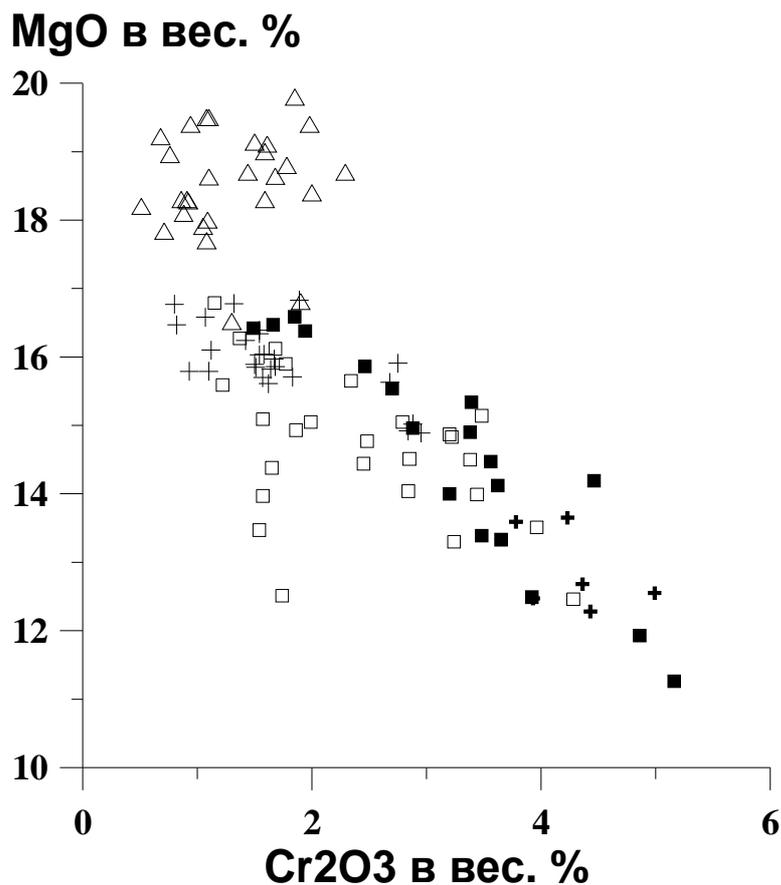


Рис. 5. График MgO - Cr₂O₃ для клинопироксенов: из ксенолитов перидотитов (треугольники, данные Н.В.Соболева [1]); вкрапленники из кимберлита трубки Загадочная (кресты, данные К.Н.Егорова и др. [18]); включения в макрокристаллах граната (открытые квадраты - из трубки Кусова, закрытые квадраты - Буковинской, жирные кресты - Загадочной).

все, это относится к гранатам существенно пиропового состава, содержащим кноррингитовый минал до 10%. О барофильности ассоциации свидетельствует и клинопироксены, содержащие высокую долю AlVI, повышенные концентрации юриитового минала, и низкотитанистый, относительно низкоглиноземистый (7-10% Al₂O₃) высокохромистый состав значительной части хромшпинелидов. Минералы подобного состава нередко ассоциируют с алмазами [1, 9].

Температура кристаллизации минеральной ассоциации гранат-клинопироксен нами оценена (табл. 5) с помощью геотермометров [15, 16], учитывающих распределение Fe/Mg отношения в минералах. Хотя сходимость разных термометров хорошая, но к полученным цифрам следует относиться с достаточной долей критичности. Дело в том, что геотермометры рассчитаны на равновесные ассоциации, а исследуемая не является таковой, а лишь приближается к равновесным условиям кристаллизации. Поэтому проведенные расчеты позволяют сделать выводы только в относительном аспекте, но не в абсолютном. Кристаллизация гранатов и содержащихся в них кристаллических включений происходила по

расчетным данным в условиях значительного изменения (падения) температур (от 900 до 1365° С),

Таблица 5. Температуры кристаллизации гранат-клинопироксеновой ассоциации из слюдистых кимберлитов трубок Буковинская, Кусова и Загадочная.

| № образца | T ₁ | T ₂ | № образца | T ₁ | T ₂ | № образца | T ₁ | T ₂ |
|-----------|----------------|----------------|-----------|----------------|----------------|-----------|----------------|----------------|
| bk2-2 | 1166 | 1121 | ks1(4) | 1099 | 1027 | ks2-6-4g | 1167 | 1091 |
| bk2-3 | 1175 | 1141 | ks2(4)g | 1123 | 1062 | ks2-6-1g | 1174 | 1149 |
| bk4-2;3 | 1104 | 1048 | ks3-1g | 1178 | 1111 | ks2-7(4)g | 920 | 841 |
| bk4-1;4 | 1105 | 1040 | ks3-4g | 1160 | 1152 | zg13-4g | 1194 | 1167 |
| bk5(3) | 1187 | 1121 | ks6-3g | 1208 | 1209 | zg13-6g | 1198 | 1124 |
| bk6-3 | 1335 | 1284 | ks6-4g | 1097 | 1072 | zg15-5g | 1263 | 1211 |
| bk6-5 | 1365 | 1380 | ks7-14 | 1122 | 1075 | zg15-6g | 1263 | 1224 |
| bk7(4) | 1093 | 1009 | ks15(4) | 1035 | 951 | zg17-5c | 1234 | 1149 |
| bk8 | 1101 | 1017 | ks2-1-7g | 1182 | 1107 | zg17-2g | 1269 | 1226 |
| bk8 | 1033 | 916 | ks2-1-9g | 1224 | 1178 | zg18-4c | 1252 | 1168 |
| bk9-1 | 1026 | 964 | ks2-3(4)g | 1058 | 995 | zg18(4) | 1279 | 1234 |
| bk9(3) | 1034 | 984 | ks2-4(4)g | 1143 | 1072 | | | |
| bk12-2 | 1002 | 916 | ks2-5(4)g | 1066 | 983 | | | |

Примечание. T₁ – при расчете температуры использован геотермометр Д. Эллиса, Д.Грина (15); T₂ – геотермометр Е.Кроха (16).

охватывающего интервал более 400 °С. С понижением температуры хромистость минералов ассоциации падает (рис. 6). Зональные гранаты кристаллизовались в относительно узком диапазоне, составляющем, как правило, первые десятки градусов. Обращает на себя внимание существенное различие в температурах кристаллизации минеральных ассоциаций из разных трубок. Например, все изученные гранаты из трубки Загадочная оказались принадлежащими только высокотемпературной ассоциации. Гранаты из соседней трубки Кусова отличаются относительно низкой температурой кристаллизации. Возможно, что гранаты из обеих трубок являются выборками из единого источника, имеющего единый тренд кристаллизации.

Выше мы отметили, что хотя большая часть гранатов и принадлежит лерцолитовому парагенезису, но поля их составов на графике Ca-Mg-Fe (рис. 4) не совпадают с полем состава гранатов из ксенолитов гранатовых перидотитов из трубок Удачная и Дальняя (данные Н.В.Соболева [1] и А.С.Родионова [8]). Эти трубки принадлежат также Далдынскому полю и расположены вблизи исследуемых трубок (в 10-15 километрах от них). Еще большее несовпадение полей демонстрируют составы клинопироксенов из перидотитовых ксенолитов и исследуемой ассоциации (рис. 5). С другой стороны, из последнего графика видно, что поля состава включений клинопироксена из гранатов частично перекрываются с вкрапленниками хромдиопсида из трубки Загадочная и составляют с последними единый тренд. Наибольшее сходство описанная выше высокохромистая ассоциация обнаруживает с хромит-пироксен-гранатовыми сростками из трубки Мир,

изученными Н.В.Соболевым и другими исследователями [1, 17]. Авторы установили ряд особенностей, резко отличающих их от состава минералов из распространенных перидотитовых ксенолитов. Наряду с общей высокой хромистостью минералов к этим особенностям относится высокая окисленность железа в хромитах, что является отличительным признаком и

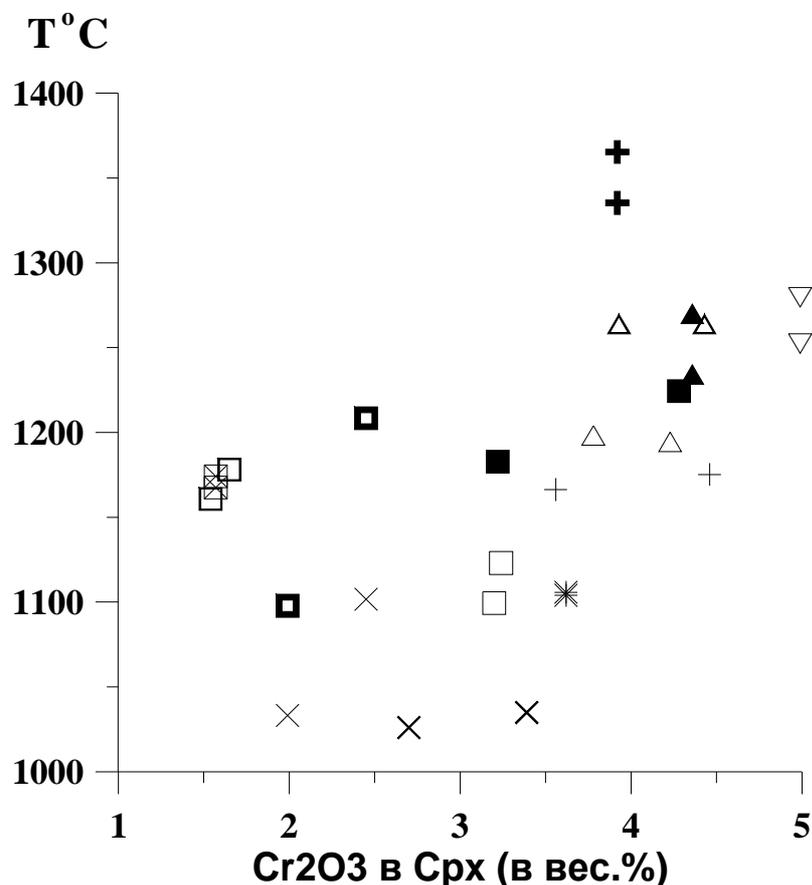


Рис. 6. График зависимости содержания Cr_2O_3 во включениях клинопироксена от температуры кристаллизации сосуществующих минералов гранат - пироксен.

Разные кресты соответствуют минералам из трубки Буковинская, разные квадраты - из трубки Кусова, разные треугольники - из трубки Загадочная.

хромшпинелидов исследуемой ассоциации. Не исключено, что относительно высокие окислительные условия являются характерной особенностью кристаллизации всех минералов данной хромистой ассоциации, на что косвенно указывают и стехиометрический расчет окисного железа в гранатах, и заметно повышенная роль трехвалентных элементов во флогопитах.

Неравновесные условия кристаллизации изученной нами гранат-юриитовый диопсид-хромшпинелид ассоциации (что подтверждается и относительно широким разбросом на графике (рис. 7) фигуративных точек

отношения $Cr/Cr+Al$ для сокристаллизующихся граната и хромдиопсида), кристаллизация в предполагаемых условиях заметного падения P-T параметров указывают на возможное происхождение ассоциации в результате кристаллизации из кимберлитового расплава. Данный вывод подтверждается также следующими аргументами: а) практическое отсутствие в трубках, содержащих ассоциацию, ксенолитов ультраосновного состава; б) индивидуализированная характеристика состава минералов ассоциации для каждой из трубок; в) наличие в кимберлитах вкрапленников хромдиопсида, которые демонстрируют тренды изменчивости состава вплоть до полного исчезновения юриитового и жадеитового минералов [5, 18]. Кстати, авторами последних работ был сделан вывод о кристаллизации вкрапленников хромдиопсида из кимберлитового расплава.

Поскольку последний вывод имеет принципиальное значение для обсуждаемого материала, уместно привести основную аргументацию, которой руководствовались авторы. В трубке Загадочная отмечено несколько разновидностей клинопироксена (юриитовый диопсид, хромдиопсид, диопсид, железистый диопсид), характеризующихся непрерывным трендом изменчивости. Наиболее ранние высокотемпературные генерации клинопироксена, обогащенные юриитовым и жадеитовым минералами, слагают относительно крупные вкрапленники размером 5-8 мм. Хромдиопсиды с пониженным содержанием Cr_2O_3 , Na_2O и Al_2O_3 образуют вкрапленники размером 3-4 мм, а диопсиды имеют, как правило, небольшие размеры (0.5-1 мм). Обнаруживаются также микролиты диопсида, слагающие основную массу кимберлита, но они полностью замещены карбонат-серпентиновым агрегатом. Все разновидности клинопироксена нередко демонстрируют реликты кристаллографической огранки. Вкрапленники клинопироксена часто содержат мелкие включения флогопита, хромита и псевдоморфоз серпентина по оливину. В свою очередь, перечисленные минералы-узники, встречающиеся в виде самостоятельных порфировых обособлений в кимберлите, часто содержат изометричные включения клинопироксена. Кроме того, в мезостазице породы отмечаются гломеропорфировые сростки из 2-3 зерен клинопироксена и псевдоморфоз по оливину. Указанные особенности проявления и состава клинопироксенов в кимберлитах при отсутствии глубинных ксенолитов ультраосновного состава, способных при дезинтеграции предоставить аналогичный по составу материал, являются по мнению К.Н.Егорова и других исследователей [5, 18] убедительными аргументами в пользу вывода об их фенокристалном происхождении. Мы полагаем, что имеются основания распространить этот вывод и на включения клинопироксена из гранатов, образующими единый тренд с вкрапленниками и являющимися только его более высокотемпературной ветвью, а стало быть, и на всю хромистую ассоциацию минералов.

Характер сложной, нередко пилообразной зональности вкрапленников граната, особенности локализации кристаллических включений, их основная

приуроченность к периферии и к дислокационным образованиям, к микротрещинкам указывают на сложную и длительную историю кристаллизации минералов ассоциации. Кристаллизация гранатов была растянута во времени, сопровождалась микротрещиннообразованием и процессами перекристаллизации матрицы зерна по микротрещинам. Эти особенности проявления минералов указывают на то, что нельзя исключать из рассмотрения альтернативное объяснение происхождения высокохромистой ассоциации - в результате метасоматического воздействия

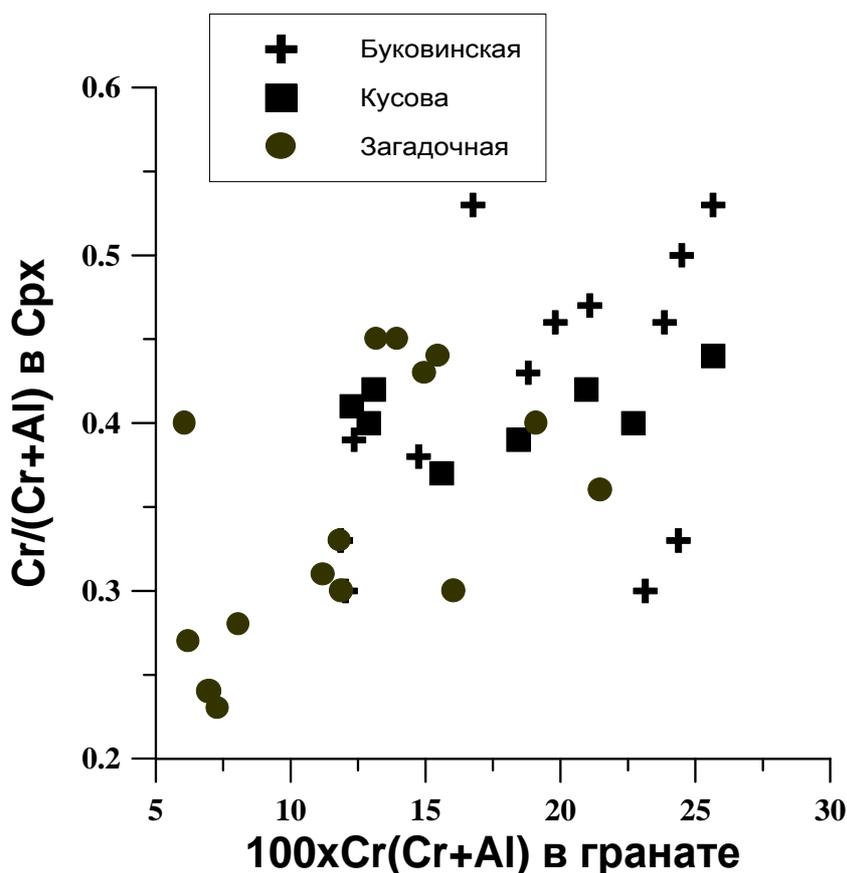


Рис. 7. Корреляция составов минерала-узника и минерала-хозяина в координатах $Cr/(Cr+Al)$ отношение в клинопироксене и в гранате (кресты - из трубки Буковинская, круги - Кусова, квадраты - Загадочная).

кимберлитового (?) расплава-флюида на ранее образованные вкрапленники граната. Подобное предположение было сделано В.Н. Соболевым и другими [19] в отношении уникального образца ксенолита гранатового перидотита из трубки Мир, содержащего высокохромистую ассоциацию минералов. В этом образце гранат, хромшпинелид, хромдиопсид образуют взаимные прорастания, имеющие явно наложенное происхождение. Но в отличие от рассмотренной нами ассоциации из слюдистых кимберлитов гранаты из ксенолита демонстрирует обратную зональность - повышенную хромистость в краевых зонах зерен, что более согласуется с предположением о метасоматическом происхождении.

Следует обратить внимание на то, что в кимберлитах изученных трубок практически отсутствует или находится в крайне незначительном количестве мегакристаллическая ассоциация граната и пикроильменита. По-видимому, в зависимости от состава первичных источников вещества магматического очага на самом раннем этапе кристаллизации кимберлитового расплава могут реализовываться, по крайней мере, два альтернативных направления с кристаллизацией или железисто-титанистой, или более магнезиальной высокохромистой ассоциаций минералов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В Далдынском поле Якутской кимберлитовой провинции имеется несколько трубок, выполненных слюдястыми хромдиопсидсодержащими кимберлитами, которые содержат вкрапленники (макрокристы) гранатов преимущественно лерцолитового парагенезиса с кноррингитовым миналом до 10 мол. %. Нередко гранаты обнаруживают зональность, проявляющуюся в понижении содержания Cr и Ca к периферии вкрапленников. Гранаты в свою очередь насыщены включениями хромдиоксида, хромшпинелида, иногда флогопита. Высокохромистая ассоциация гранат - юриитовый диопсид - хромшпинелид характеризуется широкими вариациями состава, соответствующими широкому интервалу температуры кристаллизации от 900 до 1300 °C. Недостаточно четкая корреляция составов минерала-хозяина и кристаллических включений указывает на неравновесные условия кристаллизации. По составу минералы высокохромистой ассоциации отличаются от соответствующих минералов глубинных ксенолитов и имеют наибольшее сходство с хромит-пироксен-гранатовыми сростками, обнаруживаемыми чаще в виде самостоятельных выделений, а в одном случае - как наложенная метасоматическая ассоциация. В статье рассмотрены две альтернативы в отношении происхождения ассоциации - 1) в результате кристаллизации из кимберлитового расплава, 2) в результате метасоматического воздействия расплава предположительно кимберлитового состава на ранее образованные вкрапленники граната. Происхождение вкрапленников граната при втором варианте остается неясным. Среди многих аргументов фенокристаллической природы минералов следует выделить факт присутствия во вмещающих кимберлитах фенокристов хромдиоксида, составы которых образуют продолжение тренда кристаллизации юриитовых диопсидов из включений в гранатах. Для окончательного вывода необходимы дополнительные исследования, в первую очередь, получение изотопных и возрастных характеристик для данной высокохромистой ассоциации.

*Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ
(грант № 98-05-64174).*

ЛИТЕРАТУРА

1. **Соболев Н.В.** Глубинные включения в кимберлитах, Новосибирск, Наука, 1974, 264с.
2. **Доусон Дж.** Кимберлиты и ксенолиты в них. М., Мир, 1983, 300с.
3. **Mitchell R.H.** Kimberlites: mineralogy, geochemistry, and petrology. New York, Plenum Press, 1986, 442p.
4. **Sobolev N.V., Kuznetsova I.K., Zyuzin N.I.** The petrology of grosspydite xenoliths from the Zagadochnaya kimberlite pipe in Yakutia // *J. Petrology*, 1968, v. 9, N 2, p. 253-280.
5. **Егоров К.Н., Богданов Г.В., Завьялова Л.Л.** Новые данные по вещественному составу кимберлита трубки Загадочная (Якутия) // *Известия АН СССР. Серия геологическая*, 1991, N 11, с. 98-108.
6. **Соболев Н.В., Харьков А.Д.** Глубинные ксенолиты в кимберлитах Якутии. В кн.: Глубинные ксенолиты и верхняя мантия. – Новосибирск: Наука, 1975, с. 28-47.
7. **Dawson J.B., Stephens W.E.** Statistical analysis of garnets from kimberlites and associated xenoliths // *J. Geol.*, 1975, v. 83, p. 589-607.
8. **Родионов А.С.** Минералогия глубинных ксенолитов и ксенокристов кимберлитовой трубки Дальняя. Автореферат кандидатской диссертации, Новосибирск, Институт геологии и геофизики, 1981, 20с.
9. **Stephens, W.E., Dawson, J.B.** Statistical comparison between pyroxenes from kimberlites and associated xenoliths // *J. Geol.*, 1977, v. 85, p. 433-449.
10. **Finnerty A.A., Boyd F.R.** Evaluation of thermobarometers for garnet peridotites // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1984, v. 48, p. 15-27.
11. **Aoki K.** Phlogopites and potassic richterites from mica nodules in South Africa kimberlites // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1974, v. 48, p. 1-7.
12. **Boettcher A.L., O'Neil J.R.** Stable isotope, chemical and petrographic studies of high-pressure amphiboles and micas: evidence for metasomatism in the mantle source regions of alkali basalts and kimberlites // *Amer. J. Sci.*, 1980, v. 280A, p. 594-621.
13. **Dawson J.B., Smith J.V.** Chemistry and origin of phlogopite megacrysts in kimberlites // *Nature*, 1975, v. 253, p. 336-338.
14. **Егоров К.Н., Богданов Г.В., Медведева Т.И.** Зональные гранаты из кимберлитовой трубки // *Докл. АН СССР*, 1986, т. 290, N 6, с. 1463-1467.
15. **Ellis D.J., Green D.H.** An experimental study of the effect of Ca upon garnet-clinopyroxene Fe-Mg exchange equilibria // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1979, v. 71, p. 13-22.
16. **Krogh E.J.** The garnet-clinopyroxene Fe-Mg geothermometer - a reinterpretation of existing experimental data // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1988, v. 99, p. 44-48.
17. **Соболев Н.В., Харьков А.Д., Лаврентьев Ю.Г., Поспелова Л.Н.** Хромит-пироксен-гранатовые сростки из кимберлитовой трубки “Мир” //

Геология и геофизика, 1973, N 12, с. 15-20.

18. Егоров К.Н., Богданов Г.В., Парадина Л.Ф. Химическая эволюция клинопироксенов из кимберлитов трубки Загадочная и особенности их генезиса // Записки ВМО, 1992, ч. 12, N 3, с. 88-96.

19. Sobolev V. N., Taylor L. A., Snyder G. A. et al. A unique metasomatised peridotite xenolith from the Mir kimberlite, Siberian platform // Extended Abstracts of 6 Int. Kimberl. Conf., Novosibirsk, 1995, p. 555-557.

Петрология дезинтегрированных глубинных ксенолитов кимберлитоподобных трубок Чомполинского поля Алданского щита

Ащепков И.В.¹, Владыкин Н.В.², Герасимов П. А.¹, Сапрыкин А.И.³,
Хмельникова О.С.¹, Аношин Г.Н.¹

¹ Объединенный институт геологии, геофизики и минералогии СО РАН, Новосибирск

² Институт геохимии СО РАН, Иркутск

³ Институт неорганической химии СО РАН, Новосибирск

Igor.Ashchepkov@uiggm.nsc.ru

ВВЕДЕНИЕ

Глубинные включения диатремы и даек Алданского щита, Чомполинского поля (район правого притока р. Амга), относимые к кимберлитам [Шилина Г.П., Цейтлин С.М., 1959], мончикитам [Корнилова, 1997] или лампроитам обнаружены в конце 60х годов. Для изучения был взят концентрат из трех, опробованных при изучении потенциальной алмазности диатрем - трубок Горная, Огонек и дайки Алданская, (коллекция Н.В. Владыкина) (рис. 1). Данные были использованы для реконструкции мантийного разреза на юго-восточной окраине Сибирской платформы. В основном для реконструкций состава мантийного субстрата использованы пироксены, что более достоверно, чем по пиропу [Griffin et al., 1996; Ryan et al., 1997]. Концентрации редких элементов для отдельных разновидностей глубинных включений и пород определены методом LA ICP-MS в аналитическом центре ОИГГиМ СО РАН впервые в России. Геохимические данные использованы при интерпретации состава материнских пород для разных ксенокристов и оценок модального состава субстрата и степени его плавления.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ

Дайки и трубки кимберлитоподобных пород в верхнем течении притоков реки [Шилина, Цейтлин, 1958; Билибин, 1958; Отнюков и др., 1961; Лебедев, 1962] локализованы в зоне глубинного разлома субмеридионального простирания- Ямалахского горста, контролирующего также многочисленные сиенитовые тела нижнемелового возраста. Пиропы, аналогичные ксеногенным обнаружены в нижнеюрских песчаниках, что и определило верхнюю возрастную границу [Геология и генезис..., т.1, 1989]. Трубки, имеют овальную форму (60-110м), дайки простираются субмеридионально на 360-800м при небольшой мощности ~ 40м. [Геологическая карта СССР, 1974] (рис. 2).

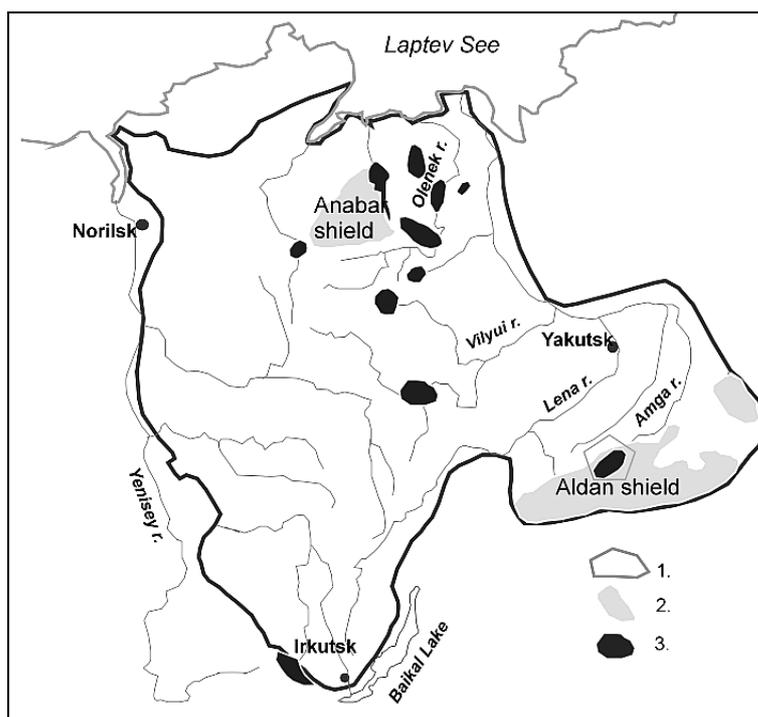
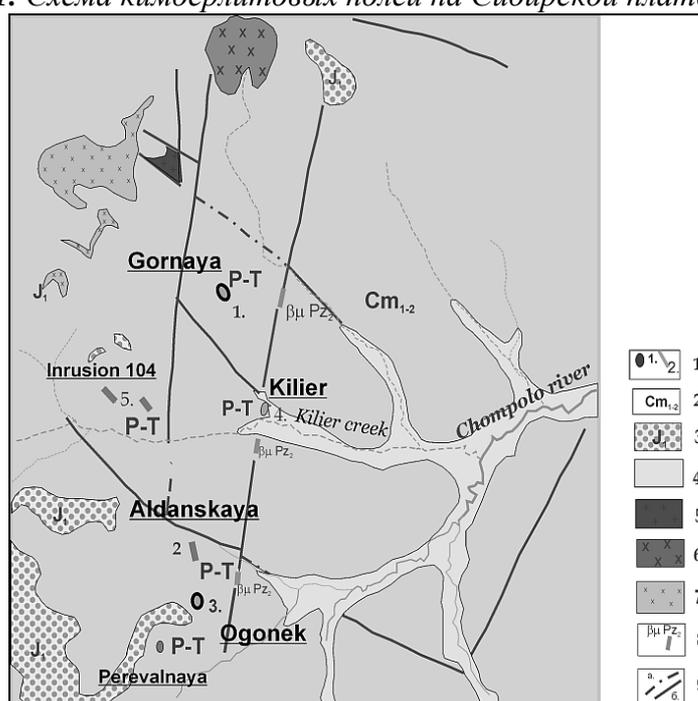


Рис. 1. Схема кимберлитовых полей на Сибирской платформе.



Условные обозначения. 1 - граница Сибирской платформы, 2 - щиты, 3 – кимберлитовые поля.

Рис. 2. Схема строения Чомполинского кимберлитового поля, Алданский щит.

Упрощено с геологической карты СССР [Малков и др., 1963]. Условные обозначения: 1 - кимберлитовые и лампроитовые трубки и дайки; 2 – кембрийский чехол; 3 – юрские конгломераты и песчаники; 4 – четвертичные отложения; 5 - граниты, 6 - нижнемеловые сиениты, штоки и дайки; 7 - то же лакколиты и пластовые тела.

ПЕТРОГРАФИЯ

Породы диатрем палевого цвета, брекчиевидного облика, насыщены ксеногенным материалом и содержат до (10- 30%) дробленого кварца и полевого шпата. Среди родственных вкрапленников определены клинопироксены диопсидового типа, железистый оливин (F~15%), монтичеллит, много перовскита, встречаются флогопит и его сростания с ильменитом, а также трудно диагностируемые сростки и аморфные агрегаты. В основной массе многочисленны обломки частично серпентинизированных перидотитов.

Ксеногенный материал обычно не превышает 2-3 мм, сростки редки. Преобладают пиропы лилового и малинового цвета, оранжевый гранат, иногда в сростаниях авгитами, темные разновидности образуют сростки со слюдой амфиболом и флогопитом, реже санидином. В трубке “Огонек” лиловые гранаты окружены изумрудного оттенка агрегатом фуксита. В деформированных пиробах встречаются округлые включения хромита, реже хромдиопсида. Клинопироксен содержит вросстки шпинели и флогопита, обычно по спайности, иногда трубчатые флюидные включения. Коричневато-желтый ортопироксен кливажирован иногда здесь встречаются сульфиды. В пойкилоблестах флогопита мантийного генезиса содержатся округлые зерна пироксенов, оливинов и шпинели. Октаэдрические хромшпинели и хромиты имеют размер 0.5-2 см, мелкие округлые зерна находятся в сростках с гранатом и пироксенами.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Зерна минералов глубинного генезиса были проанализированы на рентгеновском микроанализаторе Camebax Micro, ускоряющее напряжение 10 kV, ток 40 mA, оператор Хмельникова О.С. Проанализировано пиропов и других гранатов – 210; хромдиопсидов – 170; ортопироксенов – 85; хромшпинелей - 80, оливинов – 7; амфиболов – 62, слюд - 30. Редкие элементы (30 - REE, HFSE, LILE и др.) в отдельных зернах граната и клинопироксена, также в скрытозернистой массе вмещающих пород определены в аналитическом Центре ОИГГиМ СО РАН методом индуктивно связанной плазменной масс-спектрометрии на аппарате высокого разрешения “Finigan Element” с лазерной абляцией и сканированием зерен по площади (установка “Finigan UV LaserProbe”, частота 266 nm), аналитики Герасимов П.А., Сапрыкин П.А.

СОСТАВ ПОРОД И МИНЕРАЛОВ-ВКРАПЛЕННИКОВ

Породы, слагающие трубки, варьируют по составу, что часто наблюдается в кимберлитовых полях, где бывают пространственно совмещены кимберлиты, карбонатиты, лампроиты, альнеиты и другие разновидности глубинных пород [Геология и генезис..., 1989; Джейкс и др.,

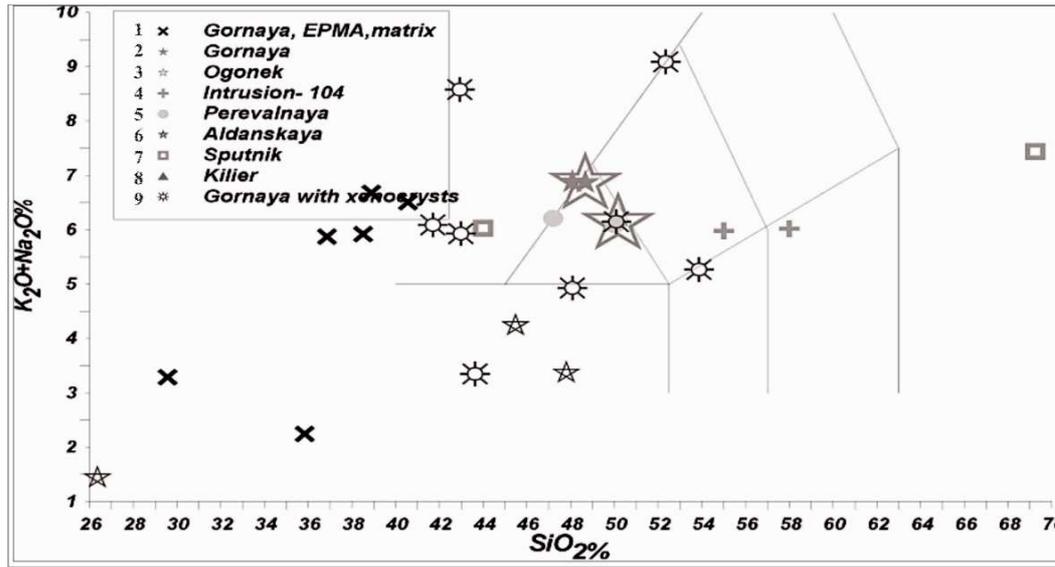


Рис. 3. Состав кимберлитоподобных пород Чомполинского поля.

Условные обозначения: 1 - микрозондовые определения матрикса кимберлита трубки Горная; силикатные анализы: 2 - тр.Горная 3 - Огонек; 4 - Интрузия 104; 5 - Перевальная; 6 - дайка Алданская; 7 - Спутник; 8 - Килиэр; 9 - Горная, загрязненные разности.

1989; Carlson et al., 1996; Jaques, 1998, Саблуков и др., 2000]. Ксеногенный кварц и калишпат, смещают на диаграмме $\text{SiO}_2\text{-K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}$ (TAS) (рис. 3) фигуративные точки составов породы в поле субщелочных пород [Корнилова, 1997], тогда как они, более вероятно, должны попадать в поле кимберлитов или фойдитов (лампроитов). В основной массе обогащенные калием участки (2-5% K_2O) и минералы и их тонкие сростания встречаются часто. Существенный недостаток суммы объясняется присутствием карбоната в основной массе, количество которого отрицательно коррелирует с K_2O (рис. 3). В породе из трубки Горная одновременно (табл. 1) присутствуют кальциевые минералы, типичные для кимберлитов и родственных пород: монтичеллит и перовскит, наряду с магматическим оливином умеренной железистости ($f=15,6\%$), низкотемпературным пироксеном диопсидового типа, богатого титаном, и Ti флогопитом. Характерных для лампроитов щелочных K- амфиболов, недосыщенных калиевых силикатов, титанатов и других экзотических минералов, характерных для лампроитов [Джейкс и др.,1989] обнаружено не было. Можно предполагать полигенный источник данного типа пород за счет плавления гетерогенного субстрата и/или ликвации на глубине с дальнейшим смешением при подъеме. Данная ассоциация кимберлитов и лампроитов, подобна полям Южной Бразилии [Carlson et al., 1996], С-3 Австралии [Джейкс и др., 1989].

Таблица 1. Составы пород и их вкрапленников Чомолинского кимберлит-дамброитового поля.

| №, № проб | 64-4-5 | 63-6 | 63-15 | 63-15 | 63-13 | 63-4 | 63-7 | 63-8 | 63-24 | 63-24а | 63-9 | 63-11 |
|--------------------------------|---|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|--------|--------------------------|-------|
| | Основная масса (Микрозондовое определение) | | | | | | | | | | Родственные вкрапленники | |
| Оксиды | Оливин | | | | | | | | | | | |
| SiO ₂ | 29,57 | 35,84 | 36,86 | 40,56 | 38,51 | 38,89 | 0,00 | 0,00 | 36,18 | 36,62 | 39,46 | 53,70 |
| TiO ₂ | 3,89 | 1,79 | 1,81 | 0,35 | 0,84 | 2,56 | 55,99 | 56,55 | 0,02 | 0,01 | 0,05 | 0,99 |
| Al ₂ O ₃ | 7,52 | 6,14 | 6,91 | 7,86 | 7,07 | 7,36 | 0,11 | 0,08 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,09 |
| Cr ₂ O ₃ | 0,02 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,02 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,06 | 0,01 |
| FeO | 12,36 | 8,90 | 12,37 | 10,54 | 11,34 | 12,57 | 1,42 | 1,38 | 10,79 | 10,74 | 14,54 | 3,34 |
| MnO | 0,26 | 0,19 | 0,38 | 0,39 | 0,41 | 0,37 | 0,04 | 0,02 | 0,47 | 0,44 | 0,19 | 0,07 |
| MgO | 7,49 | 8,56 | 15,81 | 21,43 | 21,42 | 19,00 | 0,08 | 0,08 | 18,96 | 18,80 | 44,10 | 16,56 |
| CaO | 22,04 | 23,24 | 8,82 | 2,93 | 3,39 | 3,37 | 36,84 | 38,04 | 32,56 | 32,69 | 0,13 | 24,24 |
| Na ₂ O | 0,21 | 0,09 | 0,19 | 0,09 | 0,15 | 0,14 | 0,58 | 0,44 | 0,09 | 0,09 | 0,04 | 0,80 |
| K ₂ O | 3,08 | 2,16 | 5,68 | 6,42 | 5,77 | 6,54 | 0,06 | 0,05 | 0,02 | 0,02 | 0,00 | 0,10 |
| Сумма | 86,43 | 86,90 | 88,84 | 90,57 | 88,90 | 90,80 | 95,13 | 96,64 | 99,08 | 99,41 | 98,57 | 99,89 |
| Fe/(Fe+Mg)% | 48,08 | 36,85 | 30,51 | 21,63 | 22,90 | 27,07 | 91,16 | 90,58 | 24,20 | 24,29 | 15,61 | 10,16 |

| 63-12 | 63-12а | 63-25 | 63-14 | 63-17 | 63-1 | 63-2 | 63-21 | 63-22 | 63-10 | 63-16 | 63-23 | 63-18 |
|----------|--------------|-------|-------|--------|-------|-------|----------------|-------|-------|-------|-------|-------|
| | Ксенокриты | | | | | | | | | | | |
| Диопсиды | Фенокриты | | | | | | Аморфные массы | | | | | |
| | Ортопироксен | | | Оливин | | | Серпентины | | | | | |
| 53,20 | 54,22 | 53,63 | 55,99 | 40,21 | 40,94 | 40,84 | 24,44 | 30,53 | 33,75 | 36,82 | 35,08 | 45,58 |
| 2,50 | 0,82 | 0,97 | 0,09 | 0,05 | 0,04 | 0,04 | 24,13 | 13,33 | 0,14 | 0,07 | 0,25 | 0,12 |
| 0,13 | 0,19 | 0,08 | 0,76 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 4,79 | 4,71 | 7,29 | 0,75 | 2,44 | 1,51 |
| 0,00 | 0,03 | 0,01 | 0,06 | 0,05 | 0,07 | 0,06 | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,05 | 0,19 | 0,00 |
| 4,66 | 4,19 | 3,27 | 7,36 | 10,79 | 9,11 | 9,17 | 7,19 | 8,07 | 11,13 | 7,58 | 11,12 | 2,61 |
| 0,06 | 0,07 | 0,07 | 0,18 | 0,14 | 0,13 | 0,12 | 0,20 | 0,24 | 0,17 | 0,19 | 0,19 | 0,08 |
| 15,95 | 15,67 | 16,23 | 32,92 | 47,37 | 48,74 | 49,00 | 15,61 | 19,55 | 29,19 | 32,81 | 32,83 | 8,17 |
| 22,84 | 23,43 | 23,76 | 1,15 | 0,09 | 0,11 | 0,06 | 19,06 | 11,71 | 2,26 | 1,26 | 0,89 | 26,02 |
| 1,37 | 1,02 | 0,78 | 0,02 | 0,06 | 0,07 | 0,05 | 0,58 | 0,38 | 0,07 | 0,04 | 0,05 | 0,04 |
| 0,08 | 0,24 | 0,10 | 0,05 | 0,01 | 0,07 | 0,00 | 3,61 | 3,98 | 1,17 | 0,04 | 0,28 | 0,45 |
| 100,79 | 99,88 | 98,90 | 98,58 | 98,76 | 99,28 | 99,34 | 99,60 | 92,50 | 85,18 | 79,60 | 83,32 | 84,60 |
| 14,10 | 13,06 | 10,16 | 11,15 | 11,33 | 9,49 | 9,50 | 20,54 | 18,81 | 17,63 | 11,48 | 15,97 | 15,20 |

Окончание таблицы 1.

| | Составы пород | | |
|--------------------------------|---------------|--------|-----------|
| | Горная | Огонек | Алданская |
| | 63-18 | АМГ-64 | 34/1 |
| SiO ₂ | 46,01 | 50,17 | 48,67 |
| TiO ₂ | 0,43 | 0,69 | 0,39 |
| Al ₂ O ₃ | 1,75 | 8,30 | 8,27 |
| Fe ₂ O ₃ | 0,00 | 4,72 | 3,91 |
| FeO | 1,84 | 2,87 | 1,88 |
| MnO | 0,06 | 0,09 | 0,09 |
| MgO | 5,70 | 9,80 | 6,00 |
| CaO | 30,19 | 5,80 | 9,80 |
| Na ₂ O | 0,04 | 0,80 | 1,19 |
| K ₂ O | 0,58 | 5,31 | 5,68 |
| Сумма | 86,60 | 88,55 | 85,88 |
| Fe/(Fe+Mg)% | 15,34 | 29,08 | 33,70 |

Примечание. Главные компоненты в минералах проанализированы на электронном микронзонде *ComebaxMicro*, оператор Хмельникова О.С. ОИГГиМ СО РАН. Составы пород-пробирным химическим анализом в ИГХ СО РАН.

ХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАЛОВ

Пиропы для данных трубок обнаруживают близость составов (рис. 3) (табл. 2). Пурпурные и лиловые пиропы на диаграмме Cr₂O₃ –CaO в области низких значений Cr₂O₃ образуют прерывистый тренд субпараллельный оси хрома и далее, начиная с 4% Cr₂O₃ для трубки Горная, и с 5% для трубки Огонек и дайки Алданская переходят из лерцолитового поля в область пироксенитовых ассоциаций, отвечая вхождению уваровитового минерала (рис. 4). Одновременно наблюдается и отклонение в область низких значений CaO. Подобные закономерности имеют место и для других кимберлитовых трубок [Korylova et al., 1999; Peltonen et al., 2000].

Наиболее магнезиальные из клинопироксенов (рис. 5) (табл. 3) всех трех трубок имеют близкие характеристики и образуют на диаграммах компактное облако. Для трубки Горная характерно присутствие магнезиальных высокохромистых клинопироксенов (Cr₂O₃, >3%, ~ 3,25% Na₂O и Al₂O₃ ~3.5%), среди других кимберлитовых ассоциаций, подобные составы встречены в гарцбургитах из трубки Никос [Nicos, Somerset Island], [Schmidberger, Francis, 1999] в некоторых из трубок Финляндии [Kukkonen, Peltonen, 1998; Peltonen et al., 2000], где они соответствуют давлениям ~ 40 кбар. Высокие значения Na₂O и пониженные Cr₂O₃ типичны для гранатовых пироксенитов гибридного типа, как в ксенолитах из трубки Обнаженная [Овчинников, 1990]. Наиболее распространенные хромдиопсиды (1.5<FeO<2%, Cr₂O₃ ~2-1%, Na₂O ~2-1.5, Al₂O₃~2,5-1.5, mg'=95-93) несколько истощены и обогащены Na по сравнению с обычными лерцолитовыми клинопироксенами средних глубин ~ 45-30 кбар [Boyd et al., 1997; Nixon,

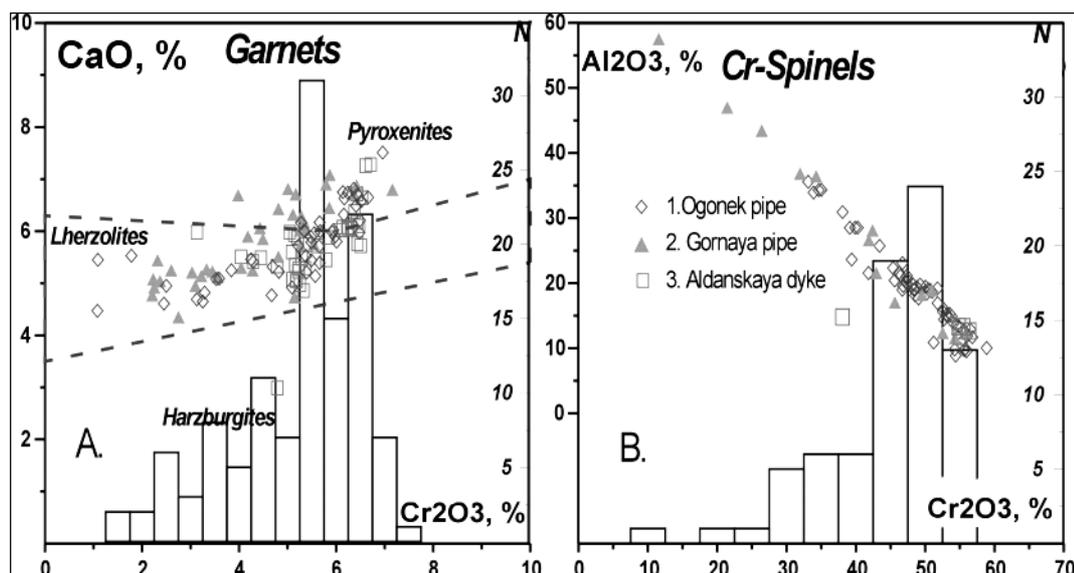


Рис. 4. Вариации составов ксенокристов клинопироксена из трубок Алданского щита в сравнении с клинопироксенами из кимберлитовых ксенолитов других районов мира.

1 - тр. Горная, 2 - тр. Огонек, 3 - дайка Алданская, 4 - тр. Удачная [Boyd et al., 1997], 5 - тр. Удачная, пироксениты [Кулигин, 1995], 6 - тр. Обнаженная [Овчинников, 1990], 7 - Архангельские трубки [Саблуков и др., 2000], 8 - тр. Джерико, Канада [Корулоова et al., 1997], 9 - трубки Лесото (Nixon, 1973), 10 - кимберлитовые трубки Фенносканди, [Kukkinen, Peltonen, 1999], 11 - кимберлиты Сомерсет [Schmidtberger, Francis, 1999], 12 - Thumb [Ehrenberg, 1984; Smidt, Ehrenberg, 1987], 13 - кимберлиты Намибия, [Franz, Orush], 14 - анкармиты Танзания [Lee, Rudnick, 1997], 15 - ксенолиты Витимских пикрит-базальтов [Ацепков, 1991].

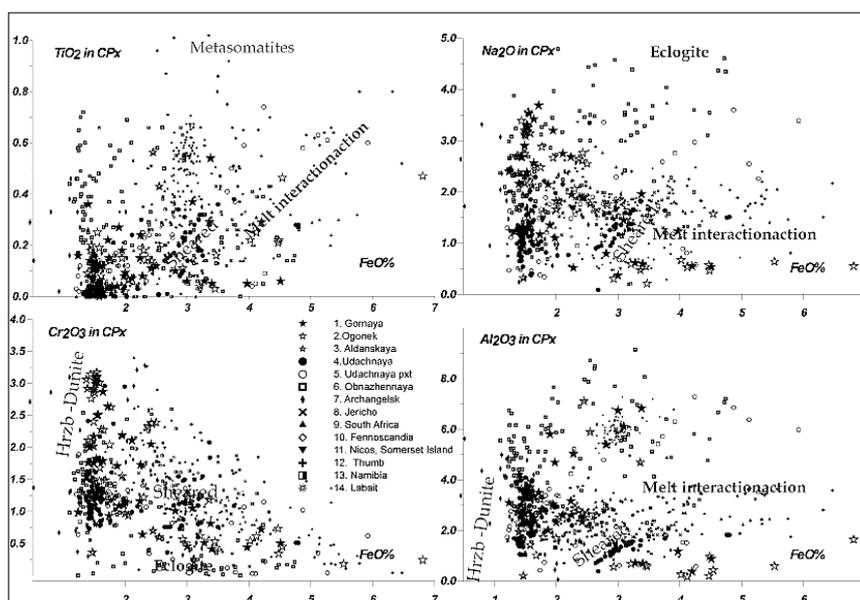


Рис. 5. Вариации составов граната и шпинелей
1 - Горная, 2 - Огонек, 3 - Алданская.

Представительные анализы минералов глубинных вырпленников. Таблица 2.

| Минералы | Клинопироксены | | | | | | | | | | | | | |
|--------------------------------|----------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|--------|-------|--|--|--|--|
| | Og-9 | Og-11 | Og-12 | Og-14 | Og-15 | Og-18 | Og-19 | Og-32 | Og-35 | Og-36 | | | | |
| SiO ₂ | 53,81 | 54,81 | 54,58 | 54,42 | 54,82 | 54,27 | 54,86 | 51,19 | 54,82 | 48,07 | | | | |
| TiO ₂ | 0,09 | 0,25 | 0,06 | 0,04 | 0,14 | 0,02 | 0,18 | 0,59 | 0,25 | 0,21 | | | | |
| Al ₂ O ₃ | 2,29 | 3,87 | 2,37 | 1,02 | 2,84 | 1,69 | 2,89 | 4,45 | 0,17 | 11,57 | | | | |
| Cr ₂ O ₃ | 2,03 | 2,50 | 2,27 | 1,49 | 2,63 | 1,14 | 1,22 | 0,03 | 0,61 | 0,14 | | | | |
| FeO | 1,39 | 1,55 | 1,65 | 1,68 | 1,77 | 2,00 | 2,30 | 3,81 | 4,12 | 4,41 | | | | |
| MnO | | | | | | | | | | | | | | |
| MgO | 15,80 | 13,79 | 14,94 | 16,72 | 14,28 | 15,83 | 15,65 | 14,60 | 17,14 | 11,74 | | | | |
| CaO | 20,24 | 18,41 | 20,22 | 22,95 | 19,60 | 21,29 | 20,35 | 24,04 | 22,45 | 22,32 | | | | |
| Na ₂ O | 2,37 | 3,56 | 2,51 | 1,01 | 2,88 | 1,66 | 2,06 | 0,31 | 0,53 | 1,09 | | | | |
| K ₂ O | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,03 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | | | | |
| NiO | 0,07 | 0,03 | 0,04 | 0,05 | 0,05 | 0,04 | 0,06 | 0,01 | 0,03 | 0,00 | | | | |
| Сумма | 98,09 | 98,77 | 98,65 | 99,38 | 99,01 | 97,96 | 99,56 | 99,03 | 100,13 | 99,55 | | | | |
| Fe/(Fe+Mg)% | 4,70 | 5,93 | 5,84 | 5,34 | 6,50 | 6,62 | 7,62 | 12,77 | 11,89 | 17,41 | | | | |

| Минералы | Ортопироксены | | | | | | | | | |
|--------------------------------|---------------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--|--|--|
| | Gor232 | Gor211 | Gor225 | Gor202 | Gor228 | Gor209 | Gor252 | | | |
| SiO ₂ | 57,38 | 57,94 | 56,59 | 56,17 | 58,25 | 56,63 | 55,64 | | | |
| TiO ₂ | 0,02 | 0,00 | 0,03 | 0,02 | 0,01 | 0,01 | 0,07 | | | |
| Al ₂ O ₃ | 3,31 | 1,72 | 2,33 | 2,72 | 0,57 | 2,42 | 3,22 | | | |
| Cr ₂ O ₃ | 0,58 | 0,71 | 0,57 | 0,72 | 0,26 | 0,76 | 0,52 | | | |
| FeO | 4,15 | 4,18 | 4,34 | 4,44 | 4,51 | 4,53 | 5,27 | | | |
| MnO | | | | | | | 0,13 | | | |
| MgO | 34,85 | 35,73 | 34,94 | 33,95 | 35,67 | 33,15 | 33,94 | | | |
| CaO | 0,29 | 0,18 | 0,51 | 0,61 | 0,18 | 0,69 | 0,49 | | | |
| Na ₂ O | 0,03 | 0,00 | 0,01 | 0,05 | 0,06 | 0,04 | 0,05 | | | |
| K ₂ O | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | | | |
| NiO | 0,06 | 0,06 | 0,07 | 0,07 | 0,09 | 0,07 | | | | |
| Сумма | 100,67 | 100,52 | 99,39 | 98,75 | 99,59 | 98,31 | 99,33 | | | |
| Fe/(Fe+Mg)% | 6,26 | 6,16 | 6,52 | 6,84 | 6,63 | 7,12 | 8,02 | | | |

Продолжение таблицы 2.

| Минералы | Гранаты, Трубка Горная | | | | | | | | | | | | | |
|--------------------------------|------------------------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--|--|
| | GorG1 | GorG9 | GorG36 | GorG45 | GorG10 | GorG55 | GorG47 | GorG20 | GorG46 | GorG43 | GorG42 | GorG66 | | |
| Оксиды | | | | | | | | | | | | | | |
| SiO ₂ | 41,30 | 41,72 | 41,35 | 41,98 | 42,09 | 42,20 | 42,27 | 42,01 | 42,85 | 41,85 | 39,33 | 38,23 | | |
| TiO ₂ | 0,09 | 0,09 | 0,05 | 0,11 | 0,02 | 0,27 | 0,18 | 0,27 | 0,26 | 0,06 | 0,15 | 0,09 | | |
| Al ₂ O ₃ | 18,59 | 19,03 | 18,75 | 19,11 | 19,67 | 20,57 | 21,37 | 21,58 | 23,21 | 23,09 | 21,37 | 20,56 | | |
| Cr ₂ O ₃ | 7,16 | 6,37 | 5,87 | 5,01 | 4,43 | 3,03 | 2,23 | 1,72 | 0,17 | 0,03 | 0,03 | 0,01 | | |
| FeO | 8,39 | 7,71 | 8,07 | 8,97 | 8,30 | 9,88 | 10,08 | 9,38 | 8,44 | 16,14 | 25,01 | 30,23 | | |
| MnO | | | | | | | | | | | | | | |
| MgO | 18,13 | 18,61 | 18,18 | 18,11 | 19,09 | 19,66 | 19,60 | 20,16 | 21,68 | 17,01 | 7,80 | 3,44 | | |
| CaO | 6,80 | 6,71 | 7,08 | 6,81 | 6,06 | 5,21 | 5,08 | 4,53 | 4,37 | 2,70 | 6,44 | 7,00 | | |
| Na ₂ O | 0,05 | 0,03 | 0,03 | 0,03 | 0,02 | 0,07 | 0,06 | 0,06 | 0,07 | 0,06 | 0,02 | 0,04 | | |
| K ₂ O | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,01 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,00 | | |
| NiO | 0,03 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | | |
| Сумма | 100,55 | 100,28 | 99,38 | 100,14 | 99,68 | 100,89 | 100,88 | 99,71 | 101,05 | 100,95 | 100,15 | 99,60 | | |
| Fe/(Fe+Mg)% | 20,61 | 18,86 | 19,95 | 21,75 | 19,61 | 22,00 | 22,39 | 20,70 | 17,93 | 34,75 | 64,27 | 83,12 | | |

| Минералы | Амфиболы | | Оливины | | Cr-Шпинели | | | | | | | | | |
|--------------------------------|----------|-------|---------|---------|------------|--------|--------|--------|--------|---------|---------|---------|---------|---------|
| | OG-328 | Al9-8 | Gor 8-1 | Gor10-1 | Gor403 | Gor403 | Gor403 | Gor408 | Gor408 | Gor4010 | Gor4015 | Gor4016 | Gor4018 | Gor4019 |
| Оксиды | | | | | | | | | | | | | | |
| SiO ₂ | 49,47 | 44,82 | 41,36 | 41,27 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,02 |
| TiO ₂ | 0,40 | 2,29 | 0,00 | 0,00 | 0,03 | 0,54 | 0,15 | 0,18 | 0,18 | 0,05 | 0,30 | 0,03 | 0,03 | 0,03 |
| Al ₂ O ₃ | 8,28 | 10,59 | 0,00 | 0,00 | 36,42 | 12,37 | 18,21 | 36,82 | 18,93 | 21,55 | 57,51 | 43,42 | 43,42 | 43,42 |
| Cr ₂ O ₃ | 0,53 | 0,18 | 0,00 | 0,00 | 34,26 | 52,54 | 49,52 | 31,95 | 50,95 | 42,94 | 11,56 | 26,43 | 26,43 | 26,43 |
| FeO | 3,54 | 5,37 | 5,45 | 6,29 | 12,78 | 22,60 | 20,43 | 15,62 | 17,05 | 21,54 | 10,15 | 10,87 | 10,87 | 10,87 |
| MnO | | 0,08 | | | | | | | | | | | | |
| MgO | 20,15 | 18,56 | 52,94 | 51,28 | 15,12 | 9,10 | 9,46 | 14,30 | 11,27 | 10,68 | 19,09 | 16,54 | 16,54 | 16,54 |
| CaO | 8,96 | 11,51 | 0,25 | 0,30 | 0,08 | 0,09 | 0,03 | 0,09 | 0,06 | 0,11 | 0,38 | 0,16 | 0,16 | 0,16 |
| Na ₂ O | 4,01 | 2,44 | 0,01 | 0,00 | | | | | | | | | | |
| K ₂ O | 1,17 | 0,86 | 0,00 | 0,00 | | | | | | | | | | |
| NiO | 0,11 | | 0,24 | 0,25 | | | | | | | | | | |
| Сумма | 96,62 | 96,71 | 100,25 | 99,39 | 98,69 | 97,24 | 97,81 | 98,97 | 98,32 | 97,13 | 98,73 | 97,47 | 97,47 | 97,47 |
| Fe/(Fe+Mg)% | 8,97 | 13,97 | 5,46 | 6,44 | 32,17 | 58,22 | 54,79 | 38,00 | 45,92 | 53,09 | 22,98 | 26,94 | 26,94 | 26,94 |

Окончание таблицы 2.

| Минералы | Сростки, Срх | | Ol | Флогопиты | | | |
|--------------------------------|--------------|--------|--------|-----------|-------|-------|-------|
| | Gorn300 | Gor300 | Gor300 | Og303 | Og309 | Og307 | Og308 |
| SiO ₂ | 40,73 | 54,43 | 40,16 | 39,98 | 35,84 | 56,91 | 53,87 |
| TiO ₂ | 3,84 | 0,38 | 0,03 | 0,90 | 4,41 | 0,08 | 0,06 |
| Al ₂ O ₃ | 11,62 | 0,259 | 0,00 | 13,98 | 13,78 | 5,72 | 14,47 |
| Cr ₂ O ₃ | 0,43 | 0,70 | 0,01 | 0,27 | 0,13 | 7,43 | 8,66 |
| FeO | 5,08 | 3,98 | 13,96 | 7,95 | 17,96 | 3,62 | 1,33 |
| MnO | | | | 0,05 | 0,05 | 0,01 | 0,01 |
| MgO | 22,78 | 16,01 | 45,70 | 21,89 | 13,03 | 13,10 | 7,14 |
| CaO | 0,007 | 21,74 | 0,04 | 0,00 | 0,03 | 0,23 | 0,16 |
| Na ₂ O | 0,103 | 1,72 | 0,04 | 0,40 | 0,30 | 0,11 | 0,16 |
| K ₂ O | 9,47 | 0,014 | 0,02 | 8,98 | 8,33 | 6,14 | 7,72 |
| NiO | 0,135 | 0,051 | 0,26 | | | | |
| Сумма | 94,19 | 99,29 | 100,22 | 94,41 | 93,86 | 93,35 | 93,58 |
| Fe/(Fe+Mg)% | 11,12 | 12,24 | 14,63 | 16,93 | 43,61 | 13,43 | 9,46 |

1973]. Более железистые и обогащенные из трубки Горная (до 3,5% FeO, Al₂O₃ >4%) ближе к Cr-диопсидами шпинелевой и гранат-шпинелевой фации из трубки Обнаженная [Овчинников, 1990] и Удачная [Boyd et al., 1997] и отличаются от хром-диопсидов орогенных лерцолитовых массивов или малоглубинных (15-25 кбар) ксенолитов щелочных базальтов более высокими содержаниями Na₂O и Cr₂O₃. Близкие составы иногда встречаются в протерозойских мантийных блоках обрамления Сибирской платформы [Gornova, Petrova, 1999]. Значительная доля магнезиальных пироксенов имеет повышенную хромистость, до 3.25% Cr₂O₃, что характерно лишь для Cr-диопсидов из ксенолитов Архангельских трубок [Саблуков и др., 2000] и редких ксенолитов из тр. Удачная (Малыгина). Железистые разновидности (3.5<Fe< 4.5%; Cr₂O₃ ~0.1-0.5, при высоком Na₂O) характеризуются широким разбросом составов. В целом они отличаются меньшими содержаниями Al₂O₃, TiO₂, Cr₂O₃ и Na₂O и не обнаруживают трендов, совместного роста этих компонентов при увеличении железистости, что типично для тектонизированных перидотитов [Nixon, Boyd, 1973; Boyd et al., 1997]. Среди железистых разновидностей нет составов близких к мантийным метасоматитам Танзанийского кратона, которые отличаются высоко титанистостью [Lee, Rudnick, 2000]. Кумулятивные богатые Fe и Ti авгиты и салиты, вероятно, захвачены из нижней коры и интрузивных тел в ней.

Ортопироксены тр. Горная более магнезиальны и хромисты, чем энстатиты из большинства других ксенолитов из кимберлитовых трубок мира и соседней трубки Огонек (*mg'* ~ 93, Cr₂O₃ ~0,9-0,4) (рис.6). Значительные вариации FeO до 10% при стабильно высокой хромистости отличают ортопироксены этих трубок от большинства других известных местонахождений, в том числе мантийных метасоматитов вулкана Labait (Южная Африка) [Lee, Rudnick, 2000] и продуктов взаимодействия

мантейных перидотитов с железистыми расплавами диатремы Thumb (Северная Америка) [Ehrenberg, 1982; Smith, Ehrenberg, 1984] Совместный

Таблица 3. Составы минералов из трубки Огонёк и редких элементов в них из трубки Огонек (Алданский щит).

| N образца | OG-1 Gar | OG-2 Gar | OG-3 Gar | OG-4 Gar | OG-5 Срх | OG-6 Срх | OG-7 Срх | OG-8 Срх | 63-4 |
|--------------------------------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|
| Компонент | Гранат | | | | Срх | | | | Лампроит |
| SiO ₂ | 40,65 | 38,75 | 41,74 | 41,34 | 54,12 | 54,61 | 54,17 | 54,54 | 38,89 |
| TiO ₂ | 0,31 | 0,12 | 0,06 | 0,07 | 0,22 | 0,12 | 0,12 | 0,12 | 2,56 |
| Al ₂ O ₃ | 18,27 | 20,52 | 19,03 | 18,17 | 0,44 | 2,69 | 2,27 | 1,73 | 7,36 |
| Cr ₂ O ₃ | 6,01 | 0,01 | 5,52 | 6,36 | 0,87 | 2,27 | 2,01 | 1,40 | 0,00 |
| FeO | 8,36 | 26,78 | 8,50 | 8,37 | 4,49 | 1,83 | 1,75 | 2,22 | 12,57 |
| MnO | 0,43 | 0,71 | 0,47 | 0,44 | 0,15 | 0,04 | 0,06 | 0,07 | 0,37 |
| MgO | 19,06 | 7,30 | 19,12 | 17,60 | 17,29 | 15,42 | 15,74 | 17,28 | 19,00 |
| CaO | 5,70 | 6,11 | 5,90 | 6,20 | 21,31 | 20,24 | 20,14 | 20,98 | 3,37 |
| Na ₂ O | 0,07 | 0,02 | 0,02 | 0,04 | 0,70 | 2,51 | 2,30 | 1,30 | 0,14 |
| Сумма | 98,86 | 100,32 | 100,35 | 98,59 | 99,61 | 99,73 | 98,589 | 99,63 | 90,80 |
| mg' | 0,198 | 0,673 | 0,200 | 0,211 | 0,127 | 0,062 | 0,059 | 0,067 | 0,271 |
| Ba | 1,37 | 0,05 | 0,06 | 2,40 | 50,42 | 6,59 | 5,42 | 2,27 | 3166,03 |
| La | 0,01 | 0,19 | 0,02 | 0,10 | 2,78 | 3,04 | 1,16 | 0,85 | 311,43 |
| Ce | 0,03 | 0,59 | 0,18 | 0,23 | 12,11 | 8,40 | 3,47 | 3,20 | 519,31 |
| Pr | 0,02 | 0,09 | 0,06 | 0,10 | 2,25 | 1,35 | 0,52 | 0,56 | 57,92 |
| Nd | 0,24 | 0,75 | 0,54 | 0,80 | 11,15 | 6,70 | 2,08 | 2,80 | 204,07 |
| Eu | 0,12 | 0,41 | 0,15 | 0,13 | 0,78 | 0,30 | 0,16 | 0,14 | 7,31 |
| Sm | 0,26 | 0,92 | 0,37 | 0,26 | 2,54 | 1,12 | 0,52 | 0,55 | 30,82 |
| Gd | 0,47 | 2,27 | 0,35 | 0,38 | 1,75 | 0,68 | 0,31 | 0,28 | 16,67 |
| Tb | 0,09 | 0,73 | 0,05 | 0,06 | 0,22 | 0,08 | 0,04 | 0,04 | 1,95 |
| Dy | 0,63 | 6,69 | 0,26 | 0,34 | 1,03 | 0,34 | 0,20 | 0,15 | 8,77 |
| Ho | 0,14 | 1,87 | 0,05 | 0,07 | 0,14 | 0,04 | 0,03 | 0,02 | 1,40 |
| Er | 0,40 | 6,77 | 0,17 | 0,24 | 0,33 | 0,09 | 0,06 | 0,04 | 3,45 |
| Tm | 0,07 | 1,19 | 0,04 | 0,04 | 0,05 | 0,01 | 0,01 | 0,00 | 0,39 |
| Yb | 0,46 | 9,25 | 0,32 | 0,34 | 0,28 | 0,05 | 0,05 | 0,03 | 2,12 |
| Lu | 0,08 | 1,59 | 0,07 | 0,07 | 0,03 | 0,01 | 0,01 | 0,00 | 0,24 |
| Hf | 0,36 | 0,02 | 0,15 | 0,23 | 1,61 | 1,03 | 0,84 | 0,34 | 21,71 |
| Zr | - | 77,71 | 29,60 | - | 80,68 | 132,05 | 20,43 | - | 844,44 |
| Ta | 0,003 | 0,000 | 0,001 | 0,004 | 0,029 | 0,003 | 0,010 | 0,007 | 12,10 |
| Nb | - | 40,60 | 67,67 | - | 460,17 | 311,29 | 87,97 | - | 281,35 |
| Th | - | 2,20 | 2,60 | - | 18,70 | 30,15 | 5,80 | - | 26,56 |
| U | - | 2,13 | 4,02 | - | 10,42 | 27,00 | 5,02 | - | 6,76 |
| Y | - | 11,42 | 0,56 | - | 0,43 | 0,55 | 0,16 | - | 0,00 |
| Sr | - | 241,94 | 242,32 | - | 3312,79 | 39,89 | 776,33 | - | 2925,78 |
| Rb | - | 11,50 | 10,33 | - | 16,15 | 41,98 | 15,85 | - | 239,75 |
| Cs | - | 75,56 | 70,26 | - | 299,25 | 1358,72 | 286,66 | - | 1,91 |
| Pb | - | 22,80 | 25,79 | - | 59,82 | 54,19 | 28,88 | - | 14,04 |
| Co | - | 7,26 | 5,96 | - | 4,16 | 5,41 | 5,40 | - | 90,32 |
| Cu | - | 3,02 | 3,68 | - | 43,53 | 46,08 | 21,50 | - | 154,14 |
| Zn | - | 0,48 | 0,29 | - | 1,57 | 1,29 | 1,20 | - | 57,59 |
| Tl | - | - | - | - | - | - | - | - | 0,20 |
| Bi | - | - | - | - | - | - | - | - | 0,04 |

Примечание. Главные компоненты проанализированы на электронном микрозонде *ComebaxMicro*, оператор Хмельникова О.С. Редкие элементы методом LA-ICP MS на приборе "Finigan Element" с лазерной приставкой "UV LaserProbe", той же фирмы, аналитики П.А.Герасимов, А.И.Сапрыкин

рост ($mg' = 93- 87$) FeO, Al₂O₃, TiO₂ и CaO предполагает разогрев и фертилизацию. Энстатиты из трубки Огонек с широкими вариациями mg'

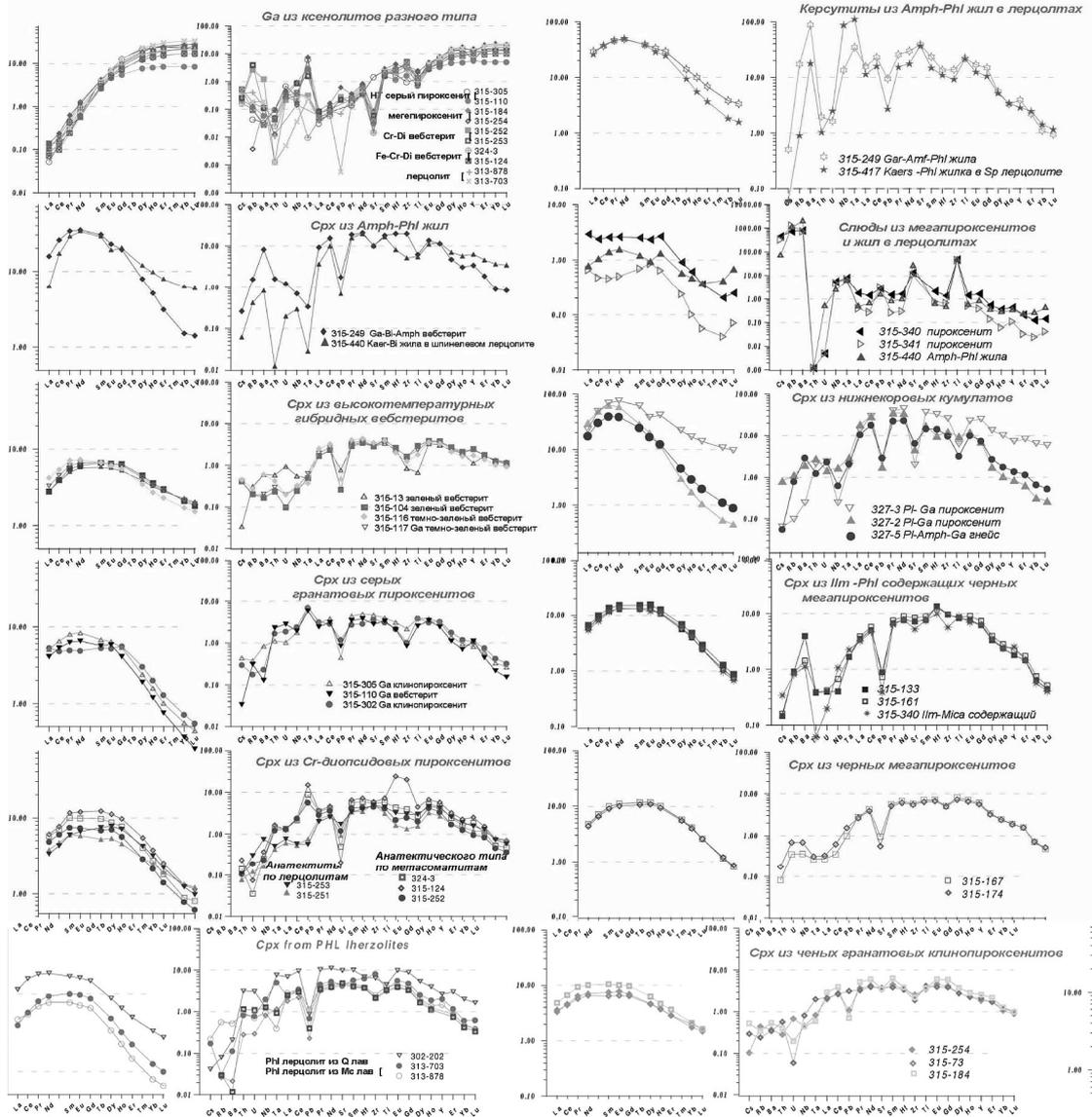


Рис. 6. Распределение редкоземельных компонентов и мультикомпонентные спектры для минералов – глубинных включений: (а) и (б) соответственно и реконструированные спектры составов равновесных расплавов, приведены также модельные спектры плавления перцолитовых и пироксенитовых ассоциаций, соответствующих образованию материнских расплавов для гранатов и клинопироксенов.

менее глиноземисты, чем из перцолитового тренда трубки Горная. Ортопироксены из Алданских трубок совершенно не перекрываются с полями составов из гранатовых ксенолитов Витимских пикрит – базальтов и других районов мира, которые дают высокотемпературные геотермы типа SEAG. Оливины повышенной магнезиальности ($mg' = 93.5- 94.5$) и концентраций CaO (0,25-0,34%) также предполагают разогрев.

Хромшпинелиды из алданских отвечают обычному мантийному тренду (рис.5). Трубка Горная отличается разнообразными включениями хром - шпинели лерцолитового ряда с дискретными группами, от малохромистых и

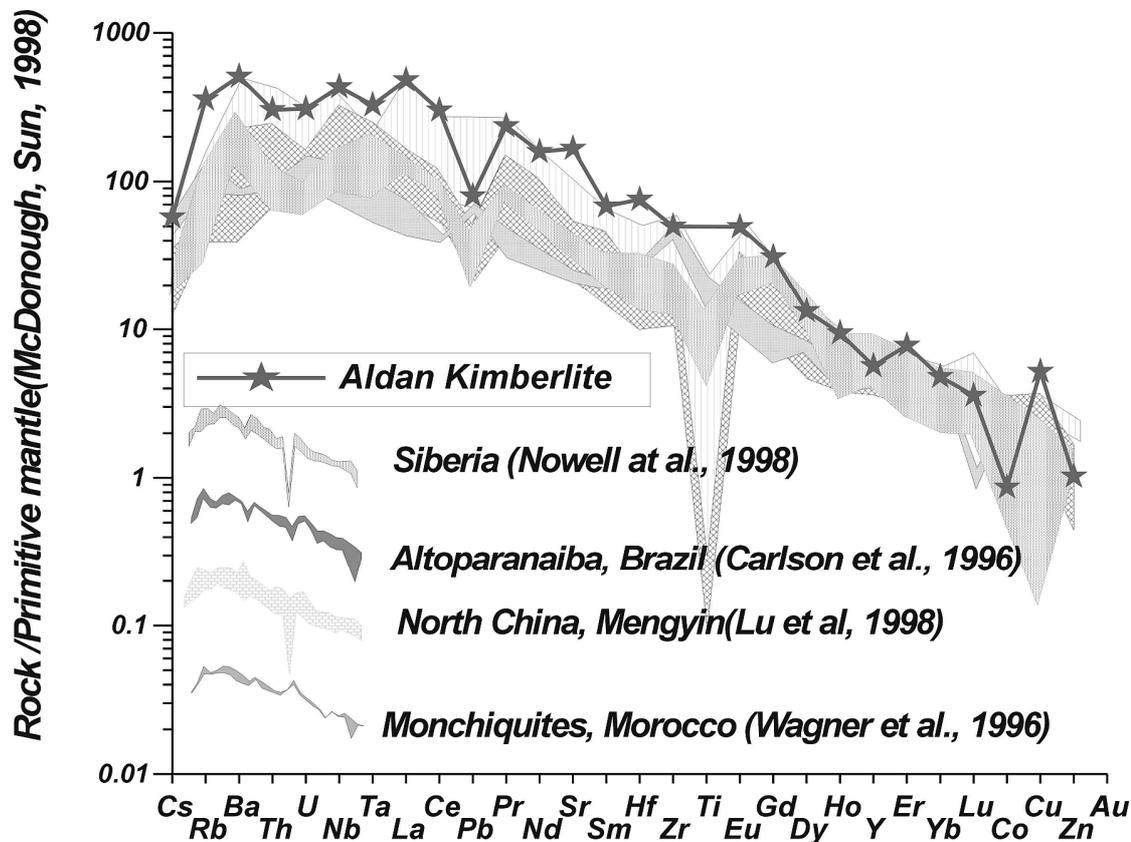


Рис. 7. Редкоземельные спектры составов расплавов для пород Сибирского кратона в сравнении с мантийными расплавами сибирского кратона и его обрамления, а также кимберлитами и лампроитами Бразилии.

1 - лампроит (кимберлит) Алдан; 2. –4.- кайнозойские базальты Забайкалья и Приморья. 5., 6., 7., 8. – кимберлиты Сибирской платформы (Nowell et al., 1998), 9-13 .кимберлиты и лампроиты Альтапаранаиба, Южная Бразилия (Carlson et al., 1996). б) Состав Алданских лампроитов в сравнении с кимберлитами Китая (Tomkins et al., 2000) и мончикитами Марокко (Wagner et al., 1996).

малоглубинных (при условии равновесия с гранатом) 11%, 21-26%, 32-34%, 39-43%, до хромитов 45-52 и 52-56 % Cr_2O_3 . Последние встречаются в виде вростков в пиропе (6-7% Cr_2O_3). Примесь магнетитового минала в наиболее хромистых (и глубинных) шпинелидах предполагает близость магматического очага. Гистограммы содержаний Cr_2O_3 в шпинелях и пиропе, сводные и для отдельных трубок, имеют логнормальное распределение (рис. 4). Судя по Cr-пироповой термобарометрии и распределению Cr_2O_3 магмой при подъеме захватывался лишь материал, близкий к уровню 40-43 кбар и гораздо менее из вышележащей колонны.

Среди мантийных хромсодержащих амфиболов определены Ti-паргасит и паргаситовые роговые обманки, иногда железистые. Обогащенные Fe-Ti

амфиболы (1-2 % TiO_2) захвачены из кумулятивных пород в основании коры. Рихтерит скорее относится к метасоматическим образованиям. (табл. 2)

Флогопиты перидотитового парагенезиса имеют обычный для мантийных перидотитов лерцолитов и метасоматитов [Nixon et al., 1973;

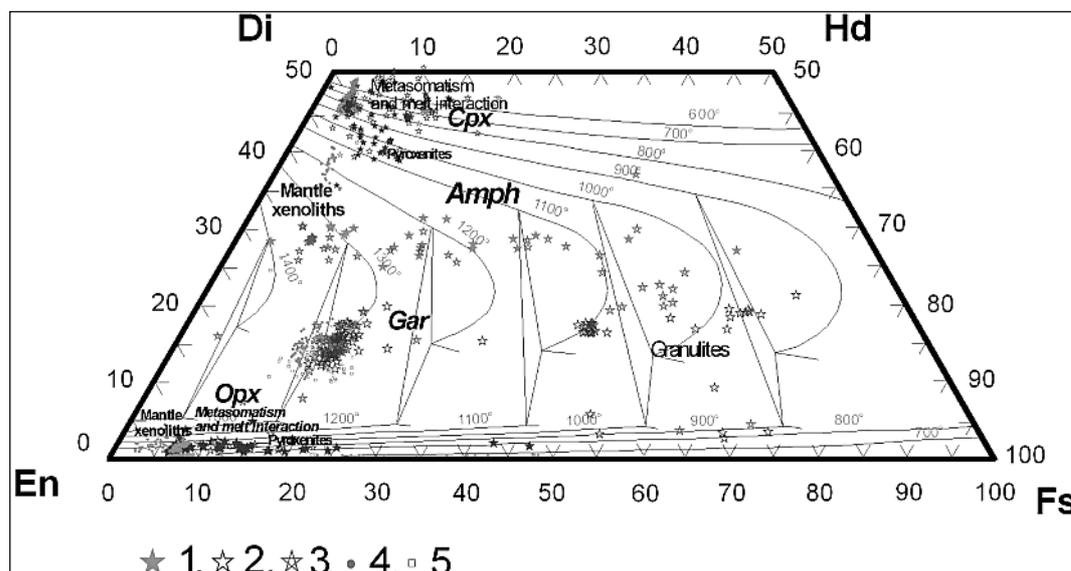


Рис.8. Пироксеновый треугольник Линдсли для минералов – ксенокристов из кимберлитоподобных пород Алданского щита.

1. Горная. 2. Огонек ; 3.Алданская ; 4. Удачная (Boyd et al., 1997); 5.Обнаженная (Овчинников, 1990)

Доусон, 1987] состав, отличаясь немного повышенной железистостью. Большая часть попадает в поле Sp перидотитов [Arai, 1984] (рис. 8). В трубке Огонек обычны фукситы (Cr_2O_3 4–9%) в сростании с хромистым пиропом. Непонятно, являются ли они продуктами мантийного метасоматоза или взаимодействия с водосодержащей магмой при подъеме.

В данных трубках отсутствуют обычные кимберлитовые мегакристаллы –магнезиальные ильмениты и крупные пиропы- альмандиновые гранаты типа. Диопсидовые вкрапленники (табл. 1) сравнительно низкотемпературны (650-900°C). Это скорее типично для лампроитов, чем для кимберлитов.

ГЕОХИМИЯ МИНЕРАЛОВ И РАСПЛАВОВ

Геохимия включений

Минералы – гранаты и клинопироксены из трубки Огонек проанализированы в Аналитическом Центре ОИГГиМ СО РАН методом индуктивно связанной плазменной масс- спектрометрии на аппарате высокого разрешения “Finigan Element” лазерной абляцией со сканированием зерен (установка “Finigan UV LaserProbe”, частота 266 nm), аналитики Герасимов П.А, Сапрыкин П.А.

Спектры редких земель (рис. 6, табл. 3) проанализированных минералов имеют особенности, характерные для перидотитовых минералов литосферного кия кратонов. У гранатов они вогнутые в правой (HREE) части, как у многих из перидотитов алмазной фации [Pokhilenko et al., 2000]. Подобные минимумы встречается и в относительно малохромистых пиропсах и, по нашему мнению, скорее свидетельствуют об обогащении модаляного состава породы гранатом, что приводит при просачивании расплавов образование хроматографических минимумов..

У хромдиопсидов высокие La/Yb_n отношения и резко сдвинуты влево максимумы на REE диаграммах - признак низкой степени плавления с большой долей граната и клинопироксена в породе. Они отличаются от округлых спектров примитивных лерцолитов гранат-шпинелевой фации [Popov et al., 1993], обладающих одновременно высокими La/Nd_n , Gd/Yb_n отношениями. Для них также характерны Zr-Hf и Ta-Nb минимумы, свидетельствуя, в общем, о когенетичности с проанализированными пиропами.

Кимберлитоподобная порода из трубки Горная –лампроит (мончикит по [Корниловой, 1997]), напротив, обладает всеми признаками первичных мантийных магм OIB типа, не обнаруживая серьезных экстремумов на спайдердиаграммах. (рис. 7) Степень обогащения порядка 700 для LREE, относительно состава примитивной мантии [McDonough, Sun, 1995] выше, чем для большинства щелочно-базальтовых, лампроитовых и кимберлитовых магм подразумевает существенное обогащение плавящегося субстрата, однако более вероятен не привнос LREE [Bogatikov et al., 1999], а подъем обогащенного вещества из переходной зоны между верхней и нижней мантии, поскольку перовскитовые модификации силикатов обогащены редкими элементами [Stachel et al., 2000]. Спектры TRE бразильских кимберлитов [Carlson et al., 1996] и некоторых кимберлитовых полей Финляндии [O'Brien, Tyni, 2000] в целом близки к составу изверженной породы трубки Огонек в отличаются от составов, которые опубликованы для центральной части Сибирской платформы [Nowell et al., 1998].

ТЕРМОБАРОМЕТРИЯ

Отсутствие сростков минералов глубинных пород затрудняет обычную полиминеральную термометрию для реконструкции TP условий образования. В нашем случае мы использовали однопироксеновую термобарометрию для орто- [Brey- Kohler, 1991; McGregor, 1974] и клинопироксенов [Nimis et al., 2000] . Первый метод -один из наиболее достоверных и широко применяемых. [Корылова et al., 1999] Для оценки достоверности и сходимости оценок мы использовали выборку из более, чем 1000 ассоциаций кимберлитовых включений, в основном по опубликованным данным. Ортопироксеновый термометр [Brey et al., 1990] имеет неплохую корреляцию с другими термометрами, в том числе с термометром [Nimis,

Taylor, 2000], который занижает на 100°C значения в низкотемпературном диапазоне, поэтому вводилась поправка. Клинопироксеновый барометр из данной работы несколько хуже коррелирует с гранат- ортопироксеновыми, новый метод [Ащепков, 2001] дает большую сходимость.

Ортопироксеновая термобарометрия для Алданских трубок (рис. 8) дает разброс между две ветвями, сравнительно холодной 40 мвт/м² и глубинной 42-18 кбар, близкой к ксенолитовой геотерме Никос (Somerset Island) [Schmidberger, Francis, 1999], и ряда мезозойских трубок Южной Африки (Fran) и малоглубинной высокотемпературной 85-90 мвт/м², типа юго-восточно- Австралийской геотермы (SEA). Отметим, что по Орх-термобарометрии высокотемпературные малоглубинные области получаются и для ксенолитов тр.Удачная [Малыгина, Похиленко, 2000], тр.Обнаженная [Овчинников, 1990], [Ashcherkov et al., 2000] в основном для гранат- шпинелевых, что связано с неравновесностью - разогревом и/или фертилизацией - увеличением глиноземистости.

На сводной РТ диаграмме глубинные и холодные геотермы характерны для центральных частей древних кратонов: Сибирского – тр. Удачная [Boyd et al., 1997; Smith et al., 1999], Невольничьего (Slave) – [Kopylova et al., 1998], и Фенноскандии [Kukkonen, Peltonen, 1999]. Они имеют глубинную возбужденную ветвь (тектонизированные лерцолиты) , кондуктивный отрезок 55-30кбар, и, от 30 кбар и выше, ветвь с крутым (близиадиабатическим) наклоном, которая фиксирует либо палеоградиенты после нуклеации платформ, либо обусловлена закрытием обменных реакций при снижении температуры.

Для ксенолитов Южной Африки в целом как кимберлитов края Каапваальского кратона - Лесото [Nixon, 1973] и смежных районов так и Танзанийского и Конго кратонов геотермы более пологие и высокотемпературные. У краевых частей кратонов и в рифтовых областях, как и на Алдане, и вне их геотермы часто высокотемпературные , возбужденные, однако нигде, даже в районе Восточно Африканского рифта не достигают значений, характерных для рифтов молодых платформ, как это обнаружено по ксенолитам Алданского щита.

Клинопироксеновая термобарометрия [Nimis, Taylor, 2000] дает в том же интервале 42-20 кбар более низкотемпературные геотермы, причем заметен некоторый разогрев для трубок в ряду Горная – Огонек Алданская 33 –45 мвт/м² и лишь около 10- 15% точек ложатся вблизи геотермы SEA. Определения вблизи ~ 60 кбар проблематичны.

Сравнение особенностей состава пироксенов на треугольнике Линдсли [Lindsley, 1983] и вариационных диаграммах показывает, что несоответствие орто и клинопироксеновой термобарометрии обусловлено не столько различиями в термометрах, что конечно, имеет место, сколько различием в петрографии и модальном составе исходных пород из которых были вынесены зерна. То есть доля разогретых гарцбургитов или

крупнозернистых лерцолитов истощенного типа в верхней гранат-шпинелевой фации мантии сравнительно велика, тогда как ниже преобладает в основном холодные гранат-клинопироксеновые породы. Кроме того, в перидотитах из кимберлитов, ортопироксен часто замещается серпентином, особенно в высоководных расплавах. Скорости его растворения выше, чем у граната и клинопироксена.

Для оценки давления по пиропам, помимо пироповой барометрии [Ryan et al., 1997] использована эмпирическую полиномиальную зависимость Cr_2O_3 от вычисленного давления [McGregor, 1974], полученную по большой выборке минералов ксенолитов. И хотя эти оценки максимальные, они попадают тот же интервал глубин 42-20 кбар.

Для коровых гиперстенов и амфиболов TP (9-2 кбар, $T^\circ\text{C}$ 500 до 800°C) параметры отвечают высокому тепловому потоку >70 мвт.м² в низах коры, что соответствует данным о высокотемпературном характере гранулитов из верхней части коры [Корсаков, 1977] юго-восточной части Сибирского кратона.

РЕКОНСТРУКЦИЯ СТРОЕНИЯ РАЗРЕЗА НА ОСНОВАНИИ ХИМИЗМА ПИРОКСЕНОВ

Реконструкции структуры строения мантийных разрезов и мантийного кия кратона на основании термобарометрии с учетом данных по петрографии [Nixon, Boyd, 1973; Kopylova et al., 1999; Franz et al., 1996; Schmidberger, Francis, 1999; и др.] при использовании отдельных фаз [Griffin et al., 1996, 1999], обнаруживают слоистое строение. Зависимости состава ортопироксена и клинопироксена от давления и температуры, также обнаруживают слоистость мантийного кия под Алданом. Основная доля магнезиальных клинопироксенов, из интервала 42-30 кбар имеет близкие составы, а вариации обусловлены, вероятно, степенями истощения породы. В менее глубинных и менее хромистых Cr-диопсидах быстро растет доля чермакита (Ca, Al, Ti), снижаются Cr, Na при уменьшении T и P. Заметно, что в интервале 40-30 кбар железистость плавно снижается и затем вновь растет, что характерно и для мантийных разрезов молодых платформ [Ащепков и др., 1997]. Клинопироксены, TP определения для которых попадают в интервал ~60 кбар, малохромисты и более железисты. По TP условиям они должны соответствовать тектонизированным (астеносферным) перидотитам типичным для Южной Африки, или Центральной части Сибирской платформы. Однако при близкой железистости, которая для пироксенов из пород данного типа обычно растет с повышением давления и температуры, они отличаются меньшими концентрациями Na и Ti. Для ортопироксена закономерности изменения состава проявлены менее отчетливо, в глубинных интервалах начиная от 40-30 кбар они редки. Снижение Cr и рост Ti, Fe, Al с уменьшением давления для ортопироксенов также выражены, но из-за несогласованности барометров интервалы выделяемые по орто- и

клинопироксену смещены. Высокожелезистые, существенно ортопироксенитовые, ассоциации в верхней части разреза распространены широко.

По гранатам можно предположить двухъярусное строение опробуемой мантийной колонны, причем быстрый рост Са- Сг в пиробазах коррелирует с поведением клинопироксена. На примере других трубок можно показать, что косые тренды – обусловлены часто температурными вариациями при близких значениях давления.

Судя по особенностям граната и граната и пироксенов, интервал 18-35 кбар сложен гранатовым лерцолитами и гарцбургитами. В верхней части мантии (12-22 кбар) должны присутствовать парагенезисы примитивных и умеренно истощенных и гранат-шпинелевых и шпинелевых лерцолитов. Высокая доля высокотемпературных существенно ортопироксеновых ассоциаций приурочена в основном к интервалу 12-30 кбар. Нижнее значение соответствует появлению минимуму перидотитов в присутствии летучих компонентов, ТР интервалу и области генерации базальтовых расплавов.

Более глубокий интервал, где растет уваровитовый минал в пиробазах, вероятно существенно пироксенитовый и возможно образовался в результате взаимодействия умеренно истощенных перидотитов с (бедными Fe-Ti) высококальциевыми протокимберлитовыми или карбонатитовыми расплавами. Надо отметить, что химические особенности данных минералов, обычно коррелирующиеся с валовым и модалным составами перидотитов в орогенных массивах и ксенолитов щелочных базальтов, для перидотитов литосферного кия менее выражены. Так богатые Na Алданские Ср-диопсиды близки к ксенолитам гарцбургитов из кмберлитов Никос [Schid Berger, Francis, 1999] или Финляндии [Peltonen et al., 2000]. По геохимическим особенностям равновесного расплава возможно определить, что Gar/Срх в породе составляло порядка 0,8-0,55, а не слишком обогащенные спектры говорят о том, что источником ксенокристов скорее были пироксениты.

Заметное увеличение железистости пироксенов до значений, характерных для высокотемпературных перидотитов из щелочных базальтов близ Слюдянки [Ащепков, 1991], Шкотовского плато и др., говорит о довольно дифференцированной природе равновесного расплава, вероятно, базальтоидного типа.

Вростки флогопита и флюидные включения в клинопироксене, свидетельствуют о взаимодействии с водными расплавами и флюидами на разных глубинах, а сростки хромистых пиробаз с фукситами, возможно, о глубинном метасоматозе. Хотя последние могли быть и продуктом реакции высоководной богатой калием магмы с гранатом.

Нижнекоревая часть разреза сложена гранулитами от основных до кислых и гранат-клинопироксен-амфибол-биотит-полевошпатовыми кумулатами.

Процессы плавления и регенерации

Микроэлементный состав минералов проанализированных методом ICP-MS в целом типичен для минералов перидотитового литосферного кила кратонов. Минимумы в тяжелой части REE часто присущи гранатам из гарцбургитов [Stachel et al., 1997]. На спайдер диаграммах гранаты существенно обеднены высокозарядными элементами и Sr, что обычно свойственно карбонатитовым расплавам [Sweeney et al., 1998], и в этом смысле резко отличаются от пиропов западной части Сибирской платформы [Griffin et al., 1996, 1999] и других районов. Они могут также быть объяснены в целом истощенным характером пород как, например, у перидотитов мантийного субдукционного клина или кристаллизацией из расплавов, предварительно отсадивших окислы (ильменит) и концентраторы высокозарядных элементов, циркон, рутил и другие редкие минералы, свойственны метасоматическим жильным образованиям и некоторым карбонатитам. В пользу кристаллизации циркона или апатита могут свидетельствовать Ce минимумы.

Материнские расплавы для гранатов, реконструированные с помощью коэффициентов распределения (Kd)(рис.6), отвечают более низким степеням плавления, чем для клинопироксена, и образовались в присутствии больших количеств модального граната, чем для клинопироксена. Вычисленные отношения Ga/Crx для материнских пород, из которых выплавлялись расплавы, равновесные гранатом, значительно выше, чем для тех, из которых кристаллизовались клинопироксены. Высокое содержание модального граната и определило наличие хроматографических минимумов в тяжелой части REE, за счет взаимодействия существенно гранатового субстрата, с просачивающимися расплавами. В целом, редкоземельные спектры расплавов, равновесных с перидотитовыми минералами образуют веер, расходящийся в 'тяжелой' части, что обусловлено вариациями модального граната в породе при плавлении и просачивании расплавов. Намечается закономерность: с увеличением хромистости и давления для гранатов (и клинопироксенов) увеличиваются Gd/Yb_n отношения и LREE, уменьшаются степень плавления и HREE. Эти, особенности, наряду с увеличением Ca в гранате, подразумевает существенно пироксенитовый состав нижней части разреза под Алданскими трубками.

Высокотемпературный низконатровый (Na₂O= 0,7%) хромдиопсид имеет обычный округлый REE спектр, характерный для клинопироксенов из лерцолитов гранатовой фации мантии.

Излом трендов на диаграмме Cr₂O₃ –CaO часто соответствует давлениям 40 кбар согласно Cr-, барометрии [Rayn et al., 1997]. С этих глубин в разрезе мантийного кила кратона начинают встречаться эклогиты субдукционного типа. [Mitchell, 1997; Kopylova, 1997]. В нашем случае серьезных признаков субдукционных разрезов не наблюдается, также как и

признаков глубокого истощения, характерного для мантийных субдукционных клиньев. Тем не менее, излом трендов на диаграммах Т-состав минералов означает, что 130-150 км граница в мантии литологическая и может служить областью, где останавливаются поднимающиеся из глубин расплавы.

Возрастание уваровитового минала свидетельствует об обогащении системы СаО и, вероятно, процессах верлитизации под действием богатых Са, возможно карбонатитовых расплавов, что подтверждается минимумами высокозарядных элементов [Rudnick et al., 1993].

Увеличение железистости вместе с дальнейшим ростом давления может означать взаимодействие с расплавами, проникающими с глубины, причем эти расплавы скорее имели базальтовые характеристики.

Расширенное поле для лерцолитовых гранатов на диаграмме Cr_2O_3 -СаО [Соболева, 1973] при давлениях менее 35-40 кбар, по всей вероятности, обусловлены, пестротой состава мантийных перидотитов в этом интервале, где благодаря минимуму на солидусе в присутствии летучих, даже при нормальном геотермическом градиенте возможны выплавление и концентрация разнообразных расплавов, и широкие спектры составов пироксенитов.

ОБЩИЕ ЧЕРТЫ СТРОЕНИЯ МАНТИЙНЫХ РАЗРЕЗОВ И ЭВОЛЮЦИЯ ЛИТОСФЕРЫ КРАТОНА НА ПЕРИФЕРИИ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Термобарометрия химизм и геохимия минералов свидетельствуют, что краевые части и рифтовые области внутри кратонов часто неравномерно и существенно разогреты обычно до значений теплового потока отвечающего 50 мВт/м². Такой разогрев быть комбинацией нескольких факторов. Как правило, рифты на континентах связаны с плюмовым магматизмом или рифтогенезом в тыловой зоне субдукции. На томографических моделях окраин континентов наряду с пологими, существуют близкие к вертикальным зоны субдукции. Результатом погружения значительных эклогитовых масс субдукционного или магматического типа могут быть флюидные потоки и возвратные восходящие конвективные движения, вплоть до генерации локальных плюмов. Высокие тепловые потоки также характерны для зон сочленения древних кратонов. Однако лишь для данного района для мантии раннемезозойского времени определены значения современного 'рифтового' теплового потока ~85-90 мВт/м². Даже кайнозойские лавы Восточно-Африканского рифта не выносят таких разогретых на глубине пород литосферного кила [Lee, Rudnick. 2000]. В данном случае можно предполагать влияние более серьезного теплового источника, которым мог быть Сибирский Р-Т плюм.

Эклогитовые тела в разрезах кратонов встречаются в основном с глубин более 120-140 км (40 кбар), а резко истощенная перидотитовая мантия несколько глубже (50-60 кбар). После формирования умеренно истощенного лерцолитового ядра в результате мантийного диапиризма при нуклеации платформ, в дальнейшем литосферный киль кратона рос за счет субдукционных процессов, и сопровождается обычно “намерзанием” субдукционных перидотитовых мантийных клиньев [Pearson, 1999], что приводит иногда к удвоению разрезов [Boostok, 1998] и формированию расслоенной мантии. Активная субдукция с отделением летучих, плавлением на фронте и резким истощением перидотитов вызывает выше просачивание богатых кремнекислотой расплавов [Kelemen, 1996; Boyd et al., 1997]. При существовании термальной или плотностной (литологической границы) вероятно остановка расплавов и формирование существенно пироксенитовых горизонтов.

Отметим, что мезозойская трубка Обнаженная имеет в нижней более высокотемпературной части разреза много пироксенитов [Овчинников, 1990], которые на уровне 120-130 км (35-40 кбар) сменяются эклогитами субдукционного типа. Вероятно, что глубинные надсубдукционные зоны под действием потока летучих подвергались подплавлению, а вышележащие-просачиванию расплавов и генерации пироксенитов.

Мантийные разрезы периферийных, в том числе и Алданских, а также послетрапповых мезозойских сибирских кимберлитов [Pokhilenko et al., 2000] [Овчинников, 1990] начинаются с глубин, соответствующих 40-45 кбар. По-видимому, плюмовая активность и рост астеносферных линз могли способствовать переплавлению пироксенитового материала, подплавлению и резкому уменьшению вязкости перидотитов, что могло послужить причиной отслаивания перидотит-пироксенитовых эклогитовых пластин и/или внедрению расплавов на уровень 40 кбар.

Средняя часть разреза 40-30 кбар практически не обнаруживает значительных вариаций железистости и, видимо, не была подвержена значительному воздействию плюмовых расплавов.

Перидотитовые минералы обладают большим модулем термического расширения (больше чем ультраосновные расплавы) и их плотность существенно зависит от температуры [Agee, 1998]. При сравнительно низких геотермических градиентах оливин теряет плавучесть при давлении выше 65 кбар [Agee, 1998]. Это как раз соответствует условиям в основании литосферного кия кратона. Кроме того, здесь пересекаются континентальная геотерма и перидотитовый солидус [Wyllie, 1995], что и определяют положение кровли астеносферы под кратонами. Конечно, при низком тепловом потоке возможно “намораживание” и более толстого литосферного кия, но при увеличении теплового потока нижняя граница должна стабилизироваться на глубинах ~200.

На основании изученного материала не представляется возможным определить достоверность выноса данными трубками, материала алмазной фации глубинности, хотя некоторые термометрические определения показывают возможность их существования.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ И ВЫВОДЫ

1. Алданские трубки представлены контаминированными разностями кимберлитов и лампроитов, которые вероятно смешивались между собой.
2. Уровень захвата включений в основном соответствует давлениям 40-35 кбар.
3. Мантийная колонна под Алданскими трубками имеет слоистое строение – уровни шпинелевой фации представлены перидотитами умеренно исощенного типа и железистыми обогащенными перидотитовыми составами
4. Неравномерный разогрев, мантийной колонны характерный для окраинных частей кратонов и рифтовых интракратонных областей, вероятно связан с внедрением плюмовых расплавов. Высокий тепловой поток ~ 90 мвт/м², выше чем для мантии под Танзанией вероятно обусловлен влиянием пермо- триассового Сибирского плюма, более мощного, чем современный Африканский.
5. Литосферный киль проницаем для (плюмовых) расплавов, они локализируются в пределах астеносферной ловушки на уровне 20-30 кбар и на уровне литологического раздела 40-45 кбар мантийной колонны.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты №№ 99-05-65688, 00-05-65288.

ЛИТЕРАТУРА

1. **Agee C.B.** Crystal-liquid density inversions in terrestrial and lunar magmas. // *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. 1998. V.107 63–74
2. **Akio S.; Ohtani E.; Takumi K.** Density and thermal expansion of a peridotite melt at high pressure // *Phys. Earth and Planet. Inter.* - 1998. - Vol. 107. - N 1-3. - P. 53-61. - ISSN 0031-9201
3. **Alibert, C.** Peridotite xenoliths from western Grand Canyon and The Thumb: a probe into the subcontinental mantle of the Colorado Plateau. // *J. Geophys. Res.* , 1994, v99, pp. 21605–21620.
4. **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 peridotites xenoliths. // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1997. V.128, pp. 228–246.
5. **Canil D.; Fedortchuk Y.** Garnet dissolution and the emplacement of kimberlites // *Earth and Planet. Sci. Lett.* . 1999. Vol. 167. - N 3-4. - P. 227-237.
6. **Carlson R. W., Esperança S., Svisero D. P.** Chemical and Os isotopic study of Cretaceous potassic rocks from Southern Brazil. // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1996., v. 125 / 4, pp. 393-405

7. **Carmichael, I.S.E., Lange, R.A., Luhr, J.F.**, 1996. Quaternary minettes and associated volcanic rocks of Mascota, western Mexico: a consequence of plate extension above a subduction modified mantle wedge. // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1996, v. 124, 302– 333.
8. **Courtial P., Dingwell D.** Densities of melts in the CaO-MgO-Al₂O₃-SiO₂ system // *Amer. Miner.* - 1999. - Vol. 84. - N 4. - P. 465-476. –
9. **Daniels R.M., Gurney J. J.** Diamond Inclusions from the Dokolwayo Kimberlite, Swaziland Proceedings of the VII international Kimberlite Conference. J.B. Dawson volume . 2000. Red Roof Design cc. Cape Town, South Africa, pp.143-148.
10. **Cull J.P., O'Reilly S. Y., Griffin W.L.** Xenolith geotherms and crustal models in Eastern Australia. // *Tectonophysics*, 1991, 192, N 3-4, 359-366.
11. **Ehrenberg S.N.** Petrogenesis of garnet lherzolite and megacrystalline nodules from the thumb Navajo volcanic field. // *J. Petrol.*, 1982, v.23/4, pp. 507-547.
12. **Franz L., Brey G.P., Okrusch M.** 1996. Steady state geotherm, thermal disturbances, and tectonic development of the lower lithosphere underneath the Gibeon Kimberlite Province, Namibia. // *Contrib. Mineral. and Petrol.* - 1996. - Vol. 126. - N 1-2. - P. 181-198.
13. **Gornova M.A. & Petrova Z.I.** Mantle peridotites of granulite-gneiss complex as fragments of archaic (?) ophiolites in the Baikal region (Russia) // *Offioliti*, 1999, V24/2, pp.223.
14. **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, pp. 1–35.
15. **Griffin W.L., Sobolev N.V., Ryan C.G., Pokhilenko N.P., Win T.T., Yefimova E.S.** Trace Elements in Garnets and Chromites - Diamond Formation in the Siberian Lithosphere. // *Lithos* 1996, v. 29: 3- 46
16. **Griffin W.L.; Doyle B.J.; Ryan C.G.; Pearson N.J.; O'Reilly Suzanne Y.; Davies R.; Kivi K.; Van Aghterbergh E.; Natapov L.M.** Layered mantle lithosphere in the Lac de Gras area, Slave craton: Composition, structure and origin // *J. Petrol.* - 1999. - Vol. 40. - N 5. - P. 705-727.
17. **Griffin, W.L.** Thermal state and composition of the lithospheric mantle beneath the Daldyn kimberlite field, Yakutia. // *Tectonophysics*, 1996, Vol. 262, Iss. 1-4, pp.19-33.
18. **Heaman, L.H.**, 1989. The nature of the subcontinental mantle from Sr–Nd–Pb isotopic studies on kimberlite perovskite. // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1989, v.92, 323–334.
19. **Jaques A.L.** Kimberlite and lamproite diamond pipes // *AGSO J. Austral. Geol. and Geophys.* - 1998. - Vol. 17/4. pp. 153-162.
20. **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. - Vol. 40. - N 1. - P. 79-104
21. **Kukkonen I.T., Peltonen P.** Xenolith-controlled geotherm for the central Fennoscandian Shield: implications for lithosphere–asthenosphere relations. // *Tectonophysics* 1999, v.304 301–315.
22. **Kuligin S.S., Pokhilenko N.P.** Mineralogy of xenoliths of garnet pyroxenites from kimberlite pipes of Siberian platform. // *Extended Abstracts 7IKC.* 1998, Cape Town. pp. 480- 482.
23. **Lee C.-T., Rudnick R.L.** Compositionally stratified cratonic lithosphere and Geochemistry of peridotitic xenoliths from the Labait volcano Tanzania. // *Proceedings of the VII international Kimberlite Conference.* The P.H. Nixon volume. 2000, pp. 728-735.
24. **Lindsley, D.H. Dixon** 1983. Pyroxene thermometry. // *Am. Mineralogy.* V.68., v.93: 335-346.
25. **Mitchell R.H.**, 1991 Kimberlites and lamproites primary sources of diamonds. // *Geoscience Canada.* P.1-16.

26. **Mitchell, R.H.**, 1995. Melting experiments on a sanidine phlogopite lamproite at 4–7 GPa and their bearing on the source of lamproitic magmas. // *J. Petrol.* 36, 1445–1474.
27. **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, pp.541-554
28. **Nixon P.H.** (Ed.). 1973. Lesotho kimberlites./ Lesotho national development corporation. Cape Town. 350 p.
29. **Nixon, P.H., Boyd, F.R.**, 1973. Petrogenesis of the granular and sheared ultrabasic nodule suite in kimberlite. /In: Nixon, P.H. Ed. , Lesotho Kimberlites. Cape and Transvaal, Cape Town, pp. 48–56.
30. **Nowell G.V., Kempton P.D., Pearson D.G.** Trace element and isotope geochemistry of Siberian Kimberlites. // *Extended Abstracts 7IKC.* 1998. Cape Town. p. 631- 633.
31. **O'Brien H. E., Tyni M.** Mineralogy and Geochemistry of Kimberlites and Related Rocks from Finland./ *Proceedings of the VII international Kimberlite Conference. The P.H. Nixon volume.* 2000, pp. 625-636.
32. **Pearson D.G.** The age of continental roots. // *Lithos.* 1999. v.48 , pp. 171–194.
33. **Pearson N. J., Griffin W.L., Doyle W. L., O'Reilly S.Y., Van Achterbergh E. , Kivi K.** Xenoliths from Kimberlite Pipes of the Lac de Gras Area, Slave Craton, Canada./ *Proceedings of the VII international Kimberlite Conference. P.H. Nixon volume .* 2000.Red Roof Design cc. Cape Town, South Africa, pp.Pp.637-643.
34. **Peltonen P., Huhma H., Tyni M., Shimizu N.** Garnet peridotite xenoliths from kimberlites of Finland: nature of continental mantle at an Archaean craton – Proterozoic mobile belt transition./ *Proceedings of the VII international Kimberlite Conference. The P.H. Nixon volume.* 2000 . Pp.664-676.
35. **Peltonen P., Huhma H., Tyni M., Shimizu N.** Garnet peridotite xenoliths from kimberlites of Finland: nature of continental mantle at an Archaean craton – Proterozoic mobile belt transition./ *Proceedings of the VII international Kimberlite Conference. The P.H. Nixon volume.* 2000 . Pp.664-676.
36. **Rudnick R.L., McDounough W.M., Chappel B.W.** 1993. Carbonatite metasomatism in the northern Tanzanian mantle: Petrographic and petrochemical characteristics.// *Earth Plann. Sci. Lett.*, v. 114, pp. 463- 475.
37. **Rudnick RL, McDonough WF, Orpin A.** (1994) Northern Tanzanian peridotite xenoliths: a comparison with Kaapval peridotites and inferences on metasomatic interactions. /In: Meyer HOA (ed) *Proc 5th Int Kimb Conf*, vol 1, Kimberlites, Related Rocks and Mantle Xenoliths, CPRM Spec Publ 1/B, Brasilia, pp 336-353.
38. **Ryan Chris G., Griffin William L., Pearson Norman J.** Garnet geotherms: Pressure-temperature data from Cr-pyrope garnet xenocrysts in volcanic rocks// *J. Geophys. Res. B* - 1996. - Vol. 101. - N 3. - P. 5611-5625
39. **Roden M.F., Lazko E. E., Jagoutz E.** The Role of Garnet Pyroxemtes in the Siberian Lithosphere Evidence from the Mir Kimberlite. *Proceedings of the VII international Kimberlite Conference. P.H. Nixon volume .* 2000.Red Roof Design cc. Cape Town, South Africa, pp. 714-720.
40. **Schmidberger S.S.; Francis D.** Nature of the mantle roots beneath the North American craton: mantle xenolith evidence from Somerset Island kimberlites // *Lithos.* - 1999. - Vol. 48. - Iss. 1-4. - P. 195-216.
41. **Schmidberger S. S., Francis D.** Constraints on the Trace Element Composition of the Archean Mantle Root beneath Somerset Island, Arctic Canada *J. Petrology* 2001. v. 42, pp.1095-1117.

42. **Smith D.** Implications of zoned garnets for the evolution of sheared lherzolites: examples from northern Lesotho and the Colorado Plateau // *J. Geophys. Res.* - 1988. - Vol. B93. - N 5. - P. 4895-4905
43. **Smith D.** Insights into the evolution of the uppermost continental mantle from xenolith localities on and near the Colorado Plateau and regional comparisons // "*J GEOPHYS RES SOLID EARTH*". - 2000. - Vol. 105. - Iss. B7. - P.
44. **Smith D.**, 1999. Temperatures and pressures of mineral equilibration in peridotite xenoliths: Review discussion and implication. // *In Mantle Petrology: Field Observations and High Pressure Experimentation: A tribute to Francis R. (Joe) Boyd.* Eds. Fei, Y., Bertka, C. M., and 44. Mysen, B. O., Geochemical Society Special Publication N. 6, pp. 171-188
45. **Smith D., Ehrenberg S.N.** // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1984 v. 86, pp.274-285.
46. **Smith J.R.; Agee C.B.** Compressibility of molten "green glass" and crystal-liquid density crossovers in low-Ti lunar magma // *Geochim. et cosmochim. acta* - 1997. - Vol. 61. - N 10. - P. 2139-2145.
47. **Stachel T., Brey G. P., Harris J. W.** Kankan diamonds (Guinea) I: from the lithosphere down to the transition zone. // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2000, V.1401, pp. 1-15.
48. **Stachel T., Viljoen K.S., Brey G., Harris J.W.** Metasomatic processes in lherzolitic and harzburgitic domains of diamondiferous lithospheric mantle: REE in garnets from xenoliths and inclusions in diamonds. // *Earth and Planetary Science Letters.* 1998. v. 159, N 1–12.
49. **Sweeney R.J., Prozesky V., Przybylowich W.** Trace and minor element partitioning between silicate minerals and carbonatite and silicate melts at 18 kb to 46 kb. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1995., v.59, pp. 3671-3683.
50. **Tompkins L.A., Meyer S.P., Han Z., Hu S., Armstrong R., Taylor W.R.** Petrology and geochemistry of kimberlites from Shandong and Laoning provinces China. *Proceedings of the VII international Kimberlite Conference.* P.H. Nixon volume . 2000.Red Roof Design cc. Cape Town, South Africa, pp.872-887 .
51. **Van Achterbergh E., Griffin W.L., Shee S.R., Wayatyt B.A., Sharma A.L.** Natural trace element distribution coefficients for garnet clinopyroxene and orthopyroxene: variations with temperature and pressure.// *Extended Abstracts 7IKC.* 1998, Cape Town., pp. 934- 936.
52. **Wuyi Wang, Shigeho Sueno, Eiichi Takahashi, Hisayoshi Yurimoto, Tibor Gasparik.** [Enrichment processes at the base of the Archean lithospheric mantle: observations from trace element characteristics of pyrope garnet inclusions in diamonds.](#) // *Contrib Mineral Petrol* 2000, v.139 N6, pp. 720-733
53. **Wagner C., Deloule E., Mokhtari A.** Richterite-bearing peridotites and MARID-type inclusions in lavas from North Eastern Morocco: mineralogy and D/H isotopic studies. // *Contrib Mineral Petrol.* 1996. v.124 N 3/4, pp. 406-421
54. **Билибин Ю.А.** Молодой вулканизм Верхне-Амгинского района.1958. Избр. труды т.1.
55. **Геология и генезис алмазных месторождений.** 1989.// Москва. Мингео СССР. ЦНИГРИ. Т.1 с.216
56. **Горнова М.А.; Глазунов О.М.** Мантийные перидотиты и пироксениты сарамтинского массива в докембрийском гранулит-гнейсовом комплексе Шарыжалгая // *Геол. и геофиз.* - 1999. - Т. 40. - N 7. - С. 1003-1015.
57. **Доусон Дж. Б.** Кимберлиты и ксенолиты в них. /Мир.1983, 258 с.
58. **Джейкс А.; Луис Дж.; Смит К.** Кимберлиты и лампроиты Западной Австралии: Пер. с англ. / Москва.: Мир, 1989. 580 с.
59. **Корнилова В.П.** Петрография и минералогия известково-щелочных лампрофиров и эруптивных брекчий бассейна р. Чомполо // *Отеч. геол.* - 1997. - N 9. - С. 6-9
60. **Кулигин С.С.** Комплекс ксенолитов пироксенитов различных регионов Сибирской платформы. Диссертационная работа на соискание степени кандидата геолого-минералогических наук. 1997 Новосибирск . ОИГГМ СО РАН. 190 с.

- 61. Лебедев А.А.** О вещественном составе кимберлитов и кимберлитоподобных пород Алданского щита. Мат по геологии и полезным ископаемым ЯАССР, вып.96 1962.
- 62. Малков Л. В.** Геологическая Карта СССР масштаба 1:200. Серия Алданская. Лист О-51-Х. 1974. Москва.
- 63. Овчинников Ю.И.** Глубинные ксенолиты кимберлитовой трубки Обнаженная и базальтов Минусинской впадины. Диссертационная работа на соискание степени кандидата геолого-минералогических наук. 1990 Новосибирск. ОИГГМ СО РАН. 225с.
- 64. Отнюков Н.И., Родионов Н.Т., Лебедев А.А. и др.** Геология, Геоморфология и перспективы алмазоносности междуречья Амга, Чуга, Чомполо на северо- западной окраине Алданского щита. 1961. Отчет Амакинской экспедиции. 285 с.
- 65. Похиленко Н.П., Соболев Н.В., Бойд Ф.Р., Пирсон Г.Д., Шимизу Н.** Мегакристаллические пироповые перидотиты в литосфере Сибирской платформы: минералогия, геохимические особенности и проблема происхождения // Геол. и геофиз., 1993, 34, N 1, 71-84.
- 66. Саблуков С.М., Саблукова Л.И., Шавырина М.В.** Мантийные ксенолиты из кимберлитовых месторождений Зимнебережного района , Архангельская алмазоносная провинция. //Петрология. N/8T5. с.518-548.
- 67. Хелмштедт Х.; Герни Дж.Дж.** Геодинамический контроль кимберлитов - какую роль играют горячие точки и плитная тектоника. Труды Шестой международной кимберлитовой конференции, Новосибирск, 30 июля - 14 августа, 1995 // Геол. и геофиз. - 1997. - Т. 38. - N 2. - С. 461-476
- 68. Шилина Г.П., Цейтлин С.М.** О первой находке кимберлитов на Алдане. //Советская геология. - 1959. N10. с.132-136.

Очаги плавления верхней мантии в Байкальской рифтовой зоне и других районов Центральной Азии в кайнозое

Ащепков И.В.¹, Андре Л.², Травин С.В.¹, Сапрыкин А.И.¹, Герасимов П.А.¹, Хмельникова О.С.¹, Белятский Б.В.³, Посохов В.И.⁴

¹ Объединенный институт Геологии, геофизики и минералогии, Новосибирск ² Королевский музей Центральной Африки, Тервюрен, Бельгия ³ Институт Геологии Докембрия, Санкт-Петербург ⁴ Геологический Институт СО РАН, Улан-Удэ

Кайнозойский вулканизм Центральной Азии развивался близко– одновременно на огромной территории, соответствующей Монгольскому суперплюму. Они локализованы в основном на стыках конвективных ячеек и древних зон сочленения тектонических блоков. Раннекайнозойские лавы имеют геохимические черты, присущие мантии постсубдукционного типа или нижней коре. Переход к плюмовой ОВ специфике произошел на уровне ~30 млн. лет. Вулканические плато. полный цикл развития которых часто укладывается в 15 млн. лет имеют общие черты развития. Составы примитивных лав меняются от водосодержащих магнезиальных пиритов – мелалецититов- гавайитов к Mg- базанитам, ОI- щелочным базальтам и далее вновь базанитам, Ne- гавайитам. Мантийные колонны также быстро меняют свой состав и строение. На начальном этапе относительно гомогенная метасоматизированная колонна с концентрацией пироксенитов на уровне гранат- шпинелевого перехода сменяются промытой базальтами колонной с пироксенитами в верхней части мантии в период генерации лавового плато. На стадии посеэррозионных базальтов мантия слоиста за счет локализации зон просачивания вблизи отдельных промежуточных камер. Стадия шлаковых вулканов соответствует появлению вновь маловязких расплавов и гомогенизации мантийной колонны. ТР условия мантийных перидотитов отвечают в основном градиентам подъема мантийных диапиров.

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА КАЙНОЗОЙСКОГО ВУЛКАНИЗМА

Кайнозойские лавовые плато на территории Восточной Сибири образуют цепочки, которые трассируют зоны сочленения литосферных плит и окаймляют блоки микроконтинентов. На карте Азии площади позднекайнозойских вулканитов и объемы излившегося материала уменьшаются при удалении от границ сочленение Евразии и Тихоокеанской плиты (рис.1), что косвенно свидетельствует о влиянии субдукции. Нижнекайнозойские базальтовые поля 70-50 млн. лет [14], как правило, менее протяженны, маломощны и более рассеяны по площади, чем средне-~30 млн. лет [6, 16] и верхнекайнозойские –20 -0,5 млн. лет [1, 3, 6, 8, 10, 13]. Нижнекайнозойские мантийные расплавы проявляют большее разнообразие составов благодаря широкому взаимодействию с пестрой по составу литосферной мантией и нижней корой, хранивших реликты характерных субдукционных геохимических черт [6, 15, 16], и дополнительной дифференциации.

Отдельные лавовые плато, как правило, имеют изометричные очертания [8, 10, 27, 28] (рис. 2) что обязано сравнительно быстрому излиянию больших объемов лав над поднявшимся каплеобразным плюмом [29].

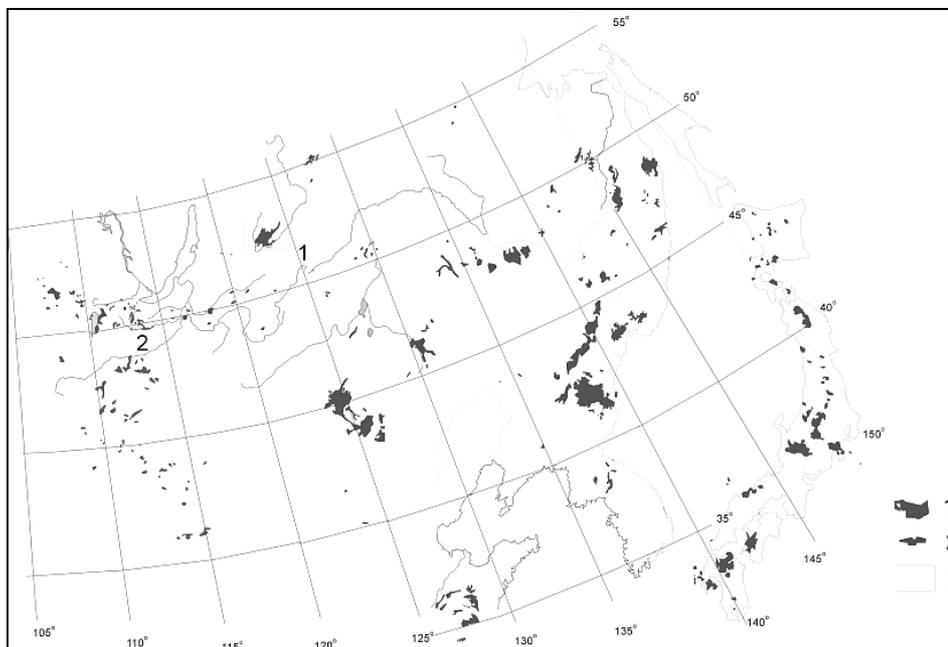


Рис. 1. Размещение верхнекайнозойских лавовых плато на территории Азии.

Уровни последней остановки и захвата мантийных включений нижнекайнозойских лав соответствуют шпинелевой фации мантии или границе Мохо. Верхнекайнозойские плюмовые ареалы более компактны. В

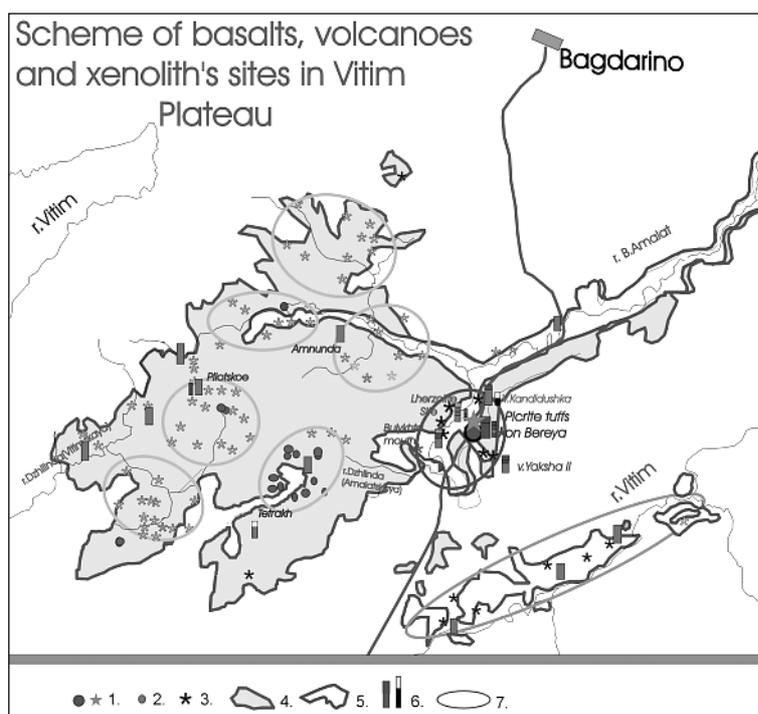


Рис. 2. Схема Витимского базальтового плато.

пределах одного лавового плато, как правило, выделяются несколько отдельных горячих пятен, где интенсивность вулканизма меняется во времени [10, 11, 28] (рис. 2). Они обладают особенностями состава, которая определяется, как геохимической спецификой мантии, возникшей на предшествующих этапах, так и эволюционными особенностями вещества поступающего из горячей струи, мигрирующей по кольцу [12, 28] или “восьмерке” [5, 11]. Кинематика раскрытия трещин в литосфере наряду с тектоническим режимом определяется давлением поднимающегося плюма.

В пределах блоков с консолидированной корой динамическое давление плюма приводит к образованию сводовых поднятий [8]. Отсутствие существенного теплоотвода и повышенная пластичность мантии определяет возможность подъема быстрых диапиров с амплитудой перемещения 10-20 км [2, 20], хранящих структуры присутствия граната высоко в шпинелевой фации мантии. В периферийных районах [2, 10] количество расплавов, излившихся на поверхность, может быть ниже благодаря быстрой потере летучих и тепла и остановке их в нижней коре.

СТАДИИ ФОРМИРОВАНИЯ И УРОВНИ МАГМОГЕНЕРАЦИИ

Последовательность проявления базальтового вулканизма в пределах базальтовых плато имеет общие тенденции. Предрифтовая стадия сопровождается формированием астеносферы в интервале 20-35 кбар (минимума на перидотитовом солидусе в присутствии летучих) за счет флюидного потока от удаленного плюмового источника, локализованного предположительно на разделе верхняя- нижняя мантия, по крайней мере ниже перехода оливина в β форму (потенциального источника воды). Воздымание астеносферы способствует растяжению литосферы и создает благоприятные условия для подъема глубинных порций магмы, которые часто изливаются на периферии сводовых поднятий по кольцевым и радиальным трещинам.

В целом рифтообразование несомненно связано с наличием обширного плюма [40] в пределах Центральной Азии подобно восточной Африке [23, 27]. В настоящее время основные порции расплава отстаиваются в глубине, вероятно на границах фазовых переходов 410 и 660 км. Постепенная дегазация расплавов и флюидные потоки, вероятнее всего, и определяют плавление в пределах минимума на перидотитовом солидусе [2] и наличие астеносферного выступа [8-10, 26]. Лавовые плато формируются в основном на стыках конвективных ячеек и в проницаемых зонах. Синхронность процессов возникновения и эволюции лавовых плато, по крайней мере в пределах Байкальского рифта, предполагает регулирование силами планетарного масштаба. В целом периодичность вулканизма отвечает циклам

15 -30 млн. лет [5, 6, 14] причем цикл для плато обычно составляет 15 млн. лет.

На начальной стадии формирования лавовых плато появляются водосодержащие расплавы с повышенным К/Na отношением типа пикрит-базальтов, мелалейцититов и мелагавайитов, область генерации которых отвечает давлению 35- 45 кбар (рис. 3.а) [2, 18, 24]. Внедрение начальных богатых водой порций плюмового расплава приводит к возникновению зон метасоматоза на разных уровнях вблизи промежуточных магматических камер, образованию анатектических пироксенитов, часто по метасоматитам и разветвленной разнородной жильной системы [9, 18-21, 30]. Формирование базанитов основания лавового плато (16-12 млн. лет) происходит на глубинах 35-25 кбар, когда поступает основная порция плюмового расплава [18]. Его миграция приводит к переплавлению пироксенитов из верхних частей мантийных диапиров с образованием щелочных базальтоидов (9-6 млн. лет), слагающих основную часть лавового плато. Постэрозионные плиоценовые базаниты (5-2 млн. лет) изливались с глубин раздела гранатовой- шпинелевой фации мантии, а щелочные базальты имели промежуточные камеры. Плейстоценовые 1,5-0,8 млн. лет очаги локализованы чуть глубже (20-27 кбар).

ТР траектории для базальтов рассчитанные по [16] обнаруживают две ветви – более низкотемпературную для водосодержащих магм и высокотемпературную для безводных. Причем первая в точности соответствует ТР градиентам, полученным по томографическим моделям для горячих областей вулканических плато [38]. Холодные области соответствуют геотермам лерцолитовой мантии (рис. 3б).

ТЕРМИЧЕСКИЙ РЕЖИМ ПЕРИДОТИТОВОЙ МАНТИИ ПОД ВУЛКАНИЧЕСКИМИ ПЛАТО И СТРОЕНИЕ МАНТИЙНЫХ РАЗРЕЗОВ

Тепловой режим лерцолитовой мантии предрифтовой постэрозионной стадий существенно различается. Пологая геотерма среднего миоцена, характерная для метасоматитов сменяется геотермой близкой к SEA (Восточно-Австралийской) [35] в плейстоценовое время. Причем каждый вулкан выносит ксенолиты группирующиеся в индивидуальные ТР области на диаграмме [19] (рис. 3а). Ортопироксеновая термобарометрия обнаруживает сложное строение мантийных колонн и ТР траектории, образованные при подъеме локальных диапиров, внедрении и просачивании мантийных расплавов (рис. 4).

Пироксениты черной группы образуют высокотемпературную ветвь, промежуточную между базальтами и наиболее высокотемпературными лерцолитами, лишь часть лерцолитов с деформационной структурой близка к ним. Гибридные пироксениты имеют промежуточные параметры. Fe-Cr пироксениты немного более разогреты, чем обычные анатектиты, которые

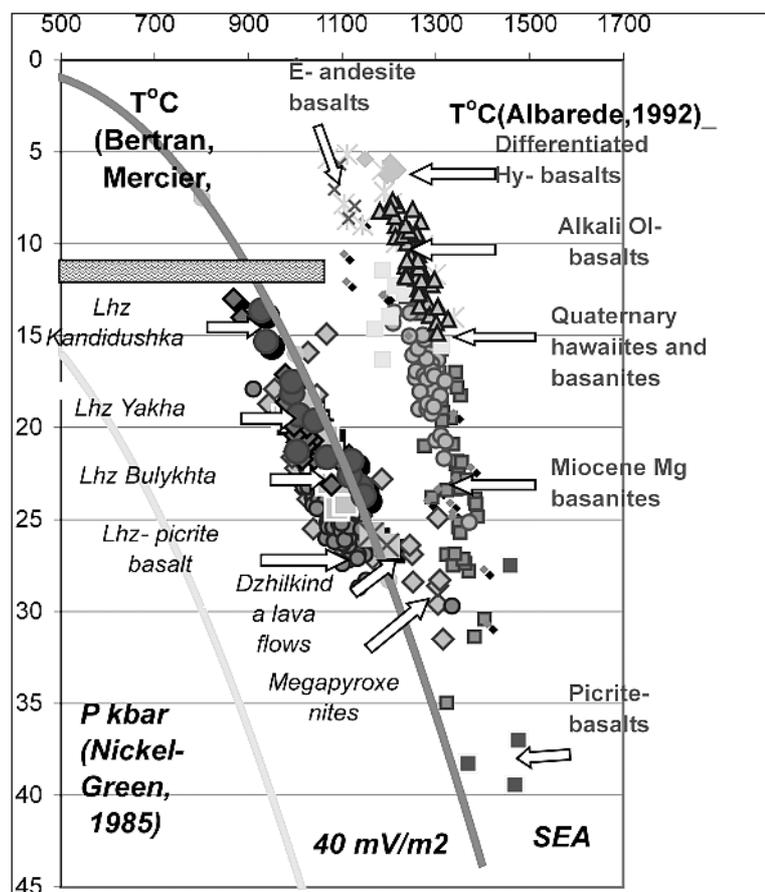


Рис. 3. Термобарометрические условия образования базальтов и ксенолитов (а) Витимского плато и (б) Хамар Дабана и Джиды.

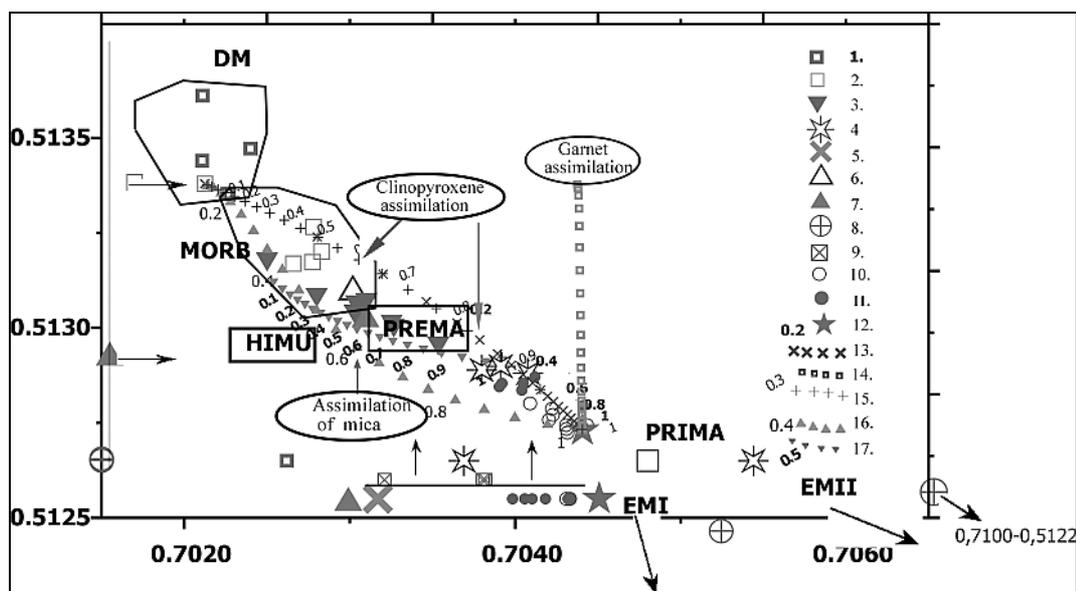


Рис. 4. Результаты определений TP условий образования ксенолитов Витимского плато для разных этапов развития вулканического плато.

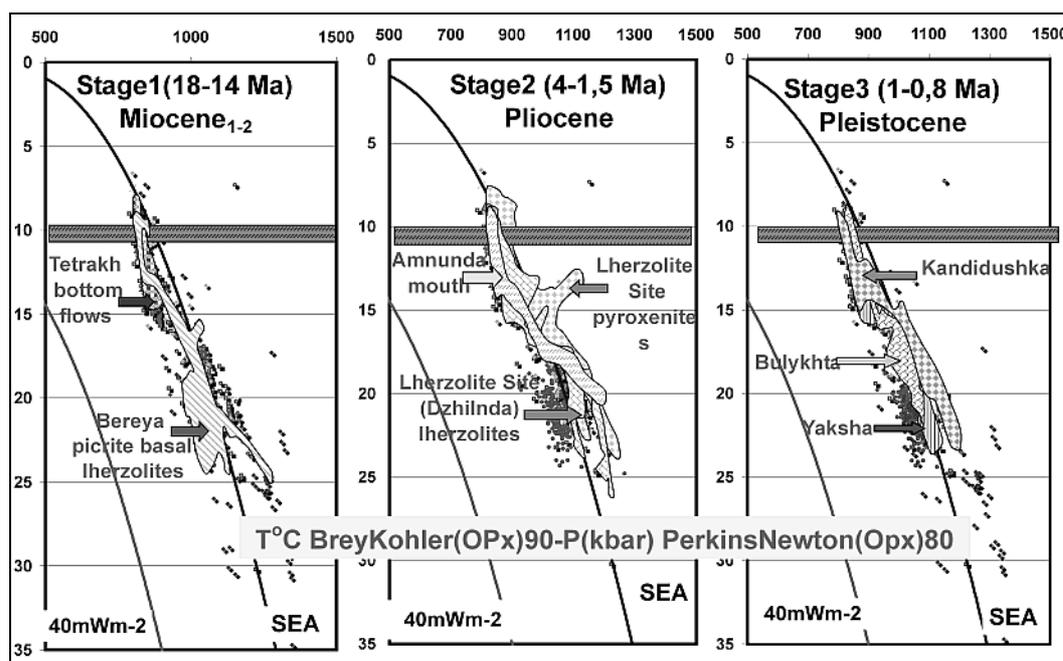


Рис. 5. Изотопная диаграмма Sr-Nd для минералов из глубинных включений Витимского плоскогорья.

Ксенолиты пикрит- базальтов: 1- гранатые лерцолиты, 2- шпинелевые лерцолиты [7]; 3-лерцолиты с водосодержащими и Cr– диоксидовыми прожилками, 4- черные гранатые мегакриксениты, 5 – высокотемпературные зеленые вебстериты, 6 – гибридный серый вебстерит, 7 - Cr- диоксидовые жилы [30], 8 –плагиоклазовые вебстериты- коровые кумулаты; 9 - ксенолиты шпинелевых лерцолитов из четвертичных вулканитов. Базальты: 10 - миоценовые базальты; 11 - четвертичные базаниты и гавайиты; 12 – пикрит-базальты [34]. Линии смешения, соединяют составы ассимилянта и расплава: – 13- простое бинарное смешение расплава, материнского для мегакристаллов (отвечает составу клинопироксена) и клинопироксена ассимилированного из лерцолита 314-58, цифры- доля расплава; 14 – AFC – ассимиляция граната из лерцолита 313-110 и кристаллизация пироксена ($R=0.5$ отношение ассимилянта к расплаву), 15 –то же с ассимиляцией клинопироксена, 16 – то же с ассимиляцией флогопита. 17.-то же, но флогопит из гранатового лерцолита с амфибол – флогопитовыми прожилками.

близки к лерцолитам по РТ условиям. Малоглубинные кумулаты соответствуют более холодной геотерме благодаря теплообмену с корой. Строение мантийных колонн на каждом этапе вулканизма различается. На Витимском плато на 1–стадии (рис. 5а) выделяются три уровня внедрения расплава и сопутствующего метасоматоза, которые соответствуют ТР максимумам для мегакристаллов и пироксенитов: керсутит–ильменит–ортопироксерновый, керсутит- флогопитового в гранатых и существенно керсутитовых в шпинелевых перидотитах; рассеянный флогопитовый метасоматоз присущ гранатовой фации и пагасит- флогопитовый шпинелевой. Анатектические Cr-пироксениты делятся на группы: HT° Fe-лерцолитов, и гранатых и Gr Sp Cr- вебстеритов. Лерцолиты образуют непрерывный ТР разрез с закономерными структурными и модальными и вариациями гранатых до шпинелевых лерцолитов. На начальной стадии (2) формирования лавового плато характерны малоглубинные ксенолиты Al лерцолиты и высокотемпературные вебстериты гибридного типа. Базальты

завершающей (3) стадии формирования лавового плато также выносят Al-лерцолиты, но появляются и примитивные разности низов шпинелевой фации. Стадия (4) (рис. 5б) формирования долинных базальтов характеризуется явно выраженной расслоенностью мантийной колонны. Две линзы псевдогранатовых лерцолитов отделены от следующего горизонта псевдогранатовыми Sr-вебстеритами. Следующий горизонт содержит Sr диопсидовые пироксениты, как магматического, так и субсолибусного облика с разнообразным спектром составов. Лерцолиты также образуют ветви Fe-, Al-, а также истощенного и нормального типа. Третий уровень содержит разнообразные кумулаты базальтовых расплавов среди обогащенных пироксенами лерцолитов. В плейстоценовое время (рис. 5в) нижняя часть опробуемой мантийной колонны представлена Fe- лерцолитами, выше локализованы-Sr и HT Sr лерцолиты с постепенным переходом к келифитовым и безгранатовым разностям. Верхняя часть представлена Sr истощенными и примитивными лерцолитами. Строение разрезов сходно на протяжении ~20 км в пределах группы близких по составу и возрасту вулканитов (рис. 2). Однако в участках наиболее интенсивного вулканизма больше пироксенитов и разрезы усложняются.

ИЗОТОПИЯ Sr-Nd ДЛЯ БАЗАЛЬТОВ И ПЕРИДОТИТОВ

Лерцолитовая мантийная колонна данного этапа вулканизма Витимского плато изотопно стратифицирована. Типичные гранатовые лерцолиты по данным [6] отвечают изотопии DM типа, тогда как шпинелевые лерцолиты ближе MORB мантии. Данные об изотопии перидотитовых ксенолитов четвертичных базальтов для высокотемпературных шпинелевых (апогранатовых лерцолитов) дают существенно более высокие значения Sr^{87}/Sr^{86} отношения, приближающиеся к щелочно- базальтовым, и несколько более низкие (EMORB) для крупнозернистых низкотемпературных шпинелевых лерцолитов.

Лерцолиты, содержащие, амфиболовые и флогопитовые жилки, образуют дугообразный тренд между наиболее контаминированными базальтоидами (или расплавами, сформировавшими мегакристаллы) и гранатовыми лерцолитами, типичный для линий смешения. Кривизна линий зависит от содержаний Sr и Nd в контаминанте и базальте, если отношение $Sr/Nd > 1$ на изотопной диаграмме наблюдаются вогнутые линии с отклонением в сторону снижения Sr и наоборот. Прямые линии означают смешения (родственных) расплавов .

Изотопные характеристики, черных гранатовых пироксенитов отвечают менее обогащенному источнику, чем базальты [34], явно за счет контаминации расплавов их сформировавших, перидотитовым материалом. Отдельные минеральные фракции из одного и того же образца обнаруживают дисперсию состава, в основном по Sr, вероятно, за счет микровключений минералов (слюды) или, что более вероятно, флюидных

включений, которые содержат много редких земель и Sr на стенках вакуолей. «Контаминированный», менее обогащенный характер черных мегакристаллов клинопироксена, характерен многих других местонахождений глубинных включений, для которых наблюдается смещение от составов базальтов, или по Sr с уменьшением радиогенной компоненты, или увеличения по Nd, как для витимских мегапироксенитов. Две дискретных группы высокотемпературных хромистых вебстеритов, которые еще более геохимически неоднородны, отличаются от черных пироксенитов низкими La/Yb_n и Gd/Yb_n отношениями, что свидетельствует о контаминации (для моделей смешения) или низкой концентрации граната в источнике (для моделей плавления). Sr изотопия одного из них близка к типичным зеленым Sr-диопсидовым пироксенитам. На $\epsilon Sr-\delta Nd$ диаграмме составы пироксенов из гранат-содержащих мегапироксенитов лежат в пределах мантийной последовательности, близко к составам лерцолитов с метасоматическими прожилками, чуть выше по оси Nd.

Судя по полному изменению изотопных характеристик перидотитов мантия к четвертичному этапу была полностью промыта расплавами.

СПОСОБЫ ПРОДВИЖЕНИЯ РАСПЛАВОВ

Редкость высокотемпературных магнезиальных ксенолитов и присутствие Fe-лерцолитов с температурами $\sim 1250 - 1300^\circ C$ предполагает, что базальтовые расплавы продвигаются в основном по обособленным каналам, однако на начальной и конечной стадиях развития вулканизма в пределах лавового плато при повышенном содержании воды и низкой вязкости, миграция происходит непосредственно через перидотиты в интервале 27-17 кбар. Огромное количество летучих на всех стадиях плюмового вулканизма способствует плавлению перидотитовой колонны. Миграция межзерновых расплавов непрерывна на стадии формирования лавового плато и приводит к гомогенизации области просачивания с обогащением верхних частей мантийных диапиров, образовавшихся за счет анатексиса и нагрева при внедрении глубинных магм. В начальный и особенно заключительные периоды области фильтрации расплавов локализуются в основном вблизи промежуточных магматических камер. В целом, судя по высоким температурам $> 1400^\circ C$ расплавы в верхнюю часть верхней мантии поступают пульсационно, поднимаясь ступенями. Лишь на отдельных интервалах они просачиваются непосредственно сквозь перидотиты, чаще переплавляя пироксениты и метасоматиты.

ГЕОХИМИЯ РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ ДЛЯ ПЕРИДОТИТОВ И ПИРОКСЕНИТОВ

Геохимические характеристики пироксенитов черной группы близки к излившимся щелочным базальтам, однако отличаются более

фракционированным характерам редких элементов [18, 21]. Расчеты показывают, что начиная от наиболее примитивных гранатовых мегапироксенитов до ильменитсодержащих разностей степень фракционирования составляет ~45% [20-22]. Гибридные высокотемпературные пироксениты имеют уплощенные спектры за счет растворения лерцолитовых минералов, низкотемпературные обнаруживают крутые наклоны крыльев REE спектра при высокой доли граната в твердом остатке и зеркальные TREE спектры за счет растворения стенок каналов. Для Cr-диоксидовых жил характерны HFSE максимумы, благодаря плавлению метасоматитов [21, 27] и нестабильный наклон LREE – HREE, благодаря варьирующему модальному составу плавящейся ассоциации. Лерцолитовые TRE спектры на первой стадии достаточно типичны для гранатовых и шпинелевых перидотитов [31, 32], редко обнаруживая хромотографические минимумы в легкой части REE спектров. И лишь на стадии долинных базальтов появляются спектры сложной конфигурации за счет взаимодействия с базальтовыми расплавами и эффектов просачивания.

Редкоэлементные характеристики лерцолитовых клинопироксенов имеют примитивные спектры, типичные для гранатовой и шпинелевой фации на начальной стадии. На стадии формирования лавовых плато – плоские обогащенные спектры шпинелевой фации. На стадии долинных базальтов – гибридные, в разной степени обогащенные спектры шпинелевой фации (реже гибридные) с хромотографическими признаками просачивания. На завершающей стадии – обогащенные спектры гранатовой фации или гранат – шпинелевые даже для перидотитов, где гранат отсутствует, что подразумевает просачивание глубинных расплавов.

Базальты раннекайнозойские имеют серьезные минимумы высокозарядных элементов среднекайнозойские уже признаки OIB – плавление примитивных лерцолитов в модальных пропорциях.

Позднекайнозойские лавовые плато имеют OIB характеристики на начальных и конечных этапах иногда с признаками плавления метасоматитов (повышенные концентрации HFSE) На промежуточных стадиях чувствуются признаки плавления шпинелевых лерцолитов и пироксенитов- что определяет более пологие крылья спектров.

ЭВОЛЮЦИЯ РЕЛЬЕФА

Начальная предрифтовая до-вулканическая стадия развития лавовых плато сопровождалась формированием пологих поднятий и впадин [1, 8, 10-12]. Интенсивное поднятие (до 1-2 км и более) на начальных стадиях вулканизма за счет динамической поддержки плюма сопровождается врезанием рельефа. На завершающей стадии образования лавовых плато вследствие излияния базальтов опустошение магматических резервуаров приводит к обрушению сводовой структуры и формированию пост-эрозионных долинных базальтов и затем шлаковых конусов.

МОДЕЛИ

В целом механизм образования фракционирования и эволюции плюмовых базальтовых магм несколько отличается от распространенного в геофизических моделях декомпрессионного плавления [39]. Расплавы из глубин приходят большими каплями, предварительно концентрируясь вблизи плотностных и фазовых границ глубоко в мантии. Волна флюидного потока значительно опережает появление основных масс расплава. Непосредственно перед внедрением рассеянный флюидный поток формирует пакеты плавления [37], которые затем ассимилируются поднимающейся базальтовой магмой. Пришедшие порции базальтовых магм на разных этапах эволюционируют по разной схеме. Для головы плюма более характерно плавление метасоматитов и накопление доли пакетов плавления. Для основной “капли” плюмовой магмы преобладает реакционное взаимодействие с лерцолитами, а затем ассимиляция разнообразных, главным образом анатектических, пироксенитов и, вероятно, межзерновых расплавов из окружающих перидотитов за счет снижения давления при разгрузке магматической системы. Для конечной стадии – “хвоста плюма”, по-видимому, процессы дифференциации типа AFC [25] регулируют соответствие базальтовой магмы TP параметрам.

Инициация плюмового магматизма в Кайнозой на обширной территории Азии могла быть сопряжена с субдукционными процессами как на Тихоокеанской окраине так и в зоне сочленения Индийской и Евроазиатской плит. Субдуцируемые пластины могли возбуждать верхнюю (и нижнюю) мантию, а разгрузка тектонических напряжений играть роль спускового крючка для базальтового магматизма.

Работа проведена при финансовой поддержке РФФИ (гранты №№ 94-05-17103 и 99-05-65688)

ЛИТЕРАТУРА

1. **Ащепков И.В.** Глубинные ксенолиты Байкальского рифта. //Новосибирск, 1991, 160 с.
2. **Ащепков И.В., Андре Л.** Дифференциация мантийных расплавов на примере пироксенитовых ксенолитов пикробазальтов Витимского плато. // Геология и геофизика. 2002 (в печати).
3. **Грачев А.Ф.** Хамар-Дабан – горячая точка Байкальского рифта по данным химической геодинамики. // Физика Земли. 1998. т. 3 Стр. 3-28.
4. **Добрецов Н.Л., Ащепков И.В. Жмодик С.М., Симонов В.А.** Взаимодействие пород верхней мантии с расплавами и флюидами: автордиография и термобарогеохимия мантийных включений из Байкальской рифтовой зоны. //Геология и геофизика. 1992. т. 31, N12, с.3-33

5. **Добрецов Н.Л., Кирдящкин А.Г.** Глубинная геодинамика. /Новосибирск. Издательство СО РАН НИЦ ОИГГиМ - 1994. – 299 с.
6. **Иванов В.Г.; Ярмолюк В.В.; Антипин В.С.; Горегляд А.В.; Воронцов А.А.; Байкин Д.Н.; Никифоров А.В.** Внутриконтинентальный магматизм как индикатор процессов образования Байкальской рифтовой зоны // Геол. и геофиз. - 2000. - Т. 41. - N 4. - С. 557-563.
7. **Ионов Д.А., Ягуц Е. 1988.** Sr и Nd изотопные составы минералов из перидотитовых гранатовых и шпинелевых ксенолитов Витимского плоскогорья: первые данные для мантийных включений СССР. //Докл. АН СССР ,т. 301, с.232-236.
8. **Киселев А.И., Медведев М.Е., Головкин Г.А.** Вулканизм байкальской рифтовой зоны и проблемы глубинного магмаобразования. /Новосибирск Наука, 1979 197 с.
9. **Меляховецкий А.А., Ащепков И.В., Добрецов Н.Л.** 1985. Амфибол- и флогопитодержащие мантийные ксенолиты и родственные включения Бартойских вулканов (Байкальская рифтовая зона). //Доклады АН СССР, т.286, N5, с1215-1219.
10. **Рассказов С.В.** Базальтоды Удокана. 1985 /Новосибирск. Наука. 142 с.
11. **Рассказов С.В.; Иванов А.В.; Брандт И.С.; Брандт С.Б.** Миграция позднекайнозойского вулканизма удоканского поля в структурах байкальской и олекмо-становой системы // Докл. РАН - 1998. - Т. 360. - N 3. - С. 378-382
12. **Рассказов С.В., Иванов А.В., Брандт И.С., Брандт С.Б., Ломыга В.П.** 1996. Развитие магматизма при ослаблении рифтогенеза. Результаты детального изучения позднекайнозойского Бериинского вулканического ареала на Витимском плоскогорье//Земная ко-ра.Иркутск. Сс. 56-58.
13. **Ступак Ф.М.** 1987. Кайнозойский вулканизм хр. Удокан. /Новосибирск. Наука.169 с.
14. **Ярмолюк В.В.; Коваленко В.И.** Позднемезозойский-кайнозойский внутриплитный магматизм Центральной и Восточной Азии (Природа, динамика развития, вулканическая опасность) // Геол. и геофиз. - 1995. - Vol. 36. - N 8. - P. 132-141.
15. **Ярмолюк В.В.; Коваленко В.И.** Геохимические и изотопные параметры аномальной мантии Северной Азии в позднем палеозое - раннем мезозое: Данные изучения внутриплитного базитового магматизма // Докл. РАН - 2000. - Т. 375. - С. 525-530
16. **Ярмолюк В.В.; Коваленко В.И.; Иванов В.Г.** Внутриплитная позднемезозойская-кайнозойская вулканическая провинция Центральной - Восточной Азии - проекция горячего поля мантии // Геотектоника - 1995. - N 5. - P. 41-67.
17. **Albarede F.** How deep do common basaltic magmas from and differentiate. //Journal of Geophysic Research..1996.. v.97, pp. 10997-11009.

18. **Ashchepkov I.V.** Origin Conditions For Vitim Basalts. Abstracts. //The 22nd General Assembly of the 1999 International Union of Geodesy and Geophysics. 1999. Abstracts Book. P.224.
19. **Ashchepkov I.V., Andre L., Malkovets V.G., Litasov Yu.D., Travin A.V.** The Stages of the Melt Percolation in the Mantle Beneath Vitim (TransBaikal). // Journal of Conference Abstract. 1999. V4, N1, P. 362
20. **Ashchepkov I.V. Andre L.** Cr-Diopside Veins in Vitim Mantle. Origin and evolution. // Journal of Conference Abstract. 1999. V4, N1, pp.358-359
21. **Ashchepkov I.V., Andre L.** Vein system beneath Vitim plateau: mechanism of fractionation and relationships with basaltic magmatism. // J. Conf. Abstr. 1996. v.1, pp. 25-27.
22. **Ashchepkov I.V., Andre L., Malkovets V.G., Litasov K.D.** Stratification of upper mantle columns beneath Vitim plateau in Miocene, and Quaternary. // 6th Int. kimberlite conf. Novosibirsk aug. 1995, pp.20-22
23. **Davies, G.** A channelled plume under Africa // "Nature". 1998.- Vol. 395. pp. 743-744.
24. **Esin S.V., Ashchepkov I.V., Ponamarchuk V.A., Yamamoto M., Travin A.V., Kiselyeva V.Y.** Petrogenesis of alkaline basaltoids from the Vitim plateau: Baikal fort zone. / Preprint, UIGGM SB RAS. 1995. United Institute of Geology, Geophysics and Mineralogy, Novosibirsk 58 p.
25. **DePaolo D.** Trace elements and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallization. //Earth. Plan. Sci. Lett.1981. v.53, pp.198-202.
26. **Dobretsov, N.L., Ashchepkov, I.V.** Melt migration and depletion - regeneration processes in upper mantle of continental and ocean rift zones. / In: Ophiolite Genesis and Evolution of oceanic Lithosphere. 1991. T. Peters et al (Eds.) pp. 125-147
27. **Ebinger, C.J.; Sleep, N.H.** Cenozoic magmatism throughout east Africa resulting from **impact of a single plume** // "Nature".- 1998.- Vol. 395. pp.456-460.
28. **Flower M.F.J., Tanaki K., Hoang N.** Mantle extrusion: a model for dispersed volcanism and DUPAL like asthenosphere in east Asia and the western Pacific. /Mantle dynamics and plate interactions in East Asia. Ed. M.F.J. Flower. 1998. AGU. Washington. 67-88.
29. **Humphreys E. D., Dueker K.G, Schutt D.L., Smith R.B.** Beneath Yellowstone: Evaluating Plume and Nonplume Models Using Teleseismic Images of the Upper Mantle. GSA Today. 2000. V.10:12/3. pp.1-7.
30. **Ionov D.A., Hofmann A.W.** Nb-Ta- rich mantle amphiboles and micas: implication for subduction related trace element fractionation. //Earth Planet Sci Lett. 1995., v.131 c. 341-356.
31. **Ionov D.A., Ashchepkov I.V., Stosch H.-G., Witt-Eickschen G., Seck H.A.** Garnet peridotite xenoliths from the Vitim volcanic field, Baikal region: the

- nature of the garnet-spinel peridotite transition zone in the continental mantle // J. Petrol., 1993, V. 34, N 6, pp. 95-108,
32. **Ionov D.A., O'Reilly S.Y., Ashchepkov I.V.** Feldspar-bearing lherzolite xenoliths in alkali basalts from Hamar-Daban, Southern Baikal region, Russia. Contrib. Mineral. Petrol., 1995. v.122, N1/2 . pp. 174-190
 33. **Jagoutz E., Palme H., Baddenhausen H et al.** The abundance of major minor and trace elements in the earth's mantle as derived from primitive ultramafic nodules. // Proc.Lunar. Planet. Sci.Conf. 1979. p.2031-2050.
 34. **Litasov Yu.D.** Petrology of the mantle derived xenoliths in alkaline basalts from the Vitim plateau, Trans-Baikal and approach to the models for primitive mantle and mantle metasomatism. /Ph. Dr. Theses. 1996. Hokkaido . 200 p.
 35. **O'Reilly S.Y., Griffin W.L.** A xenolith derived geotherm for southeastern Australia and it's geological implications. // Tectonophysics. 1985. v. 111, pp. 41-63.
 36. **Perkins D , Newton R.C.** The composition of the coexisting pyroxenes and garnet in the system CaO-MgO-Al₂O₃- SiO₂ at 90-1100oC and high pressures. // Contrib. Mineral. Petrol., 1980 . v.75, pp. 291-300.
 37. **Sen G., Macfarlane A., Srimal N.** Significance of rare hydrous melts in Hawaiian xenoliths. // Contrib. Miner. Petrol. 1996. V.122. Pp. 415- 427.
 38. **Sobolev S.V., Zeyen H., Stoll G., Werling F., Alherr R., Fuchs K.** Upper mantle temperatures from teleseismic tomography of French Massif Central including effects of composition, mineral reactions, anharmonicity, anelasticity and partial melt //Earth. Plan. Sci. Lett. 1996. v.139, pp.147-163.
 39. **White R.S., McKenzie D.M.** Mantle plume and flood basalts. //J. Geophys. Res. 1995. V.100. pp. 17543- 17585.
 40. **Windley B.F., Alen M.B.** Mongolian plateau: evidence for a late Cenozoic mantle under central Asia.// Geology, , 1993. v.21, pp.295-298.
 41. **Zonenshain L.P., Kuzmin M.I., Bocharova N.Yu.** Hot field tectonics.// Tectonophysics. 1991. v.199, p. 165-192.

Проблемы образования докембрийской литосферной мантии - геохимический анализ зернистых перидотитов из кимберлитов Сибирской платформы

Горнова М.А.¹, Соловьёва Л.В.², Глазунов О.М.¹, Белозёрова О.Ю.¹

¹ Институт геохимии им. А. П. Виноградова СО РАН, Иркутск

² Институт земной коры СО РАН, Иркутск

Валовые пробы сравнительно свежих зернистых шпинелевых и гранатовых лерцолитов из кимберлитовых трубок Удачная и Обнаженная исследованы на широкий спектр редких элементов методом ICP-MS. Среди ксенолитов большая часть представлена перидотитами обычного типа, обедненными в модальном составе клинопироксеном и гранатом. Два гранатовых лерцолита с высоким содержанием Gnt и Crx являются кумулятивными. Сопоставление кривых распределения редких элементов, расположенных по степени совместимости, в лерцолитах и кимберлитах, показало, что ксенолиты обогащены наиболее несовместимыми элементами до Gd. По уровню накопления и форме кривых HREE реставрировались параметры плавления при образовании зернистых перидотитов. Соответствие петрохимических составов образцов этим условиям плавления проверялось сопоставлением с рассчитанными по экспериментам [Walter, 1999] петрохимическими составами реститов. Выделены три группы реститов и показано, что они могли образоваться при фракционном полибарическом плавлении в широких диапазонах давлений и степеней плавления. При этом комплементарными к ним могут быть коматииты разных типов и базальты. Реститы, вероятно, испытывали в дальнейшем вертикальные перемещения, сопровождавшиеся субсолидусными преобразованиями.

ВВЕДЕНИЕ

В отличие от более молодой континентальной литосферы, геохимические особенности докембрийской литосферной мантии кратонов почти не исследованы [Mc Donough, 1990]. Содержания редких элементов приводятся, в основном, для минералов, главным образом, граната и клинопироксена [Shmizu et al., 1997].

Более достаточны изотопно-геохимические данные, основанные на исследовании глубинных ксенолитов из кимберлитов Южной Африки и Сибири [Walker et al., 1989; Pearson et al., 1995a, b, c]. Вместе с тем, анализ содержаний редких элементов и их относительной распространённости в валовых пробах пород, представляющих литосферную мантию кратонов, может внести существенный вклад в модели, описывающие её происхождение. Со своей стороны, мантийная литосфера кратонов определяет геохимический и изотопно-геохимический характер таких внутриплитных калиевых магм, как лампроиты и кимберлиты [Flaser et al., 1985].

Пробел в геохимических данных в породах связан с тем обстоятельством, что материал глубинных ксенолитов в кимберлитах претерпевает существенные изменения при подъёме к поверхности и на

посттрубочном этапе. Кроме того, в веществе глубинных ксенолитов из кимберлитов установлены многочисленные следы разноэтапного мантийного метасоматизма, безусловно, смещающего первичные соотношения редких элементов, унаследованных от протолита [Kramers et al., 1983; Hawkesworth et al., 1990; Solovjeva et al., 1997].

В настоящей работе показаны результаты исследований петрохимии и геохимии несовместимых редких элементов в относительно слабо изменённых ксенолитах шпинелевых и гранатовых лерцолитов трубок Удачная и Обнажённая, расположенных в разных частях Сибирской платформы и относимых к различным террейнам [Розен и др., 2000]. Трубка Удачная находится в Далдынском кимберлитовом поле [Харькив и др., 1998], расположенном в центральной части платформы. Возраст её внедрения датирован методом SHRIMP как среднедевонский, примерно в 360 ма [Kinny et al., 1997]. Трубка Обнажённая входит в состав Куойского поля, расположенного на западном фланге Оленёкского тектонического блока, который, в свою очередь, находится на северо-востоке Сибирской платформы. На широкий круг редких элементов были проанализированы зернистые шпинелевые и гранатовые лерцолиты и две пробы кимберлитов. Все лерцолиты, за исключением двух, относятся к зернистым перидотитам обычного типа, обеднённым в модалльном минеральном составе гранатом и клинопироксеном, а в валовом химизме главными базальтоидными компонентами [Dawson, 1980; Boyd, 1989; Boyd et al., 1997]. Именно эти породы принято рассматривать в качестве остатка от плавления коматиитовых расплавов [Boyd, 1989; Canil, 1992; Walter, 1998].

Два образца – гранатовый лерцолит 555/80 из Удачной и гранатовый лерцолит 74-831 из Обнажённой – представляют тип пород, обогащённых гранатом и клинопироксеном. Первый из них относится к кумулятивной серии гранатовых клинопироксенитов – оливиновых вебстеритов – лерцолитов, внедрение которой в литосферную мантию произошло, вероятно, позднее этапа метаморфизма [Соловьёва и др., 1994]. Гранатовый лерцолит 74-831 из Обнажённой является членом дифференцированной пироксенит-вебстерит-лерцолитовой серии, которая, судя по структурно-петрографическим особенностям, прошла общую стадию метаморфической перестройки с зернистыми перидотитами обычного типа [Соловьёва и др., 1994]. В отличие от литосферной мантии в районе трубки Удачная, где распространённость метаморфических пироксенит-вебстеритовых пород незначительна, в трубках Куойского поля распространённость пород сложных пироксенитовых серий преобладает над обычными зернистыми перидотитами.

В этой статье тестируется реститовая модель, которая предыдущими исследователями была разработана для петрогенных элементов. REE, как известно [Johnson, 1990], являются очень чувствительными и надёжными индикаторами процессов плавления. Полученные новые данные по редким

элементам для тринадцати образцов зернистых перидотитов из кимберлитовых трубок (Обнаженная и Удачная) Сибирской платформы и проведенное по REE моделирование процессов плавления в ПМ позволили вернуться к рассмотрению этой модели.

ОТБОР ПРОБ, МЕТОДЫ АНАЛИЗА

Материал из центральных участков ксенолитов откалывался молотком на стальной наковальне, разбивался на кусочки размером 1-5 мм и отбирался под биноклем от корочек кимберлита и от изменений по трещинкам. Вес отобранного материала составлял 5-15 г. Отобранный материал додрабывался до 1 мм и приблизительно половина отквартовывалась для подсчёта минералов и отбора мономинеральных фракций. Одна отквартованная часть промывалась кварц-дистиллированной водой и после высушивания истиралась вручную в агатовой ступке под колпаком в чистом этиловом спирте.

Подсчёт модального состава производился по количеству зёрен в двух фракциях второй отквартовки: 1-0.5 мм и 0.5-0.3 мм. Во фракции 1-0.5 мм подсчитывалось от 2000 до 3500 зёрен, во фракции 0.5-0.3 мм – от 300 до 600 зёрен для каждого образца. В качестве модального бралось среднее из двух подсчётов.

Образцы кимберлитов разбивались молотком на стальной наковальне до фракции 1-5 мм. Под биноклем отбирались свежие кусочки без выветрелых корочек, включений ксенолитов и обломков известняков, а также без ксенокристов оливина, граната, ильменита >1 мм и растирался в агатовой ступке под колпаком в чистом этиловом спирте.

Анализы минералов выполнены в Институте геохимии СО РАН (Superprobe-733). Анализы редких элементов в валовых пробах выполнены по стандартной методике на ICP-MS в Институте геохимии СО РАН, г. Иркутск.

ПЕТРОГРАФИЯ ПОРОД

Ниже даётся петрографическое описание шпинелевых и гранатовых лерцолитов обычного типа из трубок Удачная и Обнажённая. Детальное описание обогащённых гранатовых лерцолитов кумулятивного типа из Удачной и гранатовых лерцолитов из сложной пироксенит – вебстерит – лерцолитовой серии из Обнажённой можно найти в работе Соловьёвой и др. (1994).

Шпинелевые лерцолиты

Породы имеют гранобластовую структуру с нечёткой директивной текстурой. Рисунок породы состоит из каркаса крупных зёрен оливина (3-8

мм, реже до 10-12 мм) и ортопироксена (3-5 мм, отдельные сильно деформированные реликтовые мегакристаллы до 15 - 25 мм). Мелкие (0.5-3 мм, реже до 5 мм) неправильные зёрна шпинели и клинопироксена зажаты в межзерновых промежутках между оливином и ортопироксеном. Заметная директивность текстуры определяется удлинениями кристаллов оливина, ортопироксена и интерстиций. Шпинель и клинопироксен обогащают участки породы вблизи реликтовых крупных кристаллов ортопироксена и нередко зёрна шпинели вытянуты в цепочки по сланцеватости. Шпинель образует симплектитовые прорастания с клинопироксеном, реже с ортопироксеном и оливином или своеобразную пропитку из тончайших пленок (<0.1 мм) по границам зёрен. Модальный минеральный состав в четырёх изученных шпинелевых лерцолитах из трубки Удачная варьирует в следующих пределах: 0.5-1.5 % Sp; 0.5-3 % Crx; 19-53 % Orx; 45-80 % Ol.

Гранатовые лерцолиты

Породы имеют характерную гранобластовую структуру и заметно выраженную ориентировку минералов. В межзерновых выполнениях между субидiomорфными кристаллами оливина (3-8 мм, до 10 мм) и более ксеноморфного ортопироксена (3-5 мм, а также редкие деформированные кристаллы до 10-25 мм) находятся мелкие зёрна граната и клинопироксена. Гранат нередко как бы цементирует ортопироксен и оливин в виде извилистых выделений, а также образует цепочки мелких округлых зёрен по сближенной системе косых трещин и по спайности в крупных реликтовых зёрнах ортопироксена. В последних иногда отмечаются очень редкие пластинчатые вроски клинопироксена (<0.05 мм). Тончайшие (<10-15 мк) параллельные ламелли клинопироксена в ортопироксене и, наоборот, выявляются на микрозонде. Вариации главных минералов в исследованных образцах из трубки Удачная: 2-19 % Gnt; 0,3-8 % Crx; 20-29 % Orx; 52-72 % Ol. По сравнению со шпинелевыми лерцолитами заметно снижается количество ортопироксена, что, вероятно, обязано реакции шпинель-гранатового перехода: $Sp+Orx \rightarrow Gnt+Ol$.

Неоднородности в распределении первичных минералов в шпинелевых и гранатовых лерцолитах связаны с находками примерно в каждом десятом образце реликтовых крупных кристаллов ортопироксена с перекристаллизованными структурами распада шпинели, клинопироксена, граната, а также в едва заметной расслоенности. Последняя выглядит как параллельные сланцеватости прерывистые слойки шириной 2-5 мм, сложенные преимущественно Sp+Crx или Gnt+Crx. Псевдослоистость явно связана с растаскиванием и перекристаллизацией по сланцеватости крупных зёрен первичного пироксена со структурами распада Sp, Crx, Gnt. Эти факты свидетельствуют о раннем «горячем» этапе в эволюции пород, последующем остывании в условиях сжатия, приведшем к распаду твёрдых растворов первичного смешанного пироксена и дальнейшей перекристаллизации в

гранобластовый рисунок с выжиманием $Sp+Cr_x$, $Gnt+Cr_x$ в межзерновые промежутки [Соловьёва и др., 1994]. Следующий эпизод охлаждения уже после создания гранобластового рисунка пород устанавливается по ламеллям клинопироксена в зёрнах ортопироксена, и наоборот.

Интересной особенностью зернистых шпинелевых и гранатовых лерцолитов из трубки Удачная являются редкие, но постоянные находки в них крупных пластинок флогопита, парагенного с главными минералами и, вероятно, родственного структурно-равновесной слюде ранней стадии, по Соловьёвой и др. (1997). Слабо изученным феноменом является полихромность оливина, встречающаяся не менее чем в четверти образцов из зернистых шпинелевых и гранатовых лерцолитов из Удачной. Она проявляется в своеобразной блоковой зональности с окраской центральных блоков и зон в крупных кристаллах в светло-коричневые, оранжевые тона с переходом в краевых частях в зеленоватые и бесцветные. Соловьёва и др. (1998), впервые описавшие это явление, связывают его с восстановлением окисленного железа в оливине под воздействием предкимберлитовых флюидов восстановленного типа.

Вторичные изменения ксенолитов связаны с посттрубочным этапом преобразования кимберлитов и с поздним мантийным метасоматизмом [Соловьёва и др., 1997]. В исследованных образцах ксенолитов посттрубочные изменения развиты по-разному: в образцах 2/84; 345/87; 325/87; 343/87; 555/80 из трубки Удачная, а также в образцах из Обнажённой проявлена серпентинизация с незначительным количеством кальцита и рудного (<1%). Содержание серпентина, развитого по оливину и в меньшей степени ортопироксену, варьирует в количестве 5-25 %. В ксенолитах из керна глубокой скважины из несерпентинизированного кимберлита из Удачной (501a / 80; 47 / 82; 48 / 82; 42 / 82; 45 / 82) установлена следующая вторичная минерализация: присыпки и примазки кальцита (≤ 0.5 %) и тёмнобурые примазки и точки (≤ 0.1 %) на зёрнах первичных минералов. В тёмнобурых примазках рентгеном установлены в исчезающих количествах Al-Cr-шпинель, троилит, магнезиоферрит, периклаз. Минералы, связанные с поздним метасоматизмом, представлены тонкими полиминеральными реакционными каймами на первичных минералах: волокнистый ортопироксен \pm мелкочешуйчатый флогопит \pm Al-Cr шпинель на гранате; волокнистый магнезиальный амфибол + вторичный клинопироксен + титанистая шпинель на ортопироксене. Зёрна первичного клинопироксена частично деструктируются и обесцвечиваются по краям и спайности, появляется точечный рудный. На первичной просвечивающей коричневом шпинели в шпинелевых лерцолитах появляются узкие (10-30 мкм) каймы титан-магнетита или высокотитанистой Cr-шпинели. Общее содержание вторичных продуктов этой стадии не превышает 1 %.

Краткая характеристика проанализированных образцов

Трубка Удачная

47/82 – шпинелевый лерцолит: 0.4 % Sp; 0.5 % Crx; 18.9 % Орх; 80.2 % бесцветного Ol.

48/82 – шпинелевый лерцолит: 0.5 % Sp; 3 % Crx; 3.8 % Орх; 58.5 % зеленоватого Ol.

501a/80 – шпинелевый лерцолит: 1.1 % Sp; 0.4 % Crx; 53 % Орх; 45.5 % бесцветного Ol.

345/87 – шпинелевый лерцолит: 1.5 % Sp; 1.8 % Crx; 50.3 % Орх; 46.4 % полихромного Ol, пластинка Phl I (2,5 мм).

42/82 – гранатовый лерцолит: 7 % Gnt; 2.5 % Crx; 28.5 % Орх; 62 % Ol.

45/82 – гранатовый лерцолит: 1.8 % Gnt; 8.2 % Crx; 28.4 % Орх; 61.6 % полихромного Ol.

325/82 – гранатовый лерцолит: 18.6 % Gnt; 1.9 % Crx; 27.1 % Орх; 52.4 % полихромного Ol.

343/87 – гранатовый лерцолит: 10.7 % Gnt; 0.3 % Crx; 20 % Орх; 69 % полихромного Ol, пластинка Phl I (3 мм), реликтовый растащенный крупный кристалл Орх (10 мм) с пластинкой Crx.

2/84 – гранатовый лерцолит: 5 % Gnt; 2 % Crx; 25 % Орх; 68 % бледно-зелёного Ol. В реликтовом деформированном кристалле Орх (1.7 см) ориентированные цепочки мелких зёрен Gnt.

555/80 – гранатовый лерцолит: 17.5 % Gnt; 17.5 % Crx; 30 % Орх; 35 % Ol; <1 % Phl I. Структура пород переходит от гипидиоморфнозернистой к гранобластовой с признаками кумулятивной.

303/87 – базальтоидный кимберлит, трубка Удачная Восточная, 250 горизонт. Тёмная зеленоватая порода крупнопорфировой структуры: 10-15 % округлых вкрапленников оливина I генерации (>1 мм), 20-30 % субидиоморфных замещённых серпентином вкрапленников II генерации в базисе серпентин-карбонатного состава.

Трубка Обнажённая

74-807 – шпинелевый лерцолит: 3 % Sp; 7 % Crx; 20 % Орх; 70 % Ol.

74-190 – гранатовый лерцолит: 10 % Gnt; 5 % Crx; 15 % Орх; 70 % Ol.

74-831 – гранатовый лерцолит: 25 % Gnt; 20 % Crx; 20 % Орх; 35 % Ol.

74-185 – гранатовый лерцолит с метасоматическим Phl I: 15 % Gnt; 7 % Crx; 20 % Орх; 43 % Ol; 15 % Phl I.

74-334/2 – темный зеленовато-серый крупнопорфировый кимберлит. Содержит 30-40 % полуугловатых, овальных вкрапленников бледно-зелёного оливина I генерации (>1 мм), 20-30 % серпентинизированного оливина II генерации, 3-5 % мелких пластинок флогопита в тонкозернистой карбонат-серпентиновой массе.

ХИМИЗМ МИНЕРАЛОВ

Первичные минералы из четырёх исследованных шпинелевых лерцолитов Удачной по своему химизму попадают в диапазон составов этого типа пород, описанных ранее [Соловьёва и др., 1994; Boyd et al., 1997]. Оливин имеет магнезиальность $MgO/(MgO+FeO)=0.924-0.931$ m.f. (mole fraction), при этом оливин разной окраски в одном зерне не показывает значимых различий по составу. Ортопироксены содержат 1.5-3.2 % Al_2O_3 , 0.25-0.5 % CaO и показывают заметное уменьшение Al_2O_3 , Cr_2O_3 , CaO в узких (20-50 мкм) зонах на контакте с тонкой реакционной зоной. Клинопироксены характеризуются высоким отношением $CaO/(CaO+MgO)$ от 0.494 до 0.55 m.f. (mole fraction). Для клинопироксена, больше чем для других минералов, характерна негомогенность по содержанию оксидов Cr и Al, что, безусловно, обязано позднему метасоматизму. Al-шпинель имеет заметные вариации по содержанию Cr_2O_3 и Al_2O_3 (21.9-40 % и 28.6-47.4 %).

Первичные минералы в исследованных гранатовых лерцолитах с невысокими содержаниями клинопироксена и граната по составу целиком соответствуют минералам из пород этого типа [Соловьёва и др., 1994; Boyd et al., 1997]. Главные характеристики минералов: Ol-0.915-0.928 $MgO/(MgO+FeO)$ m.f.; Орх-0.3-1.4 % Al_2O_3 ; Срх-0.482-0.490 $CaO/(CaO+MgO)$ m.f.; Gnt-3.0-7.8 Cr_2O_3 , 4.6-6.1 % CaO. Практически все минералы не содержат TiO_2 (<0.03 %). T и P для исследованных гранатовых лерцолитов рассчитаны по уравнениям [Finnerty, Boyd, 1984] и для большей части образцов попадают в интервал 775-880°C, что соответствует данным для этих пород, приведённых [Boyd et al., 1997]. Крупные реликтовые зёрна ортопироксена изохимичны более мелкому ортопироксену из гранобластовой матрицы [Соловьёва и др., 1994]. В ксенолитах с полихромным оливином последний не показывает значимых изменений в составе в зависимости от окраски. Тонкие зоны (20-50 мкм) иного состава устанавливаются в ортопироксене и гранате вблизи реакционных каёмок. При этом в краевых частях зёрен ортопироксена ощутимо уменьшается содержание оксидов Cr, Al, Ca. Отмечаются изменения содержаний Cr_2O_3 и CaO в узких краевых зонах граната на границе с келифилом, но как в сторону увеличения, так и уменьшения.

Гранатовые лерцолиты кумулятивной серии из Удачной имеют более железистый и титанистый состав минералов, по сравнению с обычным типом гранатовых лерцолитов из этой трубки [Соловьёва и др., 1994]. Характеристика минералов из гранатового лерцолита этой серии, 555/80: Ol-0.908 $MgO/(MgO+FeO)$ m.f.; Орх- 0.55 % Al_2O_3 , 0.06 % TiO_2 ; Срх- 0.479 $CaO/(CaO+MgO)$ m.f., 0.25 % TiO_2 ; Gnt- 2.29 % Cr_2O_3 , 0.26 % TiO_2 . T и P первичного парагенезиса по формулам Finnerty, Boyd [1984] равны, соответственно, 859 °C и 39 кб.

Шпинелевые и гранатовые лерцолиты, обеднённые гранатом и клинопироксеном, из трубки Обнажённая в целом по химизму минералов близки породам этого типа из Удачной. Главные отличия заключаются в том, что при сопоставимой величине $MgO/(MgO+FeO)$ пироксены содержат, как правило, больше TiO_2 и Al_2O_3 , а гранаты больше TiO_2 и меньше Cr_2O_3 . Характеристика минералов в проанализированных образцах:

Шпинелевый лерцолит 74-807: Ol- 0.924 $MgO/(MgO+FeO)$ m.f.; Opx- 2.25 % Al_2O_3 , 0.06 % TiO_2 ; Cpx- 0.30 % TiO_2 , 0.502 $CaO/(CaO+MgO)$ m.f.; Sp- 29.2 % Cr_2O_3 .

Гранатовый лерцолит 74-190: Ol-0.920 $MgO/(MgO+FeO)$ m.f.; Opx- 0.90 % Al_2O_3 , 0.07 % TiO_2 ; Cpx- 0.35 % TiO_2 , 0.496 $CaO/(CaO+MgO)$ m.f.; Gnt- 0.1 % TiO_2 , 2.60 % Cr_2O_3 . T и P - по формулам Finnerty, Boyd [1984] - 558°C и 14 кб.

Гранатовый лерцолит с высоким содержанием граната и клинопироксена 74-831: 0.924 $MgO/(MgO+FeO)$ m.f.; Opx- 1.44 % Al_2O_3 , 0.07 % TiO_2 ; Cpx- 0.20 % TiO_2 , 0.512 $CaO/(CaO+MgO)$ m.f.; Gnt- 0.10 % TiO_2 , 2.60 % Cr_2O_3 .

ПЕТРОХИМИЯ И ГЕОХИМИЯ

Химический и редкоэлементный состав зернистых шпинелевых и гранатовых лерцолитов приведен в таблице 1. Петрохимические особенности пород показаны на рис. 1. Для сопоставления на рис. 1 используется состав примитивной мантии (ПМ), по [McDonough, Sun, 1995]. Среди рассматриваемой группы образцов выделяются гранатовые лерцолиты 555/80 и 74/831, которые характеризуются, по сравнению с ПМ, более высокими содержаниями Al_2O_3 , CaO и более низкими MgO, SiO_2 , что согласуется с их предполагаемой кумулятивной природой. Все остальные образцы показывают разную степень истощенности, по сравнению с ПМ. Диапазон вариаций состава этих пород перекрывает как более истощенные зернистые гранатовые перидотиты из кимберлитов Капваальского и Сибирского кратонов [Boyd et. al., 1997], так и менее истощенные перидотиты "океанического тренда" [Takahashi, 1990]. Следует отметить и то, что шпинелевые и гранатовые лерцолиты не различаются по химическому составу. В породах пропорционально увеличению MgO (рис. 1) происходит уменьшение содержаний Al_2O_3 , CaO. Такие взаимоотношения обычны для перидотитовых серий из ксенолитов в базальтах и кимберлитах и рассматриваются доказательством их образования как реститов после различной степени частичного плавления. Анализ экспериментальных работ

Таблица 1. Содержание петрогенных (вес. %) и редких элементов (ppm) в перидотитовых ксенолитах и кимберлитах Сибирского кратона.

| NN | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 |
|--------------------------------|---------|-------|-------|--------|--------|--------|-------|-------|
| Образец | 501a/80 | 48/82 | 47/82 | 345/87 | 74-807 | 325/87 | 42/82 | 45/82 |
| SiO ₂ | 49.96 | 47.39 | 44.09 | 47.91 | 42.60 | 45.48 | 46.51 | 46.99 |
| Al ₂ O ₃ | 1.26 | 1.52 | 0.38 | 2.18 | 3.87 | 4.34 | 1.69 | 1.02 |
| Cr ₂ O ₃ | 0.78 | 0.41 | 0.27 | 0.69 | 0.96 | 0.87 | 0.41 | 0.25 |
| ΣFeO | 5.95 | 5.81 | 6.95 | 6.17 | 7.47 | 6.89 | 6.54 | 6.77 |
| MnO | 0.14 | 0.13 | 0.03 | 0.08 | 0.13 | 0.10 | 0.07 | 0.13 |
| MgO | 41.38 | 43.70 | 47.79 | 42.04 | 41.29 | 40.47 | 43.48 | 42.50 |
| CaO | 0.33 | 0.78 | 0.20 | 0.67 | 3.25 | 1.57 | 1.04 | 1.94 |
| Na ₂ O | 0.00 | 0.01 | 0.00 | 0.03 | 0.22 | 0.06 | 0.01 | 0.10 |
| K ₂ O | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.17 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| NiO | 0.19 | 0.25 | 0.29 | 0.23 | - | 0.22 | 0.25 | 0.30 |
| Rb | 7.72 | 10.14 | 7.8 | 8.81 | 2.58 | 13.1 | 10.96 | 11.28 |
| Ba | 41.9 | 68 | 96 | 52.6 | 77.1 | 70.4 | 72 | 32.86 |
| Th | 0.36 | 0.07 | 0.17 | 0.31 | 0.59 | 0.32 | 0.19 | 0.29 |
| Nb | 3.38 | 1.35 | 1.75 | 2.26 | 2.09 | 1.26 | 1.07 | 3.03 |
| La | 2.45 | 1.43 | 1.8 | 1.4 | 2.34 | 1.15 | 1.44 | 2.45 |
| Ce | 4.47 | 1.77 | 2.55 | 2.4 | 3.94 | 2.02 | 2.08 | 5.11 |
| Pr | 0.47 | 0.2 | 0.29 | 0.23 | 0.47 | 0.27 | 0.25 | 0.56 |
| Sr | 20.5 | 8 | 10 | 45.7 | 78.8 | 47.5 | 21 | 38 |
| Nd | 2.06 | 1.02 | 1.4 | 1.04 | 1.71 | 1.06 | 1.23 | 2.3 |
| Hf | 1.24 | 0.43 | 0.34 | 0.37 | 0.39 | 0.31 | 0.44 | 0.25 |
| Sm | 0.42 | 0.26 | 0.32 | 0.21 | 0.45 | 0.25 | 0.3 | 0.26 |
| Zr | 27 | 16 | 14 | 10.2 | 10.1 | 8.09 | 16 | 8.85 |
| Eu | 0.08 | 0.059 | 0.058 | 0.04 | 0.09 | 0.07 | 0.05 | 0.085 |
| Ti | 120 | 210 | 308 | 720 | 240 | 1020 | 214 | |
| Gd | 0.39 | 0.28 | 0.36 | 0.2 | 0.39 | 0.31 | 0.33 | 0.3 |
| Tb | 0.04 | 0.054 | 0.066 | 0.02 | 0.07 | 0.06 | 0.061 | 0.05 |
| Dy | 0.27 | 0.33 | 0.37 | 0.16 | 0.41 | 0.34 | 0.37 | 0.32 |
| Y | 1.68 | 2.42 | 2.83 | 0.92 | 2.67 | 2.74 | 2.7 | 2.33 |
| Ho | 0.07 | 0.074 | 0.083 | 0.04 | 0.09 | 0.08 | 0.083 | 0.08 |
| Er | 0.18 | 0.25 | 0.28 | 0.1 | 0.3 | 0.32 | 0.26 | 0.2 |
| Tm | 0.03 | 0.044 | 0.042 | 0.02 | 0.05 | 0.07 | 0.046 | 0.03 |
| Yb | 0.15 | 0.29 | 0.3 | 0.11 | 0.31 | 0.46 | 0.33 | 0.26 |
| Lu | 0.03 | 0.05 | 0.047 | 0.03 | 0.06 | 0.09 | 0.055 | 0.03 |

[Walter, 1998; Walter, 1999] показывает, что по отношению к составу примитивной мантии в реститах содержание MgO растёт, а Al₂O₃ и CaO уменьшается пропорционально степени плавления. Содержание ΣFeO связано обратной корреляцией с давлением, поэтому при равной степени плавления оно меньше в реститах, образовавшихся при более высоких давлениях. Например, для давлений ~ 60-70 кбар и F ~ 60% ΣFeO в реститах составляет ~ 6 мас. %. В реститах, образовавшихся при давлении 10-20 кбар, ΣFeO ~ 7,5-8,5 мас. %, что близко концентрации в примитивной мантии. Содержание SiO₂ в реститах не должно превышать состава ПМ, оно уменьшается с ростом степени плавления до ~ 44 мас. % (F = 40%) при

| NN | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 |
|--------------------------------|-------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| Sample | 2/84 | 74-190 | 555/80 | 74-831 | 74-185 | 303/87 | 74-334 |
| SiO ₂ | 44.79 | 45.01 | 48.56 | 46.99 | 45.5 | | |
| Al ₂ O ₃ | 1.69 | 1.47 | 4.60 | 8.49 | 8.94 | | |
| Cr ₂ O ₃ | 0.57 | 0.28 | 0.71 | 1.58 | - | | |
| ΣFeO | 6.68 | 7.85 | 6.78 | 5.77 | 7.13 | | |
| MnO | 0.12 | 0.10 | 0.16 | 0.13 | 0.1 | | |
| MgO | 45.34 | 44.05 | 34.15 | 29.85 | 28.99 | | |
| CaO | 0.52 | 0.96 | 4.34 | 6.87 | 4.9 | | |
| Na ₂ O | 0.02 | 0.13 | 0.47 | 0.22 | 1.24 | | |
| K ₂ O | 0.01 | 0.10 | 0.00 | 0.00 | 2.92 | | |
| NiO | 0.25 | - | 0.12 | - | - | | |
| Rb | 8.75 | 2.26 | 22.8 | 10.3 | 55.9 | 58.96 | 32.03 |
| Ba | 41.12 | 26.7 | 152.5 | 87.7 | 934 | 940.06 | 330.59 |
| Th | 0.41 | 1.04 | 0.79 | 1.64 | 2.03 | 8.19 | 22.29 |
| Nb | 5.15 | 6.17 | 9.36 | 8.54 | 34.10 | 121.31 | 202.27 |
| La | 3.84 | 5.31 | 6.03 | 6.49 | 20.5 | 71.37 | 155.78 |
| Ce | 5.27 | 8.88 | 10.41 | 11.7 | 39.4 | 124.83 | 255.87 |
| Pr | 0.53 | 0.96 | 1.22 | 1.45 | 3.83 | 12.45 | 25.57 |
| Sr | 28 | 25.4 | 47.6 | 64.5 | 198 | 420.7 | 970.44 |
| Nd | 2.1 | 3.37 | 4.58 | 5.42 | 16.4 | 37.62 | 76.92 |
| Hf | 0.42 | 0.27 | 1.1 | 0.76 | 1.64 | 2.12 | 2.18 |
| Sm | 0.37 | 0.6 | 1.04 | 1.21 | 28 | 6.1 | 11.33 |
| Zr | 14.5 | 8.36 | 34.7 | 22.6 | 60 | 91.27 | 109.97 |
| Eu | 0.12 | 0.18 | 0.38 | 0.42 | 0.69 | 1.49 | 2.8 |
| Ti | | 300 | 1740 | 2100 | - | 5948 | 2684 |
| Gd | 0.28 | 0.51 | 1.1 | 1.73 | 2.2 | 3.39 | 6.46 |
| Tb | 0.04 | 0.08 | 0.2 | 0.38 | 0.21 | - | - |
| Dy | 0.28 | 0.37 | 1.02 | 2.16 | 1.18 | 1.96 | 3.62 |
| Y | 1.74 | 2.09 | 6.26 | 14.2 | 5.9 | 9.99 | 19.88 |
| Ho | 0.06 | 0.07 | 0.2 | 0.51 | 0.23 | 0.29 | 0.57 |
| Er | 0.17 | 0.23 | 0.66 | 1.69 | 0.54 | 0.73 | 1.26 |
| Tm | 0.02 | 0.03 | 0.1 | 0.29 | - | 0.08 | 0.15 |
| Yb | 0.18 | 0.18 | 0.59 | 1.54 | 0.35 | 0.54 | 0.88 |
| Lu | 0.03 | 0.03 | 0.11 | 0.3 | 0.06 | 0.08 | 0.13 |

Примечание. 1-5 – зернистые шпинелевые перидотиты из трубок Удачная (1-4) и Обнаженная (5); 6-10- зернистые гранатовые лерцолиты из трубок (6-9) и Обнаженная (10); 11- кумулятивный гранатовый лерцолит из трубки Удачная, 12- кумулятивный гранатовый лерцолит из трубки Обнаженная; 13- гранатовый лерцолит с Phl из трубки Обнаженная; 14- базальтоидный кимберлит из трубки Удачная; 15- кимберлит из трубки Обнаженная. Валовый состав пород (1-4, 6-9, 12) рассчитан по составу минералов и их модальному содержанию.

фракционном полибарическом плавлении и до ~ 41 мас. % (F = 40%) при равновесном плавлении. Среди рассматриваемых образцов, судя по отражающим степень плавления концентрациям MgO, Al₂O₃, CaO,

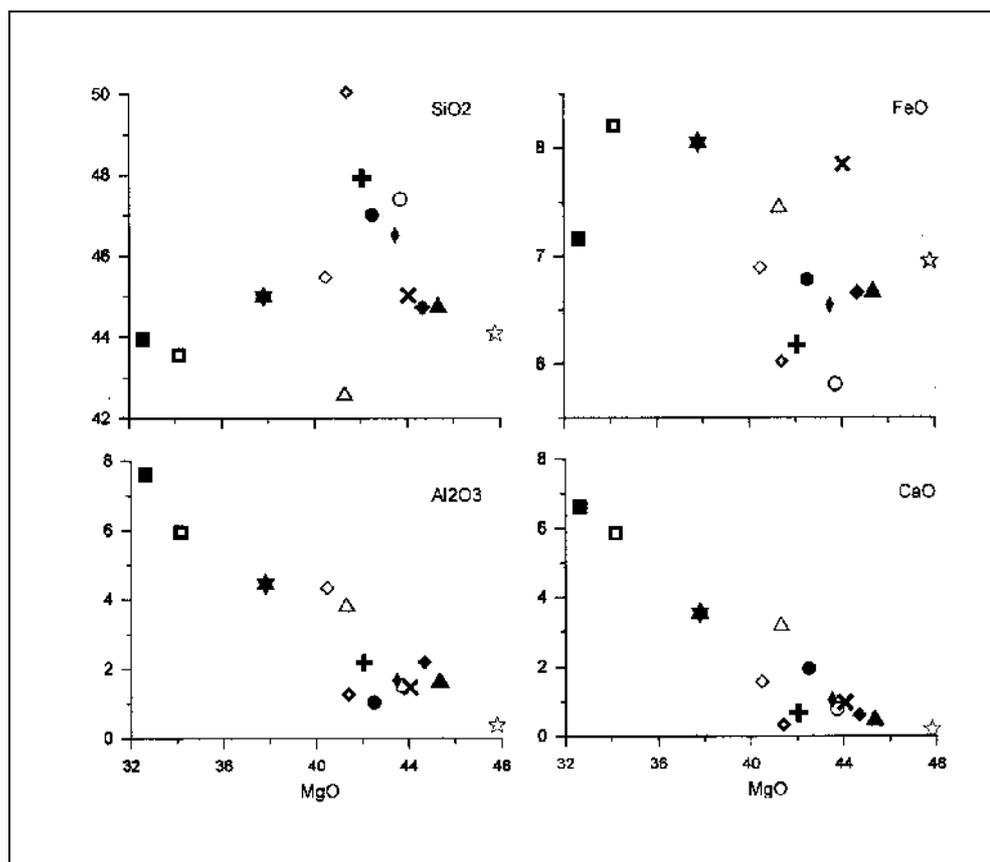


Рис. 1. Вариационные диаграммы MgO (вес.%) – окислы (вес. %) для перidotитовых ксенолитов из кимберлитовых трубок Сибирского кратона.

Трубка Удачная: шпинелевые перidotиты (501/80 – полный ромб с толстыми границами, 48/82 – полный круг, 47/82 – полая звезда, 345/87 – прямой крест); гранатовые перidotиты (325/87- полный ромб, 42/82 – залитый вытянутый ромб, 45/82 – залитый круг, 2/84 – залитый треугольник, 343/87 – залитый ромб, 555/80 – полный квадрат).

Трубка Обнаженная: шпинелевый перidotит (74/807 – полный треугольник), гранатовые перidotиты (74/190 – наклонный крест, 74/831 – залитый квадрат).

Состав примитивной мантии [McDonough, Sun, 1995] – залитая звезда.

гранатовый (325/87) и шпинелевый (74/807) лерцолиты характеризуются наименьшими степенями плавления. Содержание ΣFeO в породах варьирует от 5.8 до 7.85 мас. %. На основании этого могут быть выделены, по крайней мере, две группы образцов, сформировавшихся при разных давлениях. Образцы 74-190 и 74-807 имеют высокие содержания $\Sigma\text{FeO} = 7.47-7.85$ мас. %, согласующиеся с моделью плавления содержания $\text{SiO}_2 = 42.6-45$ мас. %. Они могли сформироваться при давлениях порядка 10-20 кбар. Остальные образцы показывают меньшее содержание ΣFeO и, вероятно, должны были образоваться при больших давлениях. В образцах 501a/80, 345/87, 45/82, 48/82, 42/82 отмечается повышенное содержание SiO_2 , что сопровождается повышенным содержанием ортопироксена, и отрицательная корреляция $\text{SiO}_2 - \Sigma\text{FeO}$.

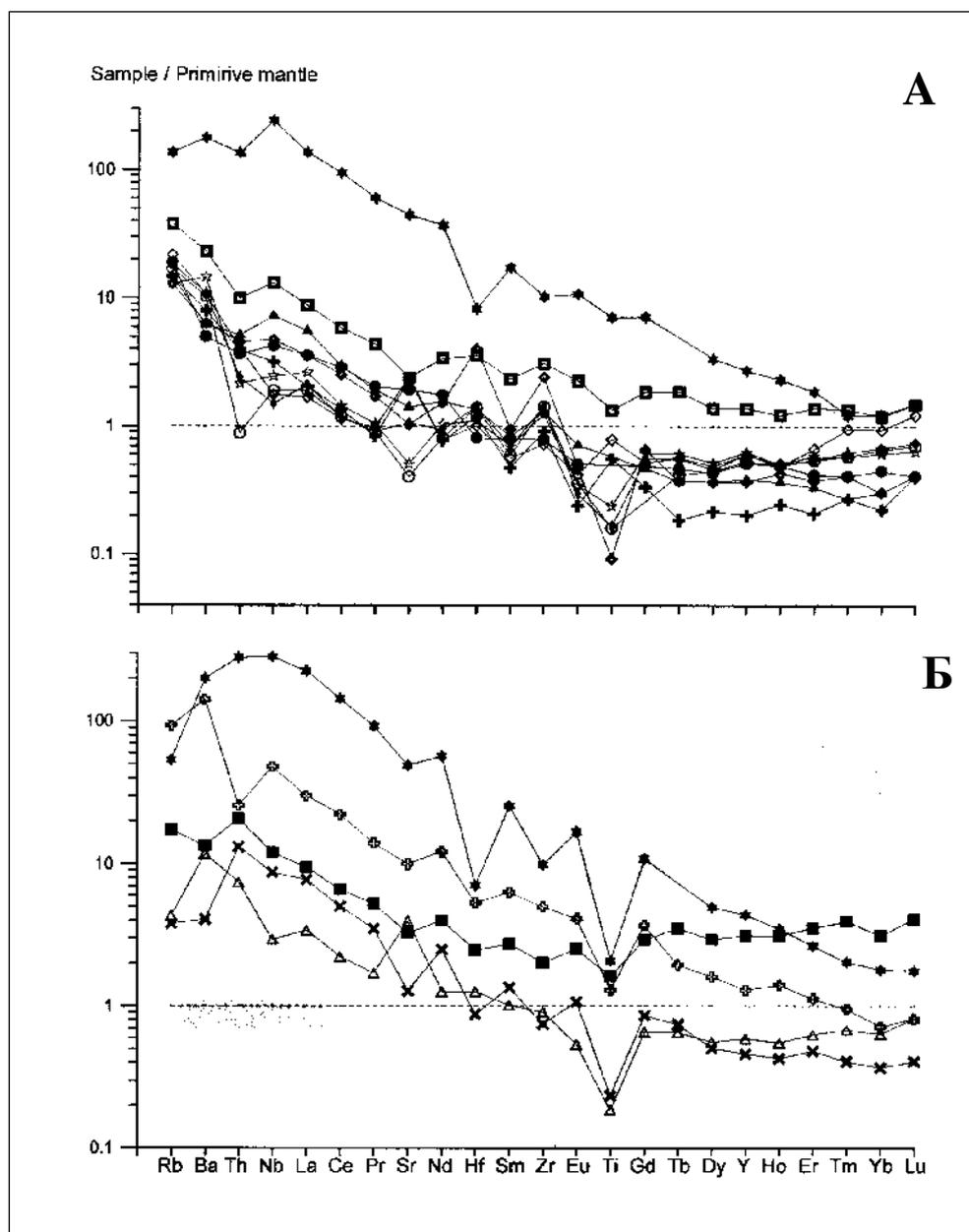


Рис. 2. Нормализованные к примитивной мантии содержания редких элементов в перидотитах и кимберлитах трубок Удачная (А) и Обнаженная (В).

Для перидотитов условные обозначения как на рис. 1; гранатовый перидотит с Phl (174-185) – полный крест; кимберлиты – залитые звезды.

На график нормированных к ПМ содержаний редких элементов нанесены данные для исследованных перидотитов и кимберлитов из обеих трубок (рис. 2). В левой части графика, начиная с Gd, отмечается подъем линий перидотитов параллельно линиям кимберлитов. По-видимому, это свидетельствует о существенном влиянии на перидотиты привноса несовместимых элементов, связанного с формированием кимберлитов, в частности, позднего метасоматизма. Линия флогопитового гранатового

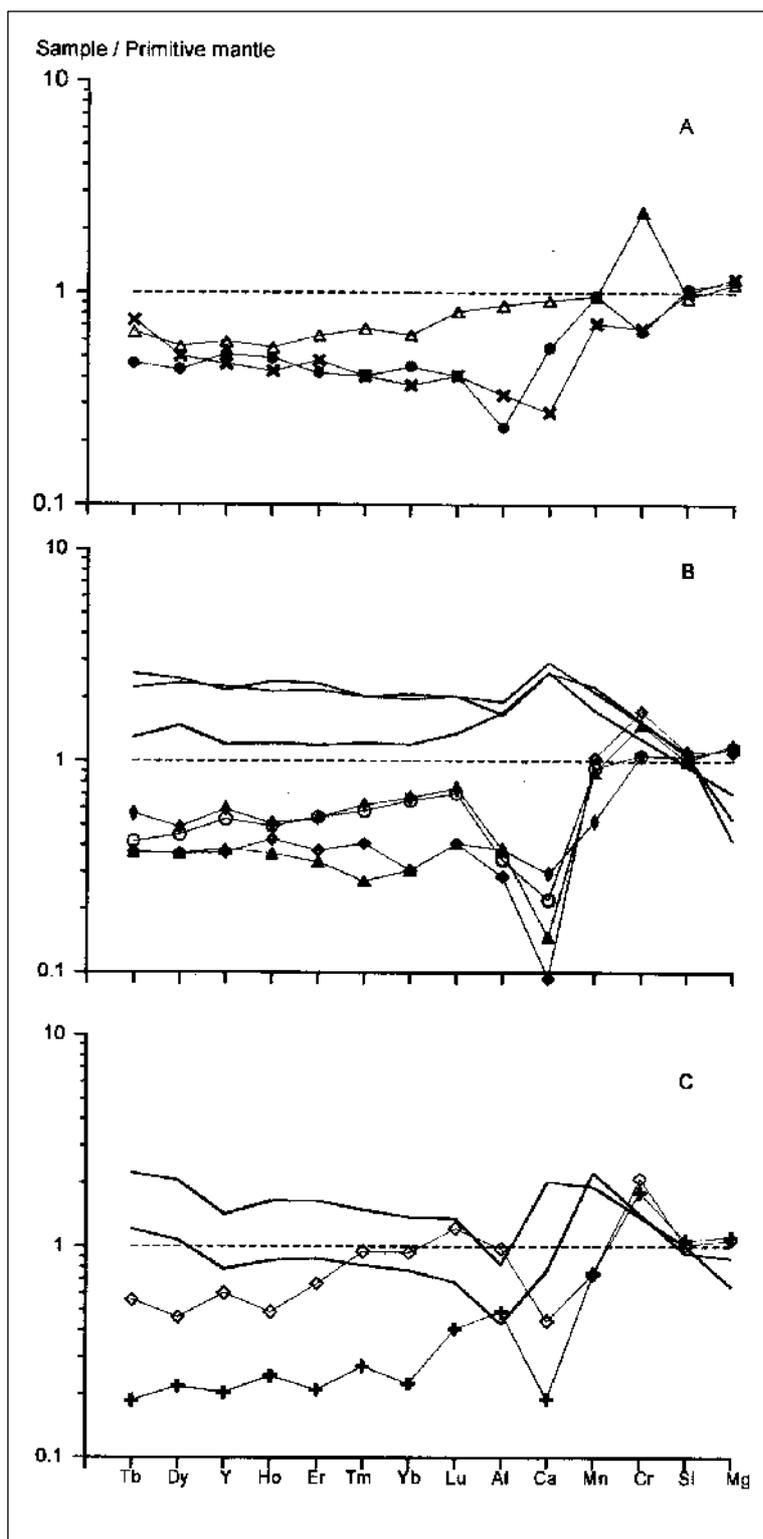


Рис. 3. Нормализованные к примитивной мантии содержания редких и петрогенных элементов в перidotитовых ксенолитах из кимберлитовых трубок Сибирского кратона.

Для перidotитов условные обозначения как на рис. 1. Линии: 3B) коматииты Tisdale Township, Abitibi greenstone belt, Canada [Xie et al., 1993]; 3C) коматииты Boston Township, Abitibi greenstone belt, Canada [Xie et al., 1993].

лерцолита из Обнаженной существенно сдвинута вверх к линии кимберлита (рис. 2B). Некоторые важные отличия в форме кривых, например, пики Zr, Hf

на линиях лерцолитов и трог на линиях кимберлитов из Удачной (рис. 2А) требуют специального рассмотрения. В целом, сопоставление с кимберлитами показывает, что большинство проб характеризуется метасоматическим привносом наиболее несовместимых элементов, начиная уже с Gd, поэтому для дальнейшего рассмотрения оставлены только тяжелые редкие земли и Y. Образцы 555/80 и 74/831 показывают более высокие, по сравнению с ПМ, содержания тяжелых редких земель, что может быть связано с их кумулятивной природой.

На рис. 3 приведены нормированные к примитивной мантии содержания петрогенных и тяжелых редкоземельных элементов в зернистых перидотитах. Элементы расположены согласно увеличению степени некогерентности справа налево для системы базальт-перидотит, по [McDonough, Sun, 1995]. Содержания Si в рестите и базальтовом расплаве подобны ($D_{Si} \sim 1$). Чем дальше расположен элемент слева от Si, тем меньше его нормированные содержания в рестите, и чем правее расположен элемент от Si, тем больше его нормированные содержания в рестите. Рестит, комплементарный к базальтовому расплаву, должен на таком графике иметь пологую кривую ниже состава ПМ. Большой наклон кривой свидетельствует о больших степенях плавления.

На рис. 3А нанесены шпинелевый (74/807) и гранатовые (190/74, 45/82) лерцолиты. Образец 74/807 характеризуется пологой кривой от Mg до Dy (исключение представляет Cr). Образцы 45/82 и 190/74 показывают большой наклон кривой в петрогенной части элементов, то есть большие степени плавления. Уже начиная с Lu в этих образцах наклон кривых нарушается, что связано, возможно, с влиянием кимберлита. Эти образцы могли образоваться при разной степени плавления примитивной мантии в условиях невысоких давлений с образованием базальта.

На рис. 3В нанесены шпинелевые (48/82, 501a/80) и гранатовые (42/82, 2/84) лерцолиты. Пологий наклон кривых для этих пород нарушается минимумами Ca, Al, причем $Ca_N \ll Al_N$, что свидетельствует о невозможности образования их как реститов в результате плавления примитивной мантии с образованием базальтов. Комплементарными к таким реститам могут быть расплавы, подобные Al-деплементированным коматиитам Tisdale Township, Abitibe greenstone belt, Canada [Xie et al., 1993] с содержаниями MgO ~ 26-21 мас. %, $Al_2O_3 \sim 6,8-8$ мас. % и отношениями $CaO/Al_2O_3 \sim 1,2$, $(Gd / Yb)_N \sim 1,2-1,4$. На этом графике они демонстрируют кривые, зеркальные к рассматриваемым образцам ($Ca_N \gg Al_N$; $Al_N \geq Yb_N$, Lu_N ; $Tb_N > Yb_N$). Истощенность растет в ряду образцов от 42/82, 48/82 к 2/84, 501a/80.

На рис. 3С нанесены шпинелевый (345/87) и гранатовый (325/87) лерцолиты. Пологий наклон кривых для этих пород нарушается минимумом Ca, а нормированное содержание Al выше нормированных содержаний Yb. Комплементарными к таким реститам могут быть Al-деплементированные

Таблица 2. Параметры, использованные в моделях плавления.

| Модель | Р, кбар | Реакции плавления | Ссылки | |
|--|-----------|--|---------------------|---|
| Полибарическое фракционное плавление (1кбар-1.2% выплавки) в шпинелевой фации. ПМ [10]=0,52 Ol+0,27 Орх+0,18 Срх+0,03 Sp | 26-19 | 0,08 Ol + 0,92 Срх + 0,08 Sp = 0,08 Орх + 1L | Kinzler, 1997 | |
| | 19-17 | 1,53 Срх + 0,09 Sp = 0,15 Ol + 0,47 Орх + 1L | | |
| | 17-10 | 0,13 Орх + 0,89 Срх+0,12 Sp = 0,13Ol +1L | | |
| Полибарическое фракционное плавление, начинаю- шеея в гранатовой фации (5%), заканчивающееся в шпинелевой, (1 кбар – 1% выплавки). ПМ [11]= 0,6 Ol+0,2 Орх + 0,1 Срх + 0,1 Gr | 30-25 | 0,08 Ol + 0,81 Срх +0,3 Gr = 1L +0,19 Орх | Walter, 1998 | |
| | 25 | 1 Ol+4,67 Gr+1L=3,7 Орх+1,9 Срх+1,07 Sp | Walter et al., 1995 | |
| | 25-15 | Как в шпинелевой фации | Kinzler, 1997 | |
| Полибарическое от 70 до 26 кбар фракционное плавление. ПМ [1]=0,54 Ol +0,3 Срх+0,16 Gr | 70-60 | 0,26 Ol + 0,5 Срх + 0,24 Gr = 1L | Walter, 1998 | |
| | 60-50 | 0,3 Ol + 0,44 Срх + 0,26 Gr =1L | | |
| | 50-40 | 0,06 Ol + 2,25 Срх + 1,21 Gr = 1L +2,52 Орх | | |
| | 40-26 | 0,04 Ol + 0,96 Орх = 1L | | |
| Равновесное плавление при 60 кбар. ПМ [1]=0,54 Ol+0,31 Срх+0,15 Gr | F= 0-31% | 60 | Walter, 1998 | |
| | F= 31-41% | | | 0,33 Ol + 0,4 Срх + 0,27 Gr = L |
| | F= 41-51% | | | 0,24 Ol + 1,74 Срх + 0,4 Gr = 1L + 1,38 Орх |
| | | 0,15 Ol + 0,51 Орх + 0,34 Gr = 1L | | |

Примечание. ПМ – примитивная мантия, Ol – оливин, Орх – ортопироксен, Срх – клинопироксен, Sp – хромшпинелид, Gr- гранат, L- расплав. Расчет по уравнениям [13]: для фракционного плавления $C^S = C_0 \times (1-PF/D_0)^{1/P} / (1-F)$; для равновесного плавления $C^S = C_0 \times [(1-F)(1+F/(D_0 - PF))]^{-1}$. C^S – состав рестита, C_0 – состав плавящегося вещества, первоначально - это состав примитивной мантии, по [6], D_0 – общий коэффициент распределения, рассчитываемый с учетом модального состава плавящегося вещества, P - общий коэффициент плавления, рассчитываемый с учетом пропорций, в которых минералы участвуют в плавлении, F – степень плавления. C_0 , D_0 и P пересчитываются с изменением реакции плавления. Коэффициенты распределения минерал/расплав (La, Ce, Nd, Sm, Eu, Gd, Dy, Er, Yb), по [11, 14].

коматииты, подобные коматиитам Boston Township, Abitibe greenstone belt, Canada [Xie et al., 1993]. Эти расплавы имеют следующие характеристики: MgO ~ 32-25 мас. %, Al₂O₃ ~ 1,7-3,4 мас. % ; (Gd / Yb)_N ~ 2,7-3,0 и показывают зеркальные к реститам кривые с Ca_N >> Al_N, Al_N < Yb_N, Lu_N и Tb_N >> Yb_N. Шпинелевый лерцолит 345/87 деплетирован больше, чем гранатовый лерцолит 325/87.

В перидотитах группы С отношение Lu_N /Ho_N ~ 2.2 , в перидотитах группы В оно составляет ~ 1.4 и в перидотитах группы А это отношение ~ 1.3.

Содержания REE в реститах были рассчитаны [Горнова и др., 2001] при фракционном полибарическом (polybaric near-fractional) и равновесном (batch) плавлении ПМ в условиях шпинелевой и гранатовой фаций глубинности при разных степенях плавления (табл. 2, рис. 4). Анализ этих расчетов позволяет сделать следующие выводы:

1) С ростом степени плавления в реститах уменьшаются содержания HREE и растет отношение Yb / Gd.

2) При равных начальных давлениях и степенях плавления при фракционном полибарическом плавлении, по сравнению с равновесным, в реститах содержания REE меньше, отношение Yb / Gd больше.

3) При фракционном полибарическом плавлении в гранатовой фации при равных степенях плавления, чем больше начальное давление, тем выше в реститах концентрации REE и ниже отношение Yb / Gd.

4) Содержание REE и Yb / Gd отношение в реститах позволяют надежно идентифицировать условия плавления (давление, степень плавления, механизм плавления).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ВЫВОДЫ

Зернистые перидотитовые включения из кимберлитовых трубок Сибирской платформы показывают широкий диапазон содержаний петрогенных и редкоземельных элементов, что свидетельствует о различных условиях образования. Параметры плавления реставрировались по уровню и форме HREE. Соответствие петрохимических составов образцов этим условиям плавления проверялось сопоставлением с рассчитанными Walter [1999] петрохимическими составами реститов. Все это позволило выделить четыре группы с согласованным редкоэлементным и петрохимическим составом.

Группа 1. Образцы гранатовых лерцолитов 555/80, 74/831 обогащены, по сравнению с примитивной мантией, Al_2O_3 , CaO, ΣFeO , REE и не могут быть реститами. По химическому составу образец 555/80 подобен Al-недеплетированным коматиитам, а образец 74/831 близок к коматиитовым базальтам или современным толеитам островных дуг.

Группа 2А (образцы 74/807, 190/74, 45/82). Шпинелевые и гранатовые перидотиты по уровню и форме кривой HREE могли образоваться в результате 5-9 % фракционного плавления примитивной мантии в условиях шпинелевой фации глубинности. Содержание петрогенных элементов соответствует данным условиям плавления. Увеличение степени плавления от 74/807 к 74/190 фиксируется ростом MgO и уменьшением Al_2O_3 , CaO, HREE. Присутствие граната в породах 190/74 и 45/82 обусловлено, возможно, субсолидусными преобразованиями.

Группа 2В (образцы 48/82, 501а/80, 47/82, 42/82, 2/84). Шпинелевые и гранатовые перидотиты этой группы могли образоваться в результате полибарического фракционного плавления в гранатовой фации в интервале 50-30 кбар с вариациями степеней плавления ~ 15 ~ 20 %, что согласуется с петрохимическим составом пород. Коматииты типа Tisdale Township,

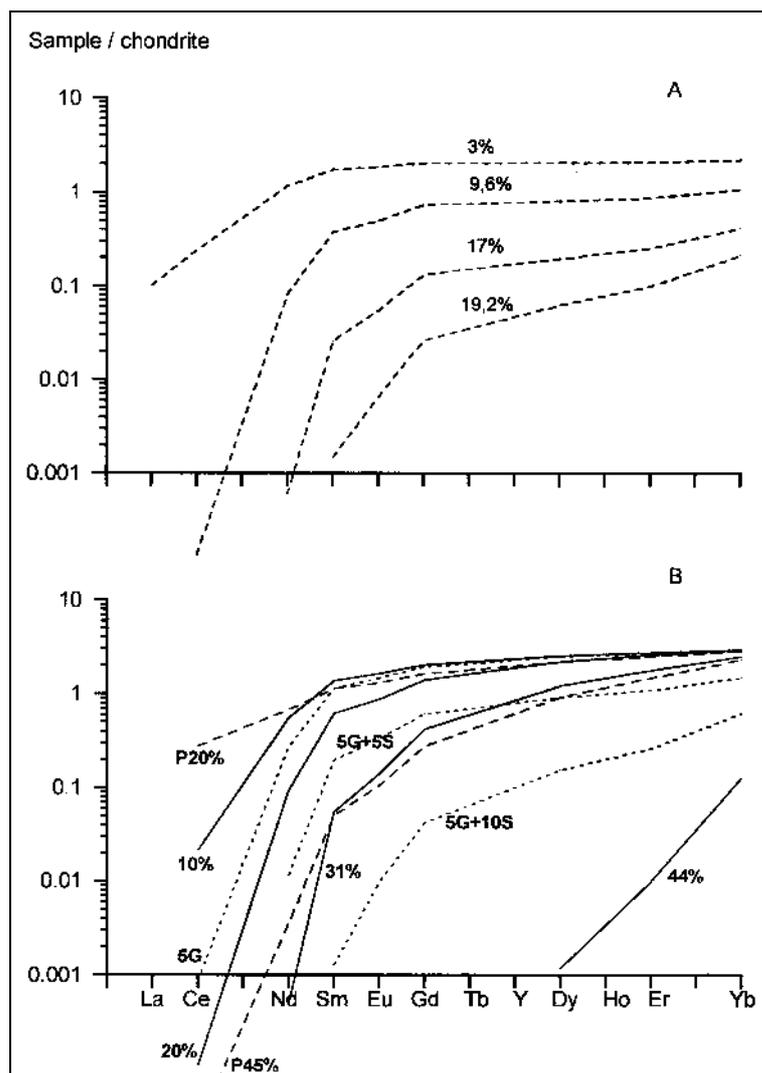


Рис. 4. Рассчитанные составы реститов при плавлении примитивной мантии.

А) Пунктирные линии - полибарическое близкое к фракционному плавление в шпинелевой фаце (2.6-1 GPa). Степени плавления - 3 %, 9,6 %, 17 % and 19,2 %.

В) Точечные линии - полибарическое близкое к фракционному плавление (3-1.5 GPa).

5G - 5 % плавление в гранатовой фаце; 5 G + 5 S - 5 % плавление в гранатовой фаце, за которым следует 5 % плавление в шпинелевой фаце; 5 G + 10 S - 5 % плавление в гранатовой фаце, за которым следует 10 % плавление в шпинелевой фаце.

Пунктирные линии- изобарическое равновесное плавление в гранатовой фаце (6 GPa). P20 % and P 45 % - степени плавления 20 % и 45 % соответственно.

ероятно, комплементарные этим реститам, могли образоваться при давлении ~ 50 кбар и степени плавления 15-20 % [Walter, 1998].

Группа 2С (гранатовый 325/87 и шпинелевый 345/87 лерцолиты). Крутой наклон кривых HREE в этих пробах хорошо согласуется с рассчитанными кривыми для ~ 31 % и 35 % степеней фракционного полибарического плавления ПМ в интервалах 70-39кбар и 70-35 кбар соответственно. Петрохимический состав близок к рассчитанным при этих параметрах плавления составам реститов. Комплементарные к ним расплавы с подобными Al- деплетированным коматиитам Boston Township петрохимическими характеристиками могли образоваться при P ~ 80-90 кбар

и степени плавления 30-25 % [Walter, 1998]. В основе этих рассуждений лежат представления об образовании коматиитов при относительно небольших давлениях [Walter, 1998; Nisbet, Walker, 1982]. Существует и другая точка зрения, также экспериментально подтвержденная. Согласно последней [Wei et al., 1990], коматииты образуются при очень высоких давлениях с участием высокобарических фаз (majoritic garnet, perovskite). Al-деплетированные коматииты могли образоваться при высоких степенях плавления из участков ПМ, деплетированной majoritic garnet, Al-обогащенные коматииты - из обогащенных majoritic garnet участков ПМ. Тогда на перидотиты группы 2С можно взглянуть по-другому. Образец 325/87 похож на состав обогащенной majoritic garnet ПМ. На рис. 3С мы наблюдаем обогащение Al, Cr, Yb и обеднение Ca, Mn, что согласуется с коэффициентами распределения этих элементов [Ohtani et al., 1989] между majoritic garnet и ультраосновным расплавом. При рассмотрении последней возможности необходим более тщательный анализ, с использованием большего числа редких элементов.

По-видимому, перидотиты прошли многоэтапный процесс формирования, и после частичного плавления и удаления расплавов могли происходить их перемещение и субсолидусные преобразования. Это привело к тому, что среди пород, вероятно, сформировавшихся в условиях высоких давлений в гранатовой фации, присутствуют шпинелевые перидотиты, а среди пород, которые могли образоваться в шпинелевой фации – гранатовые перидотиты. Все это осложняет использование минерального состава для проверки реститовой гипотезы формирования зернистых перидотитов. В рамках предложенной реститовой модели обогащение валового химизма пород SiO_2 и высокие содержания модального ортопироксена можно объяснить более поздней метаморфической сортировкой минералов [Boyd et al., 1997] или метасоматическим привнесом SiO_2 [Keleman et al., 1998; Kesson, Ringwood, 1989].

Проведенное исследование показало перспективность использования REE для реконструкции механизмов формирования докембрийской литосферы. Зернистые перидотиты Сибирского кратона не являются однородной группой. Среди них есть как кумулятивные, так и реститовые. Последние, в свою очередь, могли образоваться в широком диапазоне давлений и степеней плавления. Комплементарными к ним являются как коматиитовые, так и базальтовые расплавы. Для привлечения большего числа редких элементов к геохимическому анализу необходимы определения REE в минералах и породах, максимально “очищенных” от воздействия кимберлита и метасоматических процессов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Горнова М. А., Цыпуков М. Ю., Сандимирова Г. П., Смирнова Е. В. Плавление докембрийской мантии: геохимический анализ реститовых орогенных перидотитов периферии Сибирского кратона // Доклады АН, 2001, т. 378, № 3, с. 383- 386.
2. Розен О. М., Журавлев Д. З., Суханов М. К. и др. Изотопно-геохимические и возрастные характеристики раннепротерозойских террейнов, коллизионных зон и связанных с ними анортозитов на Северо-Востоке Сибирского кратона // Геология и геофизика, 2000, т. 41, № 2, с. 163-180.
3. Соловьёва Л. В., Владимиров Б. М., Днепровская Л. В. и др. Кимберлиты и кимберлитоподобные породы. Верхняя мантия под Сибирским кратоном, Наука, Новосибирск, 1994, 256 сс.
4. Соловьёва Л. В., Егоров К.Н., Маркова М. Е. И др. Мантийный метасоматоз и плавление в ксенолитах из кимберлитовой тр. Удачная: их связь с алмазносностью и образованием кимберлитов // Геология и геофизика, 1997, т. 1/38, с. 182-204.
5. Харьков А. Д., Зинчук Н. Н., Крючков А. И. Коренные месторождения алмазов мира / Недра, Москва, 1998, 555 сс.
6. Шмицу Н., Похиленко Н.П. , Бойд Ф.Р., Пирсон Д.Г. Геохимические характеристики мантийных ксенолитов из кимберлитовой трубки Удачная // Геология и геофизика, 1997, т. 1/38, с. 194-205.
7. Boyd F. R. Compositional distinction between oceanic and cratonic lithosphere // Earth Planet. Sci. Letts, 1989, v. 96, p. 15-26.
8. Boyd F. R., Pokhilenko N. P., Pearson D. G. et al. Composition of the siberian cratonic mantle: evidence from Udachnaya peridotite xenoliths // Contrib. Mineral. Petrol., 1997, v. 128, p. 228-246.
9. Canil D. Orthopyroxene stability along the peridotite solidus and the origin of cratonic lithosphere beneath southern Africa // Earth Planet. Sci. Letts., 1992, v. 111, p. 83-95.
10. Dawson J. B. Kimberlites and their xenoliths // Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, 1980, 300 p.
11. Finnerty A.A., Boyd F.R Evaluation of thermobarometers for garnet peridotites // Geochim. Cosmoch. Acta, 1984, v.48, p. 15-27
12. Flaser .K. J., Hawkesworth C. J., Erlank A. J. et al. Sr, Nd and Pb isotope and minor element geochemistry of lamproites and kimberlites // Earth Planet. Sci. Letts, 1985, v. 76, p. 57-70.
13. Hawkesworth C. J., Kempton P. D., Rogers et al. Continental mantle and shallow level enrichment processes in the Earth s mantle// Earth Planet. Sci. Letts., 1990, v. 96, p. 256-268.
14. Johnson K. T. M., Dick J. B. H., Shimizu N. Melting in the oceanic upper mantle: an ion microprobe study of diopsides in abyssal peridotites // J. Geophys. Res, 1990, v. 95, № B 3, p. 2661-2678.
15. Johnson K. T. M. Experimental determination of partition coefficients for rare earth and high-field-strength elements between clinopyroxene, garnet, and basaltic melt at high pressures // Contrib. Mineral. Petrol., 1998. – № 133. – P. 60-68.
16. Keleman P. B., Hart S. R., Bernstein S. Silica enrichment in the continental upper mantle via melt/rock reaction // Earth Planet. Sci. Letts., 1998, v. 164, p. 387-406.
17. Kesson S. E., Ringwood A. E. Slabe-mantle interactions 2. The formation of diamonds // Chemical Geology, 1989, v. 78, p. 97-118.
18. Kinzler R.J. Melting of mantle peridotite at pressures approaching the spinel to garnet transition: application to mid-ocean ridge basalt petrogenesis // J. Geophys. Res., 1997. –V.102, № B1. – P.853-874.
19. Kinny P. D., Griffin B. J., Heaman L. M. et al. SHRIMP U-Pb ages of perovskite from Yakutian kimberlites // Russian Geology and Geophysics, 1997, v. 1/38, p. 91-100.
20. Kramers J. D., Roddick J. C., Dawson J. B. Trace element and isotope studies on veined, metasomatic and “MARID” xenoliths from Bultfontein, South Africa // Earth Planet. Sci. Letts., 1983, v. 65, p. 90-106.
21. McDonough W. F. Constrains on composition continental lithospheric mantle // Earth Planet. Sci. Letts., 1990, v. 101, p. 1-18.
22. McDonough W. F., Sun S.-s. The composition of the Earth // Chemical Geology, 1995, v. 120, p. 223-253.
23. Nisbet E. G., Walker D. Komatiites and the structure of the Archean mantle // Earth Planet. Sci. Letts., 1982, v. 60, p. 105-113.
24. Ohtani E., Kawabe I., Moriyama J., Nagata Y. Partitioning of elements between majorite garnet and melt and implications for petrogenesis of komatiite // Contrib. Mineral. Petrol., 1989, v. 103, p. 263-269.
25. Pearson D. G., Shirey S. B., Carlson R. W. et al. Re-Os, Sm-Nd isotope evidence for thick Archaean lithospheric mantle beneath Siberian craton modified by multi-stage metasomatism // Geochim. Cosmoch. Acta, 1995a, v.59, p. 959-977.
26. Pearson D. G., Carlson R. W., Shirey S. B., Nixon P. H. Stabilisation of Archaean lithospheric mantle: a Re-Os, isotope study of peridotite xenoliths from the Kaapvaal craton // Earth Planet. Sci. Letts., 1995b, v. 134, p. 341-357.
27. Pearson D. G., Snyder G. A., Shirey S. B. et al. Archaean Re-Os age for Siberian eclogites and constrains on Archaean tectonics // Nature, 1995c, v. 374, p. 711-713.

28. **Shaw D. M.** Trace element fractionation during anatexis // *Geochim Cosmochim. Acta*, 1970, v. 34, p. 237-243.
29. **Solovjeva L.V., Barankevich V.G., Bayukov O.A. et al.** Polychrome olivines in coarse grained lherzolites from the Udachnaya pipe – possible indicators of reduced metasomatism // *Ext. Abstr., 7th Int. Kimb. Conf.*, Cape Town, 1998, p. 841-843.
30. **Takahashi E.** Speculations on the Archean mantle: Missing link between komatiite and depleted garnet peridotite // *J. Geophys. Res.*, 1990, v. 95, p. 15941-15954.
31. **Walker R. J., Carlson R. W., Shirey S. R., Boyd F. R.** Os, Sr, Nd and isotope systematics of southern African peridotite xenoliths: implications for the chemical evolution of subcontinental mantle // *Geochim. Cosmoch. Acta*, 1989, v. 53, p. 1583-1595.
32. **Walter M. J., Sisson T. W., Presnall D. C.** A mass proportion method for calculation melting reactions and application to melting of model upper mantle lherzolite // *Earth Planet. Sci.Lett.*, 1995, v.135, p. 77-90.
33. **Walter M. J.** Melting of garnet peridotite and the origin of komatiite and depleted lithosphere // *J. Petrology*. 1998. V. 39. N 1. P. 29-60.
34. **Walter M. J.** Melting residues of fertile peridotite and the origin of cratonic lithosphere // *Mantle petrology: field observations and high pressure experimentation* (Ed.: Y. Fei, C. M. Bertka, B. O. Mysen). The Geochemical Society, Special publication N 6. 1999. P. 225-239.
35. **Wei K., Tronnes R. G., Scarfe C. M.** Phase relations of aluminum-undepleted and aluminum-depleted komatiites at pressures of 4-12 Gpa // *J. Geophys. Res.*, 1990, v. 95, p. 15817-15827.
36. **Xie Q., Kerrich R., Fan J.** HFSE / REE fractionations recorded in three komatiite-basalt sequences, Archean Abitibi greenstone belt: Implications for multiple plume sources and depths // *Geochim. Cosmoch. Acta*, 1993, v. 57, p. 4111-4118.

Эволюция Центрально-Азиатского “горячего” поля в фанерозое и некоторые проблемы плюм-тектоники

Кузьмин М.И.¹, Ярмолюк В.В.², Коваленко В.И.², Иванов В.Г.¹

¹ *Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск*

² *Институт геологии, минералогии и рудных месторождений РАН, Москва*

ВВЕДЕНИЕ

В настоящее время рождается новая парадигма геологии – глубинная геодинамика, оценивающая природу глобальных процессов с учетом взаимодействия разноглубинных, вплоть до ядра, оболочек Земли. Одним из первых объектов рассмотрения глубинной геодинамики стали горячие поля мантии. Они были впервые выделены в 1983 году [Зоненшайн, Кузьмин, 1983] на основании оконтуривания выходов проявлений внутриплитного магматизма на поверхности Земли. Всего было выделено четыре поля, которые никак не связаны с границами литосферных плит. Два больших поля (Тихоокеанское и Африканское) имеют поперечные размеры порядка 10000-12000 км и два малых поля (Центрально-Азиатское и Тасманское или Австрало-Антарктическое) достигают в поперечнике 2000 – 3000 км. Дополнительными характеристиками этих полей стали аномалии в форме геоида. К большим полям (Тихоокеанскому и Африканскому) приурочены положительные аномалии геоида до +80 м, тогда как “малые” поля сопровождаются отрицательными аномалиями от –20 до –80 м [Zonenschain et al 1991; Зоненшайн, Кузьмин, 1993]. “Большие” поля четко проявляются также по повышенному положению астеносферного зеркала, под которым понимается гипсометрическое положение осей спрединга относительно уровня моря. В Африканском поле оно достигает 500-1000 м над уровнем моря (Эфиопский и Исландский рифты).

Внутриплитный магматизм по которому выделялись эти поля представлен ассоциациями пород повышенной щелочности, а именно, щелочными базальтами, щелочными габброидами, фонолитами, трахитами-комендитами, пантеллеритами и другими. В отрезках срединно-океанических хребтов, пересекаемых горячими полями, океанические базальты представлены E-MORB разновидностями. Их главное отличие от N-MORB базальтов, типичных для остальных сегментов рифтовых зон океанов. Связано с обогащенностью (в 2-3 раза) содержаниями некогерентных элементов, в частности. Легкими лантаноидами. Это позволило говорить о связи источников внутриплитового магматизма с горизонтами мантии, отличными от деплетированной мантии, которая является источником базальтов N-MORB. При этом высказывались мнения как о ювенильном,

нижнемантийном источнике таких расплавов, так и о рециклированном в ходе субдукционных процессов литосферном происхождении обогащенной мантии.

Для решения этого вопроса привлекаются самые разные данные, геологические, геохимические, палеомагнитные и т.д. Так, была установлена корреляция между инверсиями магнитного поля Земли, которые несомненно связаны с динамикой ядра, с объемом продуктов внутриплитового магматизма, позволившая однозначно говорить о нижнемантийной природе горячих полей мантии Земли [Larsen, Olson 1991; Zonenschain et al., 1991]. На этой основе были выдвинуты представления о двухслойной мантийной конвекции, причем верхнемантийная конвекция ответственна за процессы, связанные с тектоникой плит, а подъем плюмов от нижней мантии, от слоя “Д” (пограничного между ядром и мантией слоя с высоким температурным (~1000°) градиентом) определяют процессы внутриплитового магматизма [Zonenschain et al., 1991; Зоненшайн, Кузьмин, 1993]. Экспериментальные работы Н.Л. Добрецова и А.Г. Кирдяшкина (1994) убедительно показали возможность двухслойной мантийной конвекции.

Решающий вклад в решение вопроса о глубинном строении Земли и движениях в них мантийных масс внесли результаты сейсмотомографических исследований. Работы Дзевонского [Dziewonski, Woodhouse 1989], японских геофизиков [Fucuo et al., 1992, Maruyama et al., 1994] показали существование в мантии высокоскоростных и низкоскоростных зон, которые прослеживаются от подошвы литосферы до самого ядра. Вполне резонно они были сопоставлены соответственно с “холодной” и “разогретой”, даже частично расплавленной (низкоскоростной) мантией. Важно подчеркнуть, что при такой интерпретации разогретая мантия располагается под Африканским и Тихоокеанским горячими полями, в то время как проекции холодных (высокоскоростных) областей мантии соответствуют малым полям – Центрально-Азиатскому и Тасманскому.

На основании интерпретации этих данных японские геофизики предложили следующую модель циркуляции материала мантии в Земле. В холодном Азиатском плюме происходит погружение холодного субдуцированного вещества в глубь мантии Земли, вплоть до слоя “Д”. Реакция этого слоя на поступление холодного (“тяжелого”) вещества вызывает выдавливание горячих плюмов в других местах, которые в виде огромного гриба поднимаются в нижнюю мантию, распадаясь на ряд изолированных плюмов в верхней мантии и цепочки “горячих точек” в литосфере.

Рассмотрев историю распада Родинии, приведшей к образованию Тихого океана, а также Палеоазиатского, а позднее (?) Уральского, Япетус и др. океанов [Maruyama et al., 1994], они предложили следующую модель эволюции Земли. После распада произошла амальгамация Сибири с рядом континентальных блоков, в том числе Северным и Южным Китаем,

сформировавшие Евразию, что и определило погружение под нее начиная с перми и в триасе холодного литосферного материала, погружающегося в зонах субдукции вплоть до границы ядро-мантия. Наличие такой “холодной” воронки, по мнению авторов, должно было привести к формированию осадочных депрессионных бассейнов и отсутствию внутриплитового магматизма в отличие от области выхода к поверхности горячих плюмов.

Однако, анализ P_2-T_1 геологических событий на Евразийском континенте, проведенный Н.Л. Добрецовым [Добрецов, Кирдяшкин, 1993] показывает, что именно с этим этапом связано проявление траппов Сибирской платформы. Ранняя фаза щелочного магматизма Маймеча-Котуйской провинции датируется этим же возрастом (253-255 млн.лет). С этим же или несколько более ранним (карбон) временем связано проявление широкого спектра гранитоидных пород на Алтае, Забайкалье, Монголии, Северном Китае, многие из которых также можно связывать с процессами палингенеза под влиянием горячих мантийных потоков.. Вполне понятно, что широкое проявление магматических пород Н.Л. Добрецов связывает с системой глубинных нижнемантийных плюмов. Их воздействие на литосферу вызвало поднятие большей части территории Северной Азии, тогда как по периферии этого поднятия возникла практически замкнутая система осадочных бассейнов. Высокая магматическая активность территории сохранялась и в более поздние этапы геологической истории. Это вступает в противоречие с выводами японских геологов и требует выяснения причин проявления этой активности в регионе, характеризующемся преобладанием “холодной” мантии в ее основании. Все это говорит о том, что простое объяснение горячих и холодных плюмов с позиции наличия и отсутствия внутриплитового магматизма неправомерно и требует дополнительного рассмотрения.

С этой целью нами были рассмотрены продукты внутриплитового магматизма Центральной Азии, которые известны в пределах Сибирского кратона и его складчатого обрамления с кембрия-ордовика до настоящего времени.

ВНУТРИПЛИТНЫЙ МАГМАТИЗМ В ФАНЕРОЗОЙСКОЙ ИСТОРИИ СЕВЕРНОЙ АЗИИ

Внутриплитная эндогенная активность в пределах Азиатского континента определяется системой грабенов, горстов, сводовых поднятий, а также проявлениями магматических пород повышенной щелочности, которые характеризуются обычно повышенными содержаниями некогерентных редких элементов [Ярмолюк и др., 2000].

В **ранне-среднепалеозойскую** эпоху получили развитие внутриплитовые магматические породы в Алтае-Саянской и Вилуйской областях.

Таблица 1. Эпохи, провинции и области внутриплитного магматизма.

| Эпохи и этапы активности | Провинции и области внутриплитной активности (числа в скобках – датировки пород в млн.лет) | |
|--|--|---|
| <p>ранне-среднепалеозойская</p> <p>поздний силур – ранний девон</p> <p>ордовик – силур</p> <p>поздний девон – ранний карбон</p> | <p>Алтае-Саянская</p> <p>– щелочной магматизм [490, 460, 450-410]</p> <p>– рифтовая стадия – [400-390]</p> <p>– щелочной магматизм [375]</p> | <p>Виллюйская</p> <p>– щелочной магматизм сводового поднятия</p> <p>– рифтовая стадия</p> <p>– щелочной магматизм</p> |
| <p>позднепалеозойская - раннемезозойская</p> <p>поздний карбон – ранняя пермь</p> <p>середина перми</p> <p>поздняя пермь-ранний триас</p> <p>триас – ранняя юра</p> | <p>Баргузино-Витимская [330 – 290]</p> <p>Сыннырская и Удино-Витимская рифтовые зоны, Ангаро-Витимский батолит</p> <p>Сибрская трапповая [255-235]</p> <p>Западно-Сибирской Рифтовой системы [235-218]</p> | <p>Рифтовой системы Центральной Азии, позднепалеозойская в том числе: – Гоби-Тяньшаньская рифтовая зона [310-285]</p> <p>Гоби-Алтайская рифтовая зона [275]</p> <p>– Северо-Монгольская рифтовая зона [265-250]</p> <p>– формирование зонально-симметричного Хангайского магматического ареала [255-250]</p> <p>раннемезозойская</p> <p>– формирование зонально-симметричного Хентейского магматического ареала [235-190]</p> |
| <p>позднемезозойская раннекайнозойская</p> <p>поздняя юра</p> <p>ранний мел</p> <p>поздний мел – ранний кайнозой</p> | <p>Центрально-Азиатская внутриконтинентальная</p> <p>– заложение системы горячих точек: Южно-Хангайской (ЮХ), Восточно-Монгольской (ВМ), Западно-Забайкальской (ЗЗ), Центрально-Алданской (ЦА). [170-140]</p> <p>– формирование систем грабенов (рифтогенез) в ЮХ, ВМ, ЗЗ областях с платобазальтовыми излияниями [140-100]</p> <p>– угнетенные излияния в вулканических областях ЮХ, ЗЗ, и ЦА [100-30]</p> | |
| <p>позднекайнозойская</p> | <p>Центрально- и Восточно-Азиатская внутриконтинентальная – активизация вулканизма в ЮХ, ЗЗ и ЦА областях; заложения новой системы рифтов (Байкальской и Шаньси) и горячих точек (Южно-Байкальской, Даригангской и др.) [<25]</p> | |

Алтае-Саянская область внутриплитного магматизма охватывает территорию Минусинской котловины, Тувы, Восточного и Западного Саяна и Северо-Западной Монголии общей площадью 500×700 км. Здесь в последние годы были выполнены геохронологические исследования пород ряда плутонических комплексов и “немых” вулканических ассоциаций, результаты которых отодвинули момент зарождения области почти на 100 млн.лет назад к началу ордовика. Наиболее широко известны породы сангиленского комплекса с возрастом 460-450 млн.лет С этого времени и до начала девона в регионе протекала практически непрерывная интрузивная деятельность с формированием массивов ультраосновных щелочных пород, нефелиновых сиенитов, щелочных и литий-фтористых гранитов. Диапазон возрастов этих пород, установленных Rb-Sr и K-Ar методами варьируют между 450 и 400 млн.лет. Расцвет внутриплитной активности в области пришелся на ранний девон. Это было время рассеянного рифтогенеза, который привел к образованию многочисленных впадин и грабенов, рассредоточенных по площади области, и сопровождался крупномасштабными излияниями лав преимущественно основного состава - базальтов, тефритов, трахибазальтов, а также фонолитов, трахитов, трахириолитов и комендитов. Излияния сопровождалось внедрениями тешенитов, щелочных гранитов и сиенитов. В среднем девоне магматическая активность резко сократилась. Масштабы магматической деятельности в Алтае-Саянской области были весьма значительны. Так только в Минусинской котловине было излито 50000 км³ лав. Это позволяет предполагать, что по всей области было сформировано более 100000 км³ изверженных пород.

Виллюйская область характеризуется возникновением в районе серии рифтовых зон. Наиболее ранние магматические события датируются поздним силуром. Они происходили на фоне роста сводового поднятия в центральной части области и характеризовались высокощелочным составом изверженных пород, представленных тефритами, трахибазальтами, трахитами, фонолитами, а также массивами ультраосновных щелочных пород с карбонатитами, тяготеющие к восточному краю Сибирской платформы и Сетте-Дабану. Фаза наивысшей тектонической и магматической активности охватила средний и поздний девон. Ей соответствовали раскол сводового поднятия тройной системой грабенов и сопровождавшие раскол платоизлияния субщелочных и толеитовых базальтов. Излияния чередовались с осадконакоплением, в результате чего в грабенах были сформированы многокилометровые осадочно-вулканогенные толщи. За время формирования области было извергнуто большое количество магматических продуктов. Только в Виллюйском поясе грабенов их объем оценивается примерно в 100000 км³.

Позднепалеозойская - раннемезозойская эпоха - отвечает событиям, происходившим между 330 и 185 млн.лет. Она стала временем наиболее

масштабных внутриплитных процессов, охвативших практически всю территорию позднепалеозойского Северо-Азиатского континента. Она представлена поясом субпараллельных рифтовых зон, выполненных бимодальными базальт-комендитовыми и базальт-пантеллеритовыми ассоциациями, а также контролирующими распределение многочисленных массивов щелочных гранитов и сиенитов. Пояс возник на южной активной окраине континента и протянулся более чем на 3000 км при ширине до 600 км через территории Западного Забайкалья, Монголии, Северо-Западного Китая, в том числе Тарима, и Восточного Казахстана. Отмечается смещение во времени зон рифтогенеза от края Сибирского континента (310-290 млн.лет назад) вглубь его (260-250 млн.лет назад) примерно на 600 км. Выделяется в этой эпохе несколько этапов:

Раннему этапу соответствует зарождению Гоби-Тяньшаньской рифтовой зоны на самом краю Сибирского палеоконтинента с Rb-Sm изохронными датировками 310-285 млн. лет, а также образование на территории Забайкалья Ангаро-Витимского гранитоидного батолита площадью 500×300 км. Последний окаймлен поясами интрузий и массивов щелочно-ультраосновных и основных пород, щелочных гранитов и сиенитов, относящихся с севера к сынырскому комплексу (300-285 млн.лет), а с юга к сайженскому (320-390 млн.лет) и частично к зазинскому.

Пермский - раннетриасовый этап охватывает интервал времени 280 - 240 млн. лет и отвечает завершению образования структурного каркаса Центрально-Азиатской рифтовой системы. В соответствии с последовательным продвижением зоны рифтообразования вглубь континента в конце ранней - начале поздней перми возникла Гоби-Алтайская, а в поздней перми - Северо-Монгольская рифтовые зоны одновременно со становлением этих зон между ними возник Хангайский гранитоидный батолит, сформировавшийся, подобно Ангаро-Витимскому батолиту, под воздействием внутриплитных источников тепла. Возраст пород батолита, оцененный по U-Pb датировкам цирконов, составляет 255 -250 млн. лет.

Одновременно с формированием Центрально-Азиатской рифтовой системы в конце перми - начале триаса произошли крупнейшие в Азии платобазальтовые излияния с образованием трапповой провинции Сибирской платформы. Ее продуктами была покрыта площадь свыше 1500000 км². Образование трапповой области, по-видимому, началось в северо-западной ее части в Меймеча-Котуйском и Норильском районах, где в интервале 253 - 246 млн. лет произошли извержения щелочных базальтоидов и субщелочных дифференцированных базальтов.

Раннемезозойский этап (T₂₋₃ – J₁; 230-185 млн.лет) характеризуется миграцией ареалов предыдущего этапа на восток. В пределах Центрально-Азиатского складчатого пояса в это время возник зонально симметричный магматический ареал, напоминающий строением пермский ареал. Однако, в отличие от последнего его ядро (Хентейский батолит) оказалось смещенным

к востоку от ядра пермского ареала (Хангайского батолита) примерно на 800 км. Возраст батолита общей площадью свыше 50000 км² оценивается как средне - поздне триасовый на основе геологических данных, а также в соответствии с результатами Rb-Sr датирования пород главных его комплексов кыринского (229 млн. лет) и мензинского (206 млн. лет).

В раннем мезозое внутриплитная активность протекала также в пределах северо-западного обрамления Сибирской платформы. Здесь на территории Западной Сибири господствовали процессы рифтогенеза, расчленившего до мезозойский фундамент территории на серию крупных рифтов фиксирующие их. Грабены выполнены триасовыми толщами, в составе которых участвуют контрастные вулканические серии (базальты, щелочные базальтоиды, риолиты) и обломочные породы. Наиболее крупный Уренгойский грабен в северной части раскрывался в виде так называемого Обского палеоокеана с новообразованной океанической корой в основании. Время его существования определено в интервале 235 - 218 млн. лет.

К рубежу 190 млн. лет по всей территории Северной Азии внутриплитная активность резко сократилась, обозначив тем самым окончание поздне палеозойской - ранне мезозойской эпохи.

Поздне мезозойская-ранне кайнозойская эпоха охватывает около 150 млн. лет геологической истории региона с конца средней юры (~170 млн. лет) и до начала миоцена (~25 млн. лет). На протяжении эпохи характер магматической деятельности направленно изменялся, и в соответствии с этими изменениями выделяется в развитии магматизма этой эпохи два этапа.

Поздне юрский - ранне меловой этап (170 - 100 млн. лет) отвечает времени образования Восточно-Монгольской, Западно-Забайкальской, Южно-Хангайской и Центрально-Алданской вулканических областей. Их развитие было сопряжено с процессами рифтогенеза и сопровождалось достаточно масштабной магматической деятельностью. Наряду с преобладающими платобазальтами в этих областях возникли вулканические ассоциации с трахитами, трахириолитами, пантеллеритами, фонолитами, тефритами, а также небольшие и редкие массивы нефелиновых и лейцитовых сиенитов, щелочных сиенитов и гранитов, литий-фтористых гранитов и онгонитов, шонкинитов и карбонатитов. Расцвет тектонической и магматической активности пришелся на начало раннего мела (130 - 140 млн. лет).

Поздне меловой - ранне кайнозойский этап (100 - 25 млн. лет) характеризуется резко подавленной, но тем не менее регулярной магматической деятельностью. В Западно-Забайкальской, Южно-Хангайской и Восточно-Монгольской областях в это время формировались отдельные небольшие по размерам лавовые поля и щитовые вулканы. Состав вулканических продуктов определяли основные щелочные породы - тефриты, базаниты, нефелиниты, в меньшей степени субщелочные базальты.

Позднекайнозойская эпоха (<25 млн. лет) связана с процессами новейшей внутриплитной вулканической и тектонической активизации, охватившей территорию Центральной и Восточной Азии. Магматическая активность отвечала продолжению позднемезозойской - раннекайнозойской магматической истории в Западно-Забайкальской, Южно-Хангайской и Центрально-Алданской вулканических областях, в пределах которых в позднем кайнозое были сформированы такие крупные лавовые плато как Витимское, Центрального Хангая, Удоканское. В это же время возник ряд новых вулканических областей, например, Южно-Байкальская и Даригангская, связанные с возникновением новой системы горячих точек. Их активность привела к созданию многочисленных крупных лавовых полей, рассредоточенных по территории Центральной и Восточной Азии. Южно-Байкальская вулканическая область, характеризуется наиболее продолжительной и многоэтапной магматической историей. Вулканические продукты эпохи представлены исключительно лавами основного состава повышенной щелочности.

Рассмотренный материал показывает, что на протяжении всего фанерозоя в пределах Сибирского кратона и его южного и западного складчатого обрамления происходили внутриплитовые процессы. Они были локализованы в пределах отдельных обособленных областей, для которых свойственны следующие особенности геологической истории:

- 1) Длительное развитие (десятки млн.лет) в регионе внутриплитовой активности.
- 2) Относительно постоянная позиция в пределах континента.
- 3) Непрерывная магматическая деятельность с характерной внутриплитовой магматической специализацией.

Касаясь объемов внутриплитных магматических пород разного возраста, следует отметить, что в течении практически всего палеозоя и мезозоя интенсивность магматизма была в целом близкой (рис.3). Исключение составляет интервал 253-246 млн. лет – время излияния Сибирских траппов, когда за короткий период было извергнуто свыше $1,5 \times 10^6$ км³ магматических пород [Zonenschain et al., 1991].

В позднем мелу отмечается резкое уменьшение объемов внутриплитного магматизма до величины около 100 км³. Незначительные объемы магматической деятельности сохранялись до конца олигоцена, и только в позднем кайнозое (<25 млн.лет) объемы излившихся лав достигли уровня магматической продуктивности в первой половине позднего мезозоя.

ОСОБЕННОСТИ ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТАВА ПРОДУКТОВ ВНУТРИПЛИТНОГО МАГМАТИЗМА ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ

На рис.1 представлены спайдерграммы для траппов Сибирской платформы [Альмухамедов и др., 1999] и мезозойских базальтов Западного Забайкалья, в обрамлении которой принимали участие недеплетированная

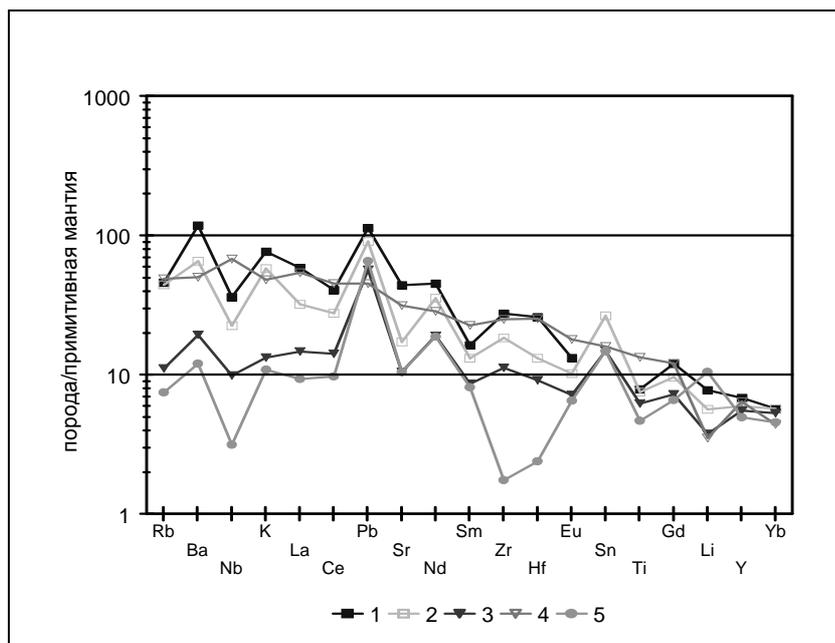


Рис.1.

1 – Центрально-Монгольская рифтовая зона; 2 – субвулканические базальты Сибирской платформы; 3 – толиты Сибирской платформы; 4 – ОИВ; 5 – габброиды Ангаро-Витимского батолита.

мантия, а также обогащенная мантия типа EM-II. Можно видеть, что траппы хорошо сопоставляются с базальтами океанических островов, в то время как мезозойские базальты Западного Забайкалья по сравнению с базальтами ОИВ типа обогащены Ba, K, La, Pb, Sr, Nd, P, Li и обеднены Th, Nb, Ta, Hf, Mo. Следует заметить, что мезозойские гранитоиды Забайкалья, слагающие ядро мезозойского зонального тектоно-магматического ареала, имеют аналогичные аномалии состава по сравнению со средним составом Земли [Тейлор, Мак-Леннан, 1988], обеднены Nb, Ta, Hf, Mo и обогащены Ba, Li (рис.2). Подобное сходство составов базальтов - производных мантийных источников и коровых гранитоидов, по-видимому, свидетельствует о воздействии на кору глубинных трансмагматических флюидов, провоцировавших наряду с теплом базальтовых расплавов процессы анатексиса.

Для характеристики источников магматических расплавов, участвовавших в формировании внутриплитного магматизма, были проведены систематические исследования изотопного состава Sr и Nd в базитах разных магматических областей. Все эти результаты сведены на рис.2. Необходимо подчеркнуть, что использованные данные характеризуют породы основного состава, формирующиеся из мантийных источников, и таким образом представляют составы мантийных плюмов, ответственных за внутриплитную активность. Ниже типизация магматических мантийных источников дана по Хоффману [Hoffman, 1997].

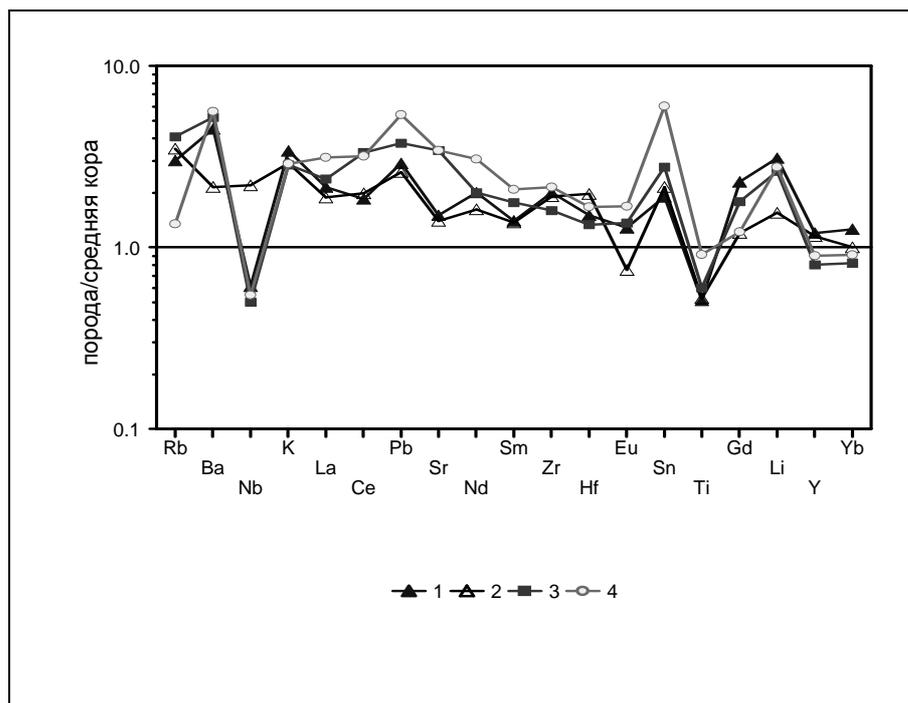


Рис.2.

1 – граниты Западного Забайкалья; 2 – верхняя кора; 3 – ранняя фаза Ангаро-Витимского батолита; 4 – главная фаза Ангаро-Витимского батолита.

Основные породы девонских ассоциаций Северо-Западной Монголии (Алтае-Саянская область) существенно отличаются от магматических пород более поздних эпох магматизма. Их составы отвечают источнику расплавов, который был в значительной степени деплетирован в отношении редкоземельных элементов ($\epsilon_{Nd} > 4$) и характеризовался широкими вариациями значений ϵ_{Sr} . В формировании этих пород, наряду с умеренно деплетированной мантией типа PREMA (или OIB) могла участвовать мантия типа EM-II, обогащенная Rb и, как следствие, радиогенным стронцием.

Для магматических ассоциаций, возникших в позднепалеозойскую - раннемезозойскую и позднепалеозойскую эпохи внутриплитного магматизма, устанавливаются одинаковые составы источников. Эти поля располагаются между составами двух типов мантийных источников: обогащенной радиогенным стронцием мантии (EM-II) и умеренно деплетированной мантии (PREMA), что предполагает их участие в образовании пород. Среди последних параметров EM-II ($\epsilon_{Sr} \gg 0$, $\epsilon_{Nd} \sim 0$) отвечают породы, составы которых в наибольшей степени обогащены радиогенным стронцием ($\epsilon_{Sr} > 10 - 15$). Участие источника PREMA, по-видимому, имело второстепенное значение, так как не привело к образованию пород с соответствующими изотопными параметрами и лишь определило вытянутость поля составов внутриплитных пород в своем направлении.

В этом отношении интересно сравнение изотопного состава траппов Сибирской платформы, синплутонических базитовых интрузий,

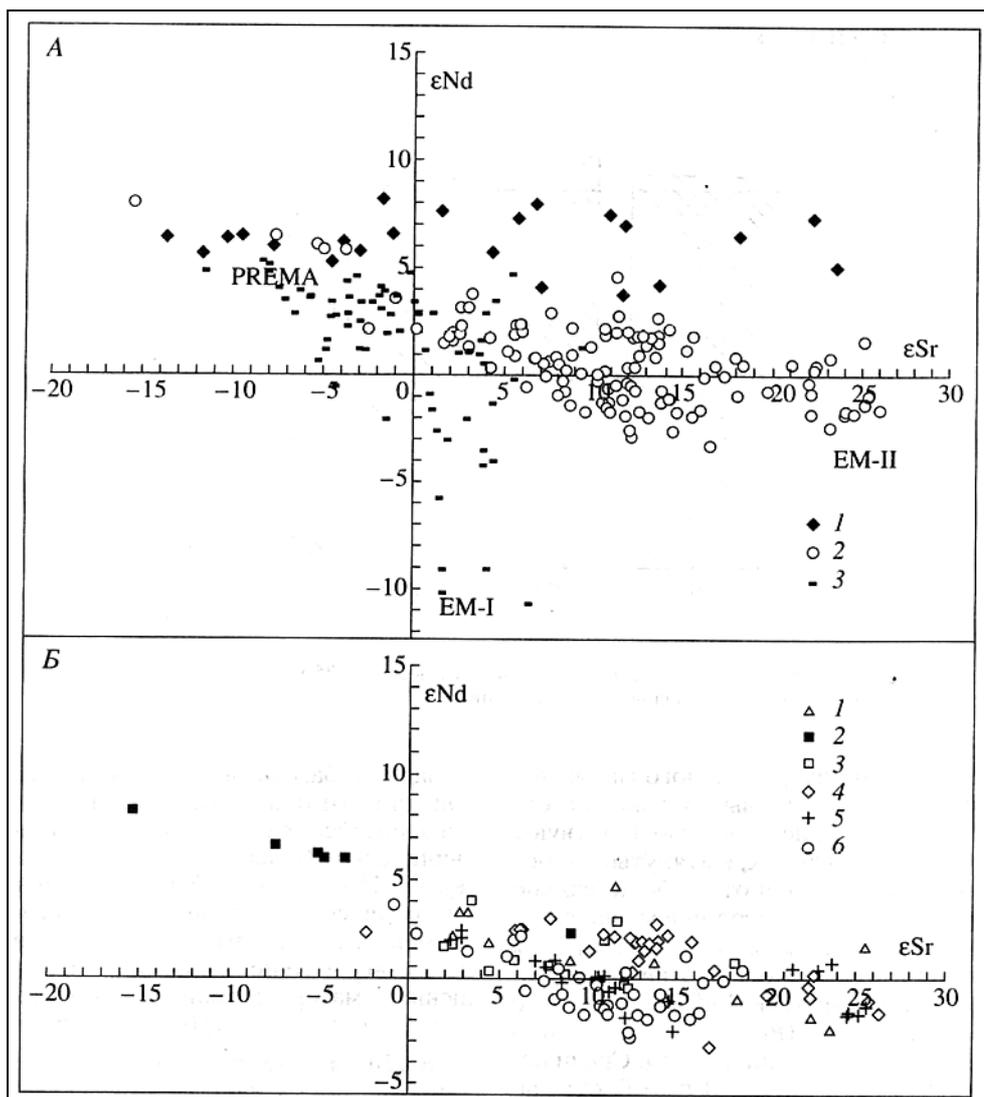


Рис 3. Изотопный состав базальтов разновозрастных внутриплитных магматических областей Северной Азии.

А – составы пород магматических ассоциаций без детальной расшифровки по возрасту и районам их формирования: 1 – среднепалеозойские Алтае-Саянской области; 2 – позднепалеозойские, ранне- и позднемезозойские; 3 – кайнозойские Центрально-Азиатской провинции.

Б – составы пород позднепалеозойских, ранне- и позднемезозойских ассоциаций внутриплитных областей и провинций: 1, 2 – позднекаменноугольных-раннепермских: 1 – Баргузино-Витимской; 2 – Гоби-Тяньшаньской рифтовых зон; 3, 4 – пермско-раннетриасовых; 3 – Гоби-Алтайской и Северо-Монгольской рифтовых зон; 4 – Сибирской трапповой; 5 – раннемезозойской и 6 – позднемезозойской Центральной Азии.

сопровождая формирование Ангаро-Витимского батолита и базальтов позднепалеозойской рифтовой системы Центральной Азии. Все они образуют на диаграмме (рис.3) компактное поле. На их фоне несколько выделяются базальты Гоби-Тяньшаньской рифтовой зоны, отличающиеся от базальтов других позднепалеозойских рифтовых зон Центральной Азии значительно более деплетированными составами (ϵ_{Sr} до -15 и ϵ_{Nd} до +7). Как

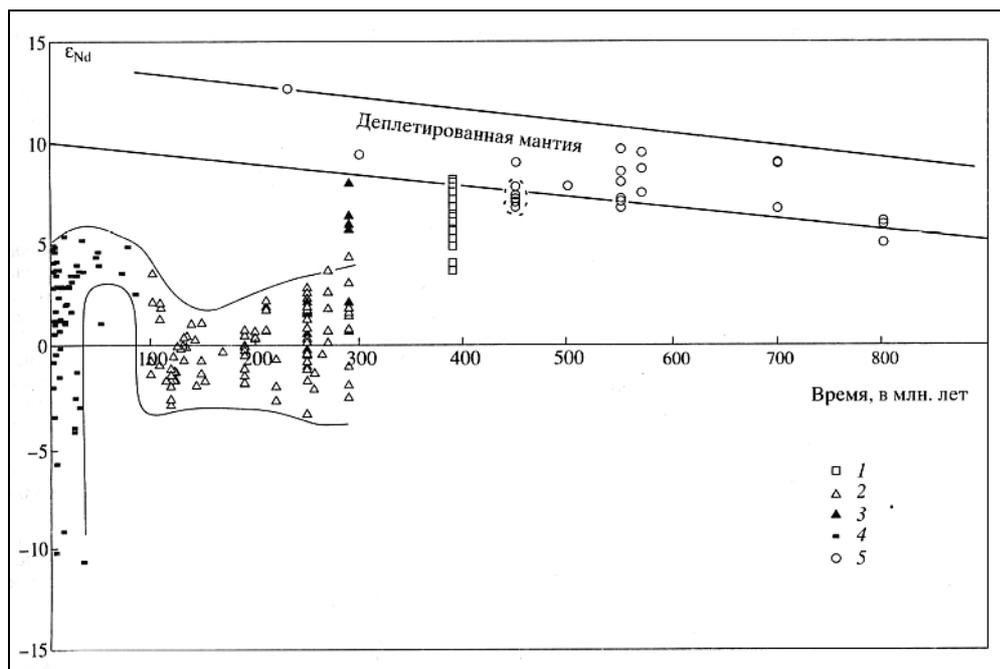


Рис. 4. Вариации изотопного состава Nd базитов магматических ассоциаций Северной Азии в зависимости от возраста их формирования.

Магматические ассоциации: 1-4 – внутриплитные: 1 – среднепалеозойские, 2 – позднепалеозойские, ранне- и позднемезозойские в целом, 3 – позднекаменноугольные-раннепермские Гоби-Тяньшаньской рифтовой зоны, сформировавшейся при участии деплетированной мантии, 4 – поздне меловые-раннекайнозойские; 5 – офиолитовых комплексов.

Линиями ограничены поля составов деплетированной мантии и поля составов пород внутриплитных ассоциаций; точечным контуром отмечены составы офиолитов, сформировавшихся при участии обогащенных мантийных источников.

было показано [Коваленко и др., 1999], такая их вещественная специфика определялась одновременным участием в магмообразовании разных по составу источников расплавов, а именно обогащенного материала мантийного плюма и деплетированной мантии надсубдукционного клина.

В общем поле составов внутриплитных магматических пород наиболее существенными отличиями обладают ранне- и позднекайнозойские базиты (рис.3). Для них типичны умеренно деплетированные изотопные составы (ϵ_{Sr} до -10 и ϵ_{Nd} до +7), отвечающие мантии типа PREMA, а также составы, обогащенные Nd относительно Sm (ϵ_{Nd} до -10) при незначительных вариациях изотопного состава Sr. Последние типичны для продуктов плавления обогащенной мантии типа EM-I [Hoffman, 1997].

Установленные различия изотопных составов магматических источников имеют возрастную направленность. Как следует из рис.4 в ряду разновозрастных внутриплитных проявлений Центральной Азии среди более ранних преобладали продукты, в которых изотопный состав Nd близок к CHUR (мантия типа EM-II согласно Nd-Sr изотопной систематике рис.4). Они отвечают эпохам наиболее высокой магматической продуктивности и

отмечаются, по-видимому, с девона, но в явном виде доминируют с начала позднего палеозоя. В самом конце мезозоя и кайнозое возобладали умеренно деплетированные источники магматизма (PREMA), что совпало с резким спадом продуктивности магматизма [Ярмолук и др., 2000]. В позднем кайнозое в составе источников магматизма отмечается мантия типа EM-I, ее появление согласуется с возобновлением внутриплитной активности.

На диаграмме рис.4 показаны также изотопные составы Nd офиолитовых комплексов Центральной Азии согласно [Коваленко и др., 1999] Породы офиолитовых комплексов располагаются в поле составов деплетированной мантии. В то же время можно заметить, что некоторые составы этих пород свидетельствуют об участии в их формировании обогащенных мантийных источников. Это хорошо согласуется с геологическими данными, свидетельствующими об участии пород океанических островов в строении ряда офиолитовых комплексов, например, Джидинской зоны [Альмухамедов и др., 1996] и в варисцидах Южной Монголии. В частности, эти данные позволяют говорить о наличии мантийных плюмов не только под континентальными массами, но и в окружающих континенты океанических бассейнов.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Геохимические исследования, с учетом истории развития внутриплитового магматизма позволяет построить изотопно-геохимическую модель мантии под Центрально-Азиатским полем [Ярмолук и др., 2000].

Формирование внутриплитного магматизма Центральной Азии было связано с мантийными источниками типа PREMA, EM-I и EM-II. Среди них ведущую роль играла обогащенная мантия типа EM-II в той или иной степени смешанная с источником PREMA. Эта мантия участвовала во внутриплитном магматизме разных магматических областей Северной Азии по крайней мере с начала позднего палеозоя и до позднего мела, то есть на протяжении более 200 млн. лет. Если базальты срединно-океанических хребтов, участвовавшие в формировании офиолитов всех фанерозойских складчатых поясов Центральной Азии (до раннего мезозоя включительно), являются продуктами деплетированной верхней мантии, то внутриплитовые базальты отвечают источникам PREMA или EM-II, связанными с более глубокими, чем деплетированная оболочка мантии.

В истории внутриплитного магматизма Северной Азии смена обогащенной мантии EM-II на умеренно деплетированную мантию PREMA в источнике расплавов совпала с резким снижением продуктивности внутриплитного магматизма и прекращением тектонической деятельности. Очевидно, что спад активности был связан с изменением термического состояния недр и погружением изотерм в глубины мантии. Следствием должно было стать погружение уровня зарождения мантийных плюмов, что

позволяет предполагать более глубокое размещение мантии типа PREMA относительно мантии EM-II. Напомним, что мантия типа PREMA является источником основной массы базальтов океанических островов, и обычно принимается ее нижнемантийное размещение.

Следующая смена состава источников внутриплитного магматизма совпала со вспышкой внутриплитной активности в позднем кайнозое Центральной и Восточной Азии. Очевидно, что эта вспышка должна была инициироваться тепловым импульсом в основание мантийного плюма. Представляется, что носителем этого импульса стала мантия с характеристиками EM-I, продукты которой впервые появились в составе внутриплитных ассоциаций именно с этого времени. Поэтому, мы предполагаем более глубокое ее залегание по отношению к другим типам мантийных источников.

Источники EM-II и EM-I - обогащенные соответственно Sr и Nd, можно связать с погребенными в зонах субдукции остатками коры и литосферы. Если это справедливо, то для внутриплитных ассоциаций Северной Азии модельный возраст источников с характеристиками EM-II оценивается в 1,1 - 1,5 млрд.лет и источников с характеристиками EM-I - в 2,3 - 2,5 млрд.лет (рис.4).

Можно предположить, что источник EM-II расположен на границе верхней - нижней мантии, а источник EM-I опущен до границы нижней мантии с ядром.

Рассмотрение фанерозойской истории Сибирского континента показывает, что практически все это время континент контактировал с мантийными плюмами. Принадлежность плюмов к единой системе, подчиняющейся общим законам развития, подчеркивается также сходством состава источников, участвовавших в их формировании. Эту систему плюмов мы выделили как *Северо-Азиатский суперплюм* [Ярмолук и др., 2000]. О его размерах можно судить по площади, в пределах которой одновременно осуществлялась внутриплитная активность и которая в палеозойские эпохи развития суперплюма превосходила территорию Северной Азии. Можно предположить, что суперплюм имел строение гигантского гриба, шляпа которого из-за недостаточной тепловой подпитки постепенно сокращалась, вызывая отмирание расположенных на ее краях отдельных плюмов. Наиболее активным и долго живущим в этой системе оказался Центрально-Азиатский плюм, который, по-видимому, располагался над основанием суперплюма. Проведенные нами реконструкции движения Сибири в фанерозое [Ярмолук и др., 2000] показывают, что в палеозойско-мезозойское время Сибирь находилась в зоне влияния Африкано-Атлантического поля, в частности, с конца палеозоя - начала мезозоя в его северной "Исландской" части. Это в какой-то мере согласуется с выводами ряда авторов о возможной связи Сибирских траппов с Исландской горячей точкой. Однако, уже в позднем мезозое ареал внутриплитного магматизма

Центральной Азии потерял связь с “горячим полем или мантийным суперплюмом” и переместился в зону “холодного” плюма. Очевидно, проявление внутриплитового магматизма с этого времени было связано с динамикой развития “холодного” плюма. Все это необходимо учитывать при рассмотрении возможных моделей развития внутриплитового магматизма во времени.

Проведенные построения позволяют предположить следующую модель эволюции Центрально-Азиатского горячего поля в фанерозое [Ярмолук и др., 2000]. После распада Родинии и дрейфа Сибирского континента на северо-запад, в кембрии он попал в поле влияния Африкано-Атлантического горячего поля. Очевидно, начиная с кембрия Сибирский континент развивался под влиянием Центрально-Азиатского (Африкано-Атлантического в настоящее время) горячего суперплюма (рис.5). Однако в истории Сибирского кратона и его складчатого обрамления, по-видимому, происходили литосферные передвижения с разными глубинами залегания подошвы перемещавшихся литосферно-мантийных блоков. В одних случаях эти блоки включали оболочки мантии вплоть до слоя, питавшего внутриплитную активность, и таким образом охватывали практически всю верхнюю мантию. Это обеспечивало сохранение корневой системы мантийных струй и постоянство позиции областей проявления внутриплитной активности на земной поверхности при изменении географического положения континента. Подобные перемещения можно предполагать, например, для Центрально-Азиатского плюма в среднем и позднем палеозое. В других случаях поверхность скольжения располагалась существенно выше и разрывала колонну мантийного плюма, что влекло за собой прекращение внутриплитного развития в одной области и проявление ее в другой, в соответствии со смещением литосферного блока над основанием плюма. Так, по-видимому, развивались события при вращении континента над Сибирским плюмом. В результате прервалась связь последнего с Баргузино-Витимским ареалом, где вследствие этого прекратилась магматическая деятельность, а также возникла новая внутриплитная область с масштабными трапповыми излияниями на участке остановки континентальной литосферы над мантийным плюмом.

Дальнейшее перемещение континентальных масс по отношению суперплюма, очевидно, привели к перемещению, наряду с литосферой, более глубоких горизонтов мантии, включавший не только систему каналов внутриплитной активности, но и сами источники этой активности и, возможно, захватывавший фрагменты верхних частей нижней мантии. Мы полагаем, что причиной перемещения столь мощного литосферно-мантийного пакета стало образование и развитие в соседней области Земли “холодного” суперплюма, втягивавшего в себя фрагменты погребенной литосферы из окружающих областей мантии. По-видимому, одно из наиболее значительных скоплений такой литосферы находилось в мантии Азиатского

континента, кора которого формировалась при участии субдукционных процессов на протяжении всего фанерозоя. Как нам представляется, течение погребенной литосферы в сторону “холодного” плюма вполне могло привести к движению всех оболочек, содержащих эту литосферу. В результате Азиатский континент переместился и зафиксировал свою позицию над “холодным” суперплюмом. При этом расположенная в его пределах Центрально-Азиатская провинция лишилась связи со своими глубинными нижнемантийными корнями, что привело к постепенному угасанию внутриплитной активности в ее пределах. Тем не менее, реликты “горячей” мантии сохранились в верхней мантии региона, где они фиксируются методами глубинного сейсмического зондирования. Позднекайнозойская вспышка внутриплитной активности, как и в первом варианте, по-видимому, связана с реакцией границы ядра и нижней мантии на воздействие со стороны “холодного” суперплюма.

Приведенные построения, как нам представляется, позволяют согласовать представления о существовании “горячей” мантии под Сибирским континентом на протяжении большей части фанерозоя с данными о ее современном “холодном” состоянии.

*Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ,
гранты №№ 99-05-64209, 00-05-64623, 01-05-97250.*

ЛИТЕРАТУРА

1. Альмухамедов А.И., Гордиенко И.В., Кузьмин М.И., Томуртоого О., Томурхуу Д. Джидинская зона – фрагмент палеоазиатского океана. Геотектоника. 1996. № 4. С.25-42.
2. Альмухамедов А.И., Медведев А.Я., Кирда Н.П. Сравнительный анализ геодинамики пермотриасового магматизма Восточной и Западной Сибири. Геология и геофизика. 1999. Т.40, № 11. С.1575-1587.
3. Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г. Применение двухслойной конвекции к структурным особенностям и геодинамике Земли. Геология и геофизика. 1993. № 1 С.3-26.
4. Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г. Глубинная геодинамика. Нов.: НИЦ ОИГГМ СО РАН, Сиб.отд-ние, 1994 (1995), 299с.
5. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И. Внутриплитный магматизм и его значение для номинальных процессов в мантии Земли. Геотектоника. 1983 № 1. С.28-45.
6. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И. Глубинная геодинамика. Геология и геофизика. 1993. № 4. С.3-12.
7. Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Ковач В.П. и др. Корообразующие процессы и структура коры и мантии при формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса: Sm-Nd изотопные данные // Геотектоника. 1999. № 3. С.21-41.
8. Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора, ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 380 с.
9. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Кузьмин М.И. Северо-Азиатский суперплюм в фанерозое: магматизм и глубинная геодинамика. Геотектоника. 2000. № 5. С.3-29.
10. Dziewonski A.M., Woodhouse J.H. Three dimensional. Earthe structure and mantle convection – Abst., 28th Int. Geol. Cong., 1989 Washington, v. 1, p. 427-428.

11. **Fukao Y., Obayashi M., Inoue H., Nenfai M.** Subducting slabs stagnant in the mantle transition zone // *J. Geophys. Res. B.* 1992. Vol. 97, N 4. P.4809-4822.
12. **Hoffman A.W.** Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism // *Nature.* 1997. V. 385. № 16. P.219-229.
13. **Larson R.L., Olson P.** Mantle plumes control magnetic reversal frequency // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1991. Vol. 107. P.437-447.
14. **Maruyama S., Kumazawa M., Kawakami S.** Towards a new paradigm in the Earth's dynamics // *J. Geol. Soc. Jap.* 1994. Vol. 100, N 1. P.1-3.
15. **Zonenshain L.P., Kuzmin M.I., Bocharova N.Y.** Hot-field tectonics // *Technophysics.* 1991. Vol. 199. № 2-4. P.165-192.