

Глубинный магматизм,

его источники и их связь с плюмовыми процессами

Deep-seated magmatism, its sources and their relation to plume processes



Российская Академия Наук Сибирское отделение Институт геохимии им. А.П. Виноградова Геологический институт



Глубинный магматизм, его источники и их связь с плюмовыми процессами

(Deep-seated magmatism, its cources and their relation to plume processes)

Труды

IV Международного семинара «Глубинный магматизм, его источники и их связь с плюмовыми процессами»

Редактор Н.В. Владыкин

Иркутск Улан-Удэ 2004

Глубинный магматизм, его источники и их связь с плюмовыми процессами. Труды IV международного семинара. Улан-Уде – Иркутск. Изд-во Института географии СО РАН, 2004. 285с. ISBN 5-94797-046-5. Вып. 2.

Труды четвертого международного семинара, прошедшего в июне 2004 года в Геологическом институте СО РАН, г.Улан-Уде посвящены сложным процессам образования щелочных пород.Впервые обсуждается происхождение потоков летучих компонентов в верхних оболочках Земли как отражение глубинных геодинамических процессов и приводятся их количественные характеристики. Дается обзор возраста эпох щелочного магматизма в истории Земли. Приводятся новые данные по карбонатитам Урала, Примория и новому проявлению карбонатитов "Веселое " в Сев. Забайкалье. Рассмотрено явление карбонатного метасоматоза мантии при образовании карбонатитов острова Fernando de Noronha в Бразилии. Значительный интерес представля-ет изучение вещества мантийных ксенолитов из кимберлитов и щелочных базальтов, по данным которых выводятся РТ условия образования мантии и ее строение в р-не Накынского и Алакитского кимберлитовых полей (Якутия) и подтверждается вещественная неоднородность мантии. На основе изучения изотопов С и О большого количества карбонатитовых объектов Сибири и Монголии предлагается диаграмма определения по этим изотопам типа их мантийных источников.

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

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

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

Рецензенты: доктор геол.-мин. наук О.М. Глазунов, доктор геол.-мин. наук В.С.Антипин Оригинал-макет: А.Б. Перепелов

Институт географии СО РАН 664033, г.Иркутск, ул. Улан-Баторская 1 Отпечатано в Глазковской типографии. г.Иркутск, ул. Гоголя 53. Заказ № 1683. Тираж 180 экз.

ISBN 5-94797-046-5

© Институт геохимии СО РАН, 2004 © Геологический Институт СО РАН, 2004 © Институт географии СО РАН, 2004

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие редактора	4
Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Наумов В.Б Потоки летучих компонентов в верхних оболочках Земли как отражение глубинных геодинамических процессов	5
Когарко Л.Н., Kurat G., Ntaflos T. Карбонатный метасоматизм мантии острова Фернандо де Наронья, Бразилия	35
Балашов Ю.А., Глазнев В.Н. Мантийные циклы магматизма	51
Владыкин Н.В., Morikiyo T., Miyazaki T., Цыпукова С.С. Геохимия изотопов углерода и кислорода карбонатитов Сибири и Монголии и некоторые геодинами- ческие следствия	85
Специус З.В. Процессы метасоматоза и частичного плавления в ксенолитах из кимберлитовых трубок Якутии: приложение к генезису алмазов	103
Ащепков И.В., Владыкин Н.В., Ротман А.Я., Логвинова А.М., Кучкин А.С., Палесский С.В., Сапрыкин А.И., Аношин Г.Н., Хмельникова О.С. Строение мантийной колонны под кимберлитовой трубкой Айхал (Алакитское поле, Якутия)	141
Глебовицкий В.А, Никитина Л.П., Овчинников Н.О., Салтыкова А.К., Егоров К Н., Ащепков И.В. Геохимия мантийных ксенолитов из кимберлитов и щелочных базальтов как отражение вещественной неоднородности континен- тальной литосферной мантии	162
Ащепков И.В., Владыкин Н.В., Ротман А.Я., Похиленко Н.П., Логвинова А.М., Стегницкий Ю.Б., Палесский С.В., Кучкин С.И., Травин С.В., Сапрыкин А.И., Аношин Г.Н., Хмельникова О.С. Особенности строения литосферной мантии Накынского кимберлитово поля и по ксенолитам и ксенокристаллам кимберлитовой трубки Нюрбинская	190
Приходько В.С., Петухова Л.Л., Чубаров В.М. Особенности вариаций составов ксенолитов мантийных шпинелевых перидотитов: возможные механизмы их формирования в складчатых и стабильных областях	207
Нивин В.А., Корчагин А.У., Новиков Д.Д., Рундквист Т.В., Субботин В.В. Изотопно-газовые (He, Ar) характеристики платиноносных горизонтов западной части Панского массива (Кольский полуостров)	217
Недосекова И.Л., Прибавкин С.В,. Пушкарев Е.В. Карбонатиты в гипер- базитах обрамления Ильмено-Вишневогорского щелочного комплекса (минера- логия, геохимия и условия образования)	236
Рипп Г.С., Бадмацыренов М.В., Дорошкевич А.Г., Ласточкин Е.И. Карбона- титы участка Веселый (Северное Забайкалье)	263
Октябрьский Р.А., Вржосек А.А., Ленников А.М., Москаленко Е.Ю., Залищак Б.Л., Рассказов С.В. Новые данные о карбонатитах и ассоциирующих породах Кокшаровского щелочно-ультраосновного массива	289
Геншафт Ю.С., Грачев А.Ф., Салтыковский А.Я. Геохимические неоднород- ности мантийных источников кайнозойских базальтов Монголии	303
Сафонова И.Ю., Буслов М.М. Геохимия океанических базальтов Курайской аккреционной призмы (Горный Алтай)	310

•

ПРЕДИСЛОВИЕ РЕДАКТОРА

В Москве в ГЕОХИ РАН им. В.И. Вернадского уже много лет почти ежегодно проходят геохимические школы "Щелочной магматизм Земли", которые собирают в основном ученых Европейской части России. С 2001 года в Институте геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН родилась традиция проводить ежегодные международные семинары "Щелочной магматизм, глубинные источники и проблема плюмов" в Сибирско-Дальневосточном регионе. Семинары каждый год проводятся в разных городах силами имеющихся в них геологических институтов РАН, а Институт геохимии СО РАН как инициатор этих семинаров взял на себя обязанность выпускать до семинара заказные доклады на английском языке и труды семинара на русском языке (после семинара).

Проблемам петрологии глубинного магматизма (щелочных пород, кимберлитов, щелочных базальтов и их мантийных ксенолитов) и связи их источников с плюмовыми процессами были посвящены 3 международных семинара, прошедшие в 2001 году в Институте геохимии СО РАН (г. Иркутск), в 2002г в ДВГИ ДВО РАН (г. Владивосток) и в 2003г в ИТИГ ДВО РАН (г. Хабаровск).

В данной книге представлены труды 4 международного семинара 2004 г. (г. Улан-Удэ) «Глубинный магматизм, его источники и их связь с плюмовыми процессами».

В сборнике рассмотрены особенности петрологии щелочного, карбонатитового и кимберлитового магматизма. Впервые обсуждается происхождение потоков летучих компонентов в верхних оболочках Земли как отражение глубинных геодинамических процессов, и приводятся их количественные характеристики. Дается обзор возраста эпох щелочного магматизма в истории Земли. Приводятся новые данные по карбонатитам Урала, Приморья и новому проявлению карбонатитов "Веселое" в Сев. Забайкалье. Рассмотрено явление карбонатного метасоматоза мантии при образовании карбонатитов острова Fernando de Noronha в Бразилии. Значительный интерес представляет изучение вещества мантийных ксенолитов из кимберлитов и щелочных базальтов, по данным которых выводятся РТ условия образования мантии и ее строение в р-не Накынского и Алакитского кимберлитовых полей (Якутия) и подтверждается вещественная неоднородность мантии. На основе изучения изотопов С и О большого количества карбонатитовых объектов Сибири и Монголии предлагается диаграмма определения по этим изотопам типа их мантийных источников. Во всех работах предполагается плюмовый механизм выплавления первичных щелочных магм в определенных районах Земли и в различные возрастные периоды.

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

Н.В. Владыкин

УДК 548.4

Потоки летучих компонентов в верхних оболочках Земли как отражение глубинных геодинамических процессов

Ярмолюк В.В.¹, Коваленко В.И.¹, Наумов В.Б.²

¹ Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии, Москва, Россия

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

Выполнен анализ распределения потоков летучих между мантией и внешними оболочками Земли: корой, гидросферой и атмосферой. В его основу были положены представления о наличии баланса между массами летучих, выносимыми совместно с магматическими расплавами на поверхность Земли, массами этих летучих, поглощенными в недрах совместно с субдуцированной литосферой, а также их массами, содержащимися во внешних оболочках. Геодинамической основой модели баланса стали представления о ведущей роли тектоники литосферных плит и геодинамики мантийных плюмов в формирование коры Земли, а также предположения о том, что скорости геологических процессов в течение геологического времени менялись незначительно.

В результате обобщения данных по содержанию воды, хлора, фтора и серы в расплавных включениях и закалочных стеклах, характеризующих составы природных магм, оценены средние содержания летучих в магматических расплавах ведущих геодинамических обстановок: срединноокеанических хребтов (COX), океанических островов и лавовых плато (OO), континентальных островных ДУГ активных окраин (AKO), И внутриконтинентальных магматических областей (КР). На их основе выполнены оценки масс летучих, вынесенных с расплавами на поверхность Земли с начала ее формирования. Масштабы нисходящих потоков летучих определялись на основе данных о содержании этих летучих в породах коры, а также на основе оценки количества океанической и континентальной коры, погребенной в зонах субдукции за геологическую историю. Полученные схемы баланса однозначно показали наличие у Земли мощной первичной экзосферой, состав которой определяла вода, в меньшей степени хлор, тогда как участие серы и фтора, вероятно, было несущественным. Масса воды в первичной экзосфере превышала ее массу, содержащуюся в современной гидросфере и коре, более чем в полтора раза. В судьбе первичного океана решающую роль сыграли процессы субдукции. За геологическую историю через эти зоны было поглощено такое количество воды, которое сопоставимо с ее содержанием во всех современных внешних оболочках. Балансовые расчеты показывают, что через зоны субдукции были рециклированы практически весь хлор первичной экзосферы Земли, а также преобладающая масса серы и около 60 % массы фтора, которые выделились совместно с расплавами за геологическую историю. С рециклированной литосферой связывается появление обогащенных мантийных источников, питающих магматизм внутриплитных обстановок. Об этом, в частности, свидетельствуют полученные нами данные об обогащении магм ОО и КР по сравнению с расплавами СОХ H₂O более чем в 1,5 раза, Cl более 2,5 раз, F более 4 раз. Рассмотрены вопросы связи между наличием мощной первичной водной экзосферы Земли и особенностями ее геодинамического развития на протяжении геологической истории.

Введение

оболочек Земли Формирование внешних (континентальной И океанической коры, гидросферы и атмосферы) является главным результатом глобальных геодинамических изменений нашей планеты, приведших ее от состояния смеси космического материала до современного облика. Летучие компоненты (H₂O, CO₂, Cl, F, S) играли существенную роль в этих процессах, существенными компонентами или гидросферы. являясь главными атмосферы и литосферы. Важнейшим источником летучих компонентов во всех современных внешних оболочках Земли является мантия. магматическая дифференциация как которой, полагают. привела К образованию упомянутых оболочек. В современных геодинамических концепциях существенное значение наряду с восходящими играют также возвратные потоки вещества, которые связаны с поглощением литосферного материала в зонах субдукции и коллизии и, таким образом, компенсирующие рост океанической коры в срединно-океанических хребтах. С этими движениями в мантию возвращается не только силикатное вещество, но и определенная доля летучих компонентов, то есть осуществляется так называемый рециклинг последних. В свете этих представлений, очевидно, что необходимо изучать баланс между массами летучих компонентов в экзосфере и глубинными оболочками Земли или между массами компонентов, с одной стороны, поступившими в верхние оболочки планеты совместно с магматическими расплавами из мантии, и, с другой стороны, вовлеченных в возвратные процессы рециклинга. В настоящей статье мы рассматриваем динамику летучих компонентов между оболочками Земли на основе баланса между разнонаправленными потоками вещества, допуская, что движение этих потоков регулировалось тектоникой литосферных плит и глубинной геодинамикой плюмов [28], сочетание которых предполагает ответственных нелинейный характер геологических процессов, за образование важнейших геосфер Земли. Это направление наук о Земле развивает Ю.М. Пущаровский [14, 15] Оценка балансов вещества в геодинамических процессах особенно важна для летучих компонентов, которые господствуют в экзосфере, включая гидросферу и атмосферу, и легко перераспределяются между нею и мантией. До сих пор усиленно дискутируются две крайние модели образования экзосферы Земли магматической дегазации и космической аккреции [23]. С помощью балансов летучих компонентов мы хотим показать, что эти модели согласуемы. Отметим также, что рециклинг летучих компонентов в глубокой мантии считается ответственным за вещественные неоднородности мантии [35],

которые приводят к нелинейным эффектам в мантийной геодинамике. В частности, в последней цитированной работе показано, что температура погружающейся в зоне субдукции плиты при данной глубине снижается нелинейно с увеличением скорости субдукции, которая, как предполагается была высокой в меловую, раннепалеозойскую и, вероятно, раннеархейскую эпохи Земли. Тем самым холодный субдуцируемый материал в эпохи быстрой (до 20 см/год) субдукции, погружается на большие глубины по сравнению с обычными скоростями (3-12 см/год) и создает упомянутые выше мантийные неоднородности. При этом меняется реология процесса субдукции, а также характер мантийной циркуляции. Статья основана на материалах, изложенных в докладе на конференции «Глубинные флюиды и геодинамика» в ГИНе (2003). Геохимические аспекты глобального баланса хлора и воды и геохимическая специфика источников этих элементов в различных геодинамических обстановках были рассмотрены нами ранее [6].

Основы подхода к оценке баланса летучих компонентов в геологических процессах

Общая схема баланса летучих компонентов отображена на рис. 1. В ее основу положены следующие принципы.

1. Основные массы летучих, участвующие в геологических процессах в верхних оболочках Земли, формируются за счет первичного их содержания в экзосфере зародившейся Земли и за счет ювенильных добавок, связанных с их поступлениями из мантии при магматической деятельности (потоки *a*, *б*, *в* и *в*^{*} на рис. 1). Баланс современного распределения летучих компонентов из этих двух источников определяется по соотношению содержания этих компонентов во внешних оболочках (океанической и континентальной коры и гидросферы), а также их содержания в составе рециклированной литосферы (поток *г* на рис. 1).

2. Основной объем мантийных магм извергается в срединноокеанических хребтах (СОХ), на океанических островах и океанических плато (ОО), в континентальных рифтах и во внутриконтинентальных областях (КР), связанных с горячими точками, а также в островных дугах и активных континентальных окраинах (ОД+АКО). В ходе магматических извержений летучие компоненты, содержащиеся в магмах, частично дегазируют из расплавов и накапливаются в атмосфере и гидросфере, частично консервируются в магматических породах земной коры.

3. В обстановках ОД+АКО поступление летучих в магматические расплавы происходит в результате плавления субдуцируемой литосферы (поток *б** рис. 1 - рециклированный компонент восходящего потока летучих), а также за счет частичного плавления мантийного клина (поток *a** рис. 1 - ювенильный компонент).

4. После частичного плавления пород субдуцируемой коры сохранившаяся в ней часть летучих вместе с литосферой погружается в



Рис.1. Модель баланса масс летучих компонентов и распределения их потоков в структурах разных геодинамических обстановок.

Геодинамические обстановки: COX – срединно-океанических хребтов, OO – океанических островов и лавовых плато, OД+AKO – островных дуг и активных континентальных окраин, КР – континентальных рифтов. Потоки летучих: 1 - восходящие, связанные с магматизмом: a - COX, δ – OД+AKO (в том числе составляющие его ветви - а*, сформированная при плавлении мантийного клина, и б*, образованная при плавлении субдуцированной плиты), e - OO, e^* - KP; 2 – нисходящие, представляющие массы летучих в составе пород: г – субдуцированной плиты, д – субдуцированной плиты, после термальной ее переработки в зоне субдукции.

глубины мантии (поток *г* рис. 1), обеспечивая в результате свое возвращение (глубинный рециклинг) в глубокую мантию, откуда исходили их ювенильные потоки.

Таким образом, идея баланса сводится к сопоставлению двух принципиально разных и противоположно направленных потоков летучих, действующих между мантией и экзосферой Земли. Один из них, направленный вверх из мантии, в балансовой схеме выделен в качестве ювенильного компонента. Другой поток направлен вниз, в мантию и реализуется в обстановках конвергентных границ литосферных плит, служащих зонами стока литосферного вещества в мантию Земли. Кроме того, в схему баланса нами введен гипотетический элемент, отвечающий первичной экзосфере планеты, возникший, скорее всего, при ее аккреции. Его выделение связано с тем, что априори мы не можем отрицать существование последней на ранних стадиях развития Земли, и, как будет показано ниже, участие этой экзосферы в балансе летучих будет играть определяющую роль, по крайней мере, для воды и хлора.

Важно отметить, что при построении моделей баланса мы приняли постулат о ведущей роли тектоники литосферных плит и мантийных плюмов или в целом глубинной геодинамики [1, 28] в процессах формирования и преобразования континентальной и океанической коры на протяжении всей геологической истории, продолжительность которой принимается равной 4,5 млрд. лет. При этом были сделаны следующие допущения:

- ведущим поставщиком корового материала на земную поверхность являлся магматизм;

- скорость геологических процессов на протяжении геологической истории менялась незначительно;

- долевое участие магматизма разных геодинамических обстановок в формирование континентальной и океанической коры, а также скорость роста коры и ее деструкции на конвергентных границах литосферных плит оставались постоянными на протяжении геологической истории;

- содержание летучих в породах как континентальной, так и океанической коры, а также содержание летучих в магмах разных геодинамических обстановок, оцененное преимущественно на основе данных по составу магматизма мезозоя и кайнозоя, также не менялось во времени.

Все эти допущения позволили предложить принципиальную модель распределения основных геодинамических потоков воды, хлора, фтора и серы между верхними оболочками Земли, изображенную на рис. 1, действие которой мы распространяем на всю геологическую историю. Летучие компоненты выносятся магмами COX (поток «а»), частично они остаются в образующейся в этой обстановке океанической коре, а частично могут гидросферу. Океаническая уходить кора за счет В конвективных гидротермальных систем с участием морской воды гидратируется и, видимо, несколько обогащается, по крайней мере, водой и хлором (поток «г*» на рис. Литосфера с гидратированной океанической корой, 1). а также с фрагментами тектонически эродированной континентальной коры поступает в зоны субдукции (поток «г»). Для простоты мы рассматриваем образование флюидного состава магм ОД+АКО (поток б на рис. 1) как результат взаимодействия продуктов плавления мантийного клина (поток «а*») и субдуцируемой океанической и континентальной коры (поток «б*»). Сохранившиеся в погружающейся плите летучие (поток «д» на рис. 1) транспортируются в глубокую мантию, участвуя в образовании источников ОО и КР через рециклинг литосферы. Очевидно, что для балансовой оценки всех этих потоков нам необходимо знать средние содержания и массы этих компонентов в гидросфере, континентальной и океанической коре, в магмах СОХ, ОО, ОД+АКО и КР, а также массы воды и хлора, рециклированные за геологическую историю Земли.

Оценка содержания летучих компонентов в геологических средах

В проблеме связи потоков летучих компонентов с геодинамикой ключевую роль играют надежные оценки содержания летучих компонентов в природных мантийных магмах различных геодинамических обстановок, в земной коре, гидросфере и атмосфере, а также реконструкция потоков этих летучих между геосферами. Наиболее сложными среди этих оценок являются определения содержания летучих в магматических расплавах, которые до не давнего времени были ориентировочными, и прямыми методами были установлены лишь в последние годы. В основу этих оценок, прежде всего, были положены данные локального анализа летучих компонентов в расплавных включениях в минералах магматических пород [3-5, 10-13]. Такие включения являются фрагментами природных магм, захваченными растущими из магмы кристаллами и законсервированными вплоть до момента их вскрытия при исследовании. Кроме того, важным источником данных о содержании летучих в магмах стали результаты изучения закалочных стекол, образовавшихся при глубоководных излияниях на дно океанов и морей в условиях, когда давление водяного столба превышает внутреннее давление летучих в расплавах и поэтому препятствует образованию газовой фазы и выходу летучих из расплава (стекла).

Подавляющее количество использованных нами анализов рассматриваемых летучих компонентов в расплавных включениях и закалочных стеклах было выполнено ионным (H_2O, F) и электронным (Cl, S) зондами [29], FTIR (H₂O, [28]), а также высокотемпературной масс-спектрометрией [21]. Аналитические параметры этих методов приведены в оригинальных публикациях, а обзор аналитических подходов к изучению вариаций содержаний летучих компонентов в магматических процессах представлен в монографии [4]. В данной статье использованы как многочисленные оригинальные данные авторов, опубликованные другими так И исследователями анализы, которые уже много лет включаются в банк данных по расплавным включениям [3-6, 10-13]. Полученные на их основе оценки содержания летучих в расплавах разных геодинамических обстановок приведены в табл. 1.

Для характеристики представительности опробования летучих в магмах разных геодинамических обстановок укажем, что нами были использованы около 20000 определений их содержания. Места отбора проб схематически показаны на карте рис. 2. Опробование проводилось по породам главных современных геодинамических обстановок проявления магматизма, а также по породам их палеоаналогов (офиолитовых и островодужных комплексов, комплексов пород древних АКО, континентальной коллизии, а также областей древней внутриплитной активности).

Средние содержания H₂O, Cl, S, F в породах океанической, континентальной коры и в гидросфере оценены А. Б. Роновым и соавторами [17,19,33], уточнены позднее [8,18] и приведены в табл. 1. Расчет содержания



Рис. 2. Расположение районов отбора проб, представленных в базе данных по содержанию летучих в магматических расплавах разных геодинамических обстановок.

1 – срединно-океанические хребты, 2 – океанические острова, 3 – островные дуги и активные континентальные окраины, 4 – континентальные рифты.

и массы этих летучих в оболочках Земли проводился, исходя из модели ее строения и состава, предложенной А.Б. Роновым и его школой в [19, 33]. Модель является в основе своей эмпирической и базируется на обширном материале по распространенности и химическому составу пород, слагающих осадочную и гранитно-метаморфическую оболочки Земли [17]. В настоящей статье эти данные по сравнению с предыдущими публикациями пополнены новыми материалами, учитывающими, в частности, результаты детальных геохимических исследований «модельных регионов» (Восточно-Европейской Сибирской древних и Скифской молодой платформ, Уральской, И Кавказской, Карпатской и Центрально-Европейской складчатых зон и др.). В результаты аналогичных Учтены также исследований пределах кристаллических щитов и фундаментов платформ, в пределах осадочного слоя Тихого, Атлантического и Индийского океанов. В целом, для характеристики различных типов пород и осадков в определенных Роновым с соавторами [19] были протектонических зонах А.Б. анализированы десятки тысяч образцов, что определило признание этих данных, во всяком случае, для стратисферы, в качестве одних из наиболее достоверных в геологической литературе.

Таблица 1.

Содержания и массы летучих в расплавах, сформировавших литосферную оболочку, в породах коры и в гидросфере

Оболочки Земли (1) и их масса (2) по [18]		Содержание* (а) и масса*** (б)							
		H ₂ O		Cl		S		F	
1	2	a	б	a	б	a	б	a	б
Континентальная и		В расплавах***, сформировавших кору							
субконтинентальная кора,									
включая субдуцированную									
за геологическую									
историю (за 4,5 млрд. лет), в									
обстановках.	3348		44 11		2.04		2.71		2.20
	5510		44,11		3,94		2,71		2,29
островных дуг и активных									
континентальных окраин									
(ОД+АКО),	2243	1,69	37,91	0,14	3,14	0,078	1,75	0,051	1,14
			,	,	<i>.</i>		ŕ	-	
континентальных рифтов и	101								
горячих точек (КР)	184	1,17	2,15	0,248	0,46	0,099	0,18	0,2	0,37
ORODHINOCHIN HOTHINTHŬ									
плато и островов (ОО)	921	0.44	4.05	0.027	0.24	0.005	0.70	0.095	0.79
	721	0,44	4,05	0,037	0,34	0,085	0,78	0,085	0,78
Океаническая кора,	22000	0.33	72.6	0.014	3.08	0 1 1 1	24 42	0.023	5.06
за геологическую историю:	22000	0,55	72,0	0,014	5,08	0,111	24,42	0,023	5,00
Всего возникло при									
формировании океанической	25348		116.71		7.02		27.13		7.35
и континентальной коры:					,		,		,
Современная		В породах, слагающих кору, и в гидросфере							
континентальная кора -	2232	0,77	17,19	0,071	1,58	0,11	2,46	$0,064^3$	1,43
Современнная океаническая									
кора -	614	0,85	5,22	0,019	0,12	0,101	0,62	0,019	0,12
Всего современной коры -	2846		22,41		1,70		3,08		1,55
Гидросфера	135,8		135,8	1,9	2,7	0,09	0,13		<0,01
Всего в гидросфере,									
океанической	2981,8		158,21		4,40		3,21		1,55
и континентальной коре									
<u>Рециклированная кора:</u>	1116	0 77	0.50	0.071	0.70	0.11	1.02	0.064	0.71
континентальная -	1110	0, / /	8,59	0,071	0,79	0,11	1,23	0,064	0, /1
океаническая -	21380	0,85	181,8	0,019	4,06	0,101	21,0	0,019	4,06
Deero -	22302		190,39		4,00		22,03		4,//

Примечание. * содержание в мас.%; ** масса в 10²²г; *** о подходах к оценке среднего содержания летучих в расплавах разных геодинамических остановок см. текст.

Оценка вклада пород разных геодинамических обстановок в процессы корообразования

Для обоснования схемы баланса помимо оценки содержания летучих в магматических расплавах и породах, о которых говорилось выше, необходимы также оценки массы океанической и континентальной коры, включая их рециклированные за геологическую историю количества. Соответствующие оценки последних отражены в табл. 2. Эти оценки учитывают реконструкции объема, массы и состава коры, выполненные Роновым с соавторами [19, 33], а также подходы к определению масштабов корообразующих процессов, изложенные в работах [22, 32, и других]. Вслед многими исследователями ΜЫ полагаем, что формирование 3a континентального блока Земли происходило в геодинамической обстановке ОД+АКО, a также в результате переработки коллизионными И субдукционными процессами субконтинентальной по терминологии [22, 32] коры, возникшей в обстановке ОО и КР. В соответствии с данными А.Б. Ронова и др. [19, 33] масса континентальной коры составляет 2232x10²²г (8,10х10⁹ км³) и, следовательно, годовой ее прирост равняется 1,8 км³/год. Это близко к величине 1,72 км³/год, полученной А.Реймером и Г. Шубертом [32], по оценкам которых современный рост коры обеспечивается вкладом магматических продуктов магматических дуг (67 мас.%), океанических также внутриконтинентальных островов плато мас.%), И (27,5)a (внутриплитных) магматических областей (в 5,5 мас.%) (табл. 2). Указанные выше оценки прироста коры отвечают примерно 2/3 от ее общего роста, тогда как одна треть новообразованной коры поглощается в зонах субдукции за счет тектонической эрозии. Распространяя эти оценки на геологическую объем существующей субдуцированной историю, получим И континентальной коры продуктов И вклад В ee состав разной геодинамической природы (табл. 2). Здесь дополнительно отметим, что в формировании ОД+АКО участвовали магмы разного состава. Следуя данным [19], мы приняли, что состав континентальной коры, как и состав магматических комплексов АКО, эквивалентен составу магматических пород разного состава, взятых в пропорции (в об. %): основные – 56.5, средние – 33.9, кислые – 9.6, не учитывая, как отмечалось выше, что, скорее всего, эти соотношения менялись во времени. Это позволило нам оценить среднее содержание летучих в породах ОД+АКО [6]. В проявлениях внутриплитного магматизма (ОО и КР) вклад магм среднего и кислого состава имел резко подчиненное значение. Поэтому оценки связанных с этим магматизмом потоков летучих осуществлялись на основе данных об их содержании в основных расплавах.

Породы океанического сектора Земли фиксируют только тот их объем, который был сформирован примерно за последние 150 миллионов лет геологической истории Земли. Более древние магматические породы океанического блока считаются субдуцированными (рециклированными) в

Таблица 2.

Вклад пород разных геодинамических обстановок в состав океанической и континентальной коры Земли и массы этих пород, вовлеченные в рециклинг за геологическую историю (на основе данных Ронова и др., 1992; Reimer, Schubert, 1996)

Типы коры	Современный прирост коры в км ³ /год	Масса современной коры, в 10 ²² г	Масса коры, рециклирован- ная за геологическую историю, в 1022 г	Общая масса коры, сформирован- ная за геологическую историю, в 10 ²² г						
Океаническая кора (ОК)	17	614	21386	22000						
Континентальная	1,8	2232	1116	3348						
и субконти-										
нентальная кора (КК)										
В том числе сформированная в обстановках (в скобках доля в составе КК в %):										
островных дуг, активных окраин и задуговых бассейнов	1,2 (67)	1495	748	2243						
океанических плато и островов	0,5 (27,5)	614	307	921						
внутриконти- нентальных магматических областей	0,1 (5,5)	123	61	184						

допозднемезозойскую геологическую историю и не сохранились до настоящего времени. Однако, мало кто сомневается, что такие магмы извергались и ранее [7, 22, 36], поэтому мы распространили современную скорость роста океанической коры (~17 км³/год) на всю историю Земли, получив в результате суммарную массу равную 22000х10²²г. Современная масса океанической коры составляет 614х10²²г, откуда следует, что за геологическую историю было субдуцировано не менее 21386х10²²г этой коры, увлекшей с собой в недра планеты значительные массы воды, хлора, фтора, серы, которые учитывались в наших балансовых расчетах.

Ниже приведены параметры балансовых построений отдельно для каждого из рассматриваемых летучих компонентов.

Баланс воды (рис. 3)

Сведения о распределении воды в расплавах и породах разных геодинамических обстановок приведены в табл. 1. В соответствии с таблицей за геологическую историю магмами было вынесено воды (в 10²² г):

- при формировании океанической коры в обстановке COX - 72,6;



Рис.3. Схема баланса и распределения масс воды в потоках летучих и в верхних геосферах Земли

I – масса H₂O, вынесенная расплавами COX+OO+KP (на дивергентных границах литосферных плит и во внутриплитных областях) и расплавами OД+AKO (на конвергентных границах литосферных плит); II – массы и источники H₂O, вовлеченные в разнонаправленные потоки в обстановках конвергентных границ литосферных плит; III – баланс масс воды, участвующих в потоках летучих между мантией и верхними оболочками Земли, а также содержащихся в породах коры и в гидросфере.

- при формировании континентальной и субконтинентальной коры в обстановках островных дуг и активных окраин (37,91), континентальных рифтов и горячих точек мантии (2,15), океанических островов, плато и поднятий (4,05) – 44,11.

Таким образом, магматическими расплавами из недр Земли было извлечено – $116,71 \times 10^{22}$ г воды (табл. 1, рис. 3). Во внешних оболочках, включая рециклированные за геологическую историю их массы, зафиксировано в коре – $212,8 \times 10^{22}$ г и гидросфере – $135,8 \times 10^{22}$ г воды (табл. 1), то есть, в каждой из этих оболочек содержится воды больше, чем было вынесено ее из мантии. Из этого следует, что баланс воды между ее частями, вынесенными за геологическую историю магмами из мантии и содержащимися во внешних оболочках, не соблюдается.

На примере анализа потоков воды между разными оболочками мы рассмотрим особенности составления балансовых схем, которые были использованы также при рассмотрении баланса других летучих. Расчет баланса учитывал следующие ключевые моменты:

Обстановка СОХ. Среди восходящих из мантии потоков воды наиболее крупный поток связан с расплавами, формирующими океаническую кору в



Рис.4. Схема распределения масс и потоков летучих компонентов в обстановке срединно-океанических хребтов.

срединно-океанических хребтах (рис. 4, поток а). Содержание воды в расплавах СОХ составляет ~0,33 мас.%, что позволяет оценить ее объем, вынесенной расплавами за геологическую историю в количестве 72,6x10²²г. Эта вода частично перераспределяется в гидросферу и атмосферу (рис. 4, поток а'), частично консервируется в магматических породах. В условиях океанических бассейнов, особенно в обстановках срединно-океанических хребтов действуют мощные конвективно-гидротермальные системы. вследствие которых вода океана поступает в породы океанического дна (рис. 4, поток b). Среднее содержание воды в породах океанической коры, включающей помимо магматических пород также ассоциирующие с ними осадочные породы, оценивается в 1 мас.% и, таким образом, вслед за многими исследователями можно констатировать, что породы океанической коры после своего формирования существенно обогащаются морской водой. Гидратированная океаническая кора (включая ее рециклированную часть) вмещает в себя 181,8 x10²²г воды, которая (рис. 4, поток **c**) поступает затем с породами в зоны субдукции.

Обстановка ОД+АКО. Распределение потоков воды на конвергентных границах литосферных плит показано на рис. 5. В зону субдукции здесь во-





Рис. 5. Схема распределения масс и потоков летучих компонентов в обстановках конвергентных границ литосферных плит.

влекаются породы океанической коры, а также тектонически соскобленные породы континентальной коры [31]. Количество воды, перемещенной (рециклированной) в недра Земли совместно с породами океанического дна за геологическую историю, оценивается величиной 181,8 x 10²² г (табл. 1, поток Іа на рис. 5). Среднее содержание воды в континентальной коре составляет 0,77 мас.% (табл. 1) и, следовательно, с субдуцированной континентальной корой (поток *Ib* на рис. 5) в мантию было возвращено -8,59 х 10²² г H₂O. Всего же на конвергентных границах в мантию было рециклировано не менее 190,39 х 10²² г воды (рис. 5). Противоположную (восходящую) направленность на этих границах имеет поток летучих, связанный с магматизмом ОД+АКО. Его величина оценивается в 37,91 x 10²² г. Определенная часть этого потока имеет ювенильный мантийный источник, связанный с плавлением пород мантийного клина (поток *Ис* на рис. 5). Но, вклад ювенильного компонента не должен превысить того количества воды, которое выделилось бы при образовании океанической коры, равной по массе континентальной коре, из мантии СОХ. Это количество оценивается из расчета: масса океанической коры, равная массе коры ОД+АКО, умноженная на среднее содержание воды в магмах СОХ и, таким образом, составляет не более 7,4 х 10^{22} г H₂O. Выделилось же существенно больше (37,91 х 10^{22} г, рис. 3). Избыток в количестве $30,51 \ge 10^{22}$ г H₂O, скорее всего, был извлечен в результате дегидратации материала субдуцированной литосферы при его плавлении (потоки *IIa* и *IIb* на рис. 5). Но это количество воды составляет всего лишь 16% воды, рециклированной совместно с субдуцированной корой.

Распределение воды в условиях глубокого рециклинга. Сохранившаяся в субдуцированной литосфере масса воды составляет 159,88 x 10²² г (190,39 -30,51) (рис. 3). Эта вода вовлекается на более глубокие уровни мантии, участвуя, таким образом, в глубоком мантийном рециклинге (потоки «д» на рис. 1 и III на рис. 5). Мы полагаем, что частично она была вовлечена в источники внутриплитного магматизма (ОО и КР), благодаря чему расплавы этих обстановок были обогащены H₂O по сравнению с расплавами COX. видимо. часть этой воды не Олнако. большая участвовала в магмообразовании, поскольку В мантийном компоненте ОО И КР соотношение воды к хлору является пониженным (<12) по сравнению с их соотношением в потоках «д» на рис. 1 равным 33 (159,9/4,85). Если считать, что весь хлор потока «д» (рис.1) участвует в источниках внутриплитных магм и принять в этих магмах отношение воды к хлору равным 12, то только 58,2 x 10²² г воды должно участвовать во внутриплитном магмообразовании, что составляет лишь 36% воды потока «д» (рис. 1). Большая же ее часть, видимо, остается в мантии либо в составе неспособных к перемещению богатых водой магм, либо в качестве агента гидратации мантии [6]. Таким образом, за геологическую историю в результате процессов субдукции мантия Земли приобрела 159,9 х 10²² г воды (рис. 3). Скорость поглощения

воды в мантии в среднем за всю геологическую историю составляет около 3,6х 10¹⁴ г/год или около 0,36 км³/год.

Первичная экзосфера Земли. Избыток воды, отвечающей разнице между массами воды, которая, с одной стороны, содержится в гидросфере и породах коры и, с другой, была вынесена из мантии расплавами, оценивается в 231,9 х 10²² г. На наш взгляд (рис. 3), этот избыток отвечает количеству воды, существовавшей в первичной внешней экзосфере ранней Земли. Если учесть количество ювенильной воды (86,2 x 10²² г), выделившейся за геологическую историю, общий объем воды, участвующий то в геологических процессах в верхних оболочках Земли, составит не менее 318 х 10²² г. Часть этой воды вошла в состав коры и гидросферы Земли (158,21 х 10²² г), и примерно такая же часть (более 160 х 10²² г) оказалась вовлеченной во внутримантийный рециклинг. Итак, мы приходим к выводу, что на начальных этапах развития Земля обладала мощной водной атмосферой, масса воды в которой более чем в полтора раза превосходила ее массу в современном океане. При конденсации этой атмосферы должен был возникнуть океан со средней глубиной около 4 км.

Баланс хлора (рис. 6)

Основные параметры балансовой модели поведения хлора в геодинамических процессах представлены в табл. 1. В соответствии с ее данными за геологическую историю магмами было вынесено хлора (в 10²² г):

- при формировании океанической коры в обстановке СОХ - 3,08,

- при формировании континентальной и субконтинентальной коры в том числе рециклированной за геологическую историю в обстановках островных дуг и активных окраин, континентальных рифтов и горячих точек мантии, океанических островов, плато и поднятий – 3,94. Всего за историю Земли расплавами разных геодинамических обстановок из недр было извлечено – 7,02 х 10²² г хлора (табл. 1).

Во внешних оболочках, включая рециклированные за геологическую историю их массы, содержится в коре – 6,55, х 10^{22} г и гидросфере –2,7 х 10^{22} г воды (табл. 1), и, таким образом, как и для воды мы получаем избыточную массу хлора (2,23х 10^{22} г) во внешних оболочках по сравнению с ее количеством, выделившимся из мантийных расплавов.

В целом, поведение хлора в основных потоках летучих следующее:

В обстановке COX хлор ведет себя подобно воде [6]. Его содержание в расплавах меньше, чем в породах. Это указывает на гидратацию магматических пород после их формирования под воздействием гидротермально-конвективных систем. Поэтому, если с расплавами в обстановках COX было вынесено $3,08 \times 10^{22}$ г Cl, то в сформированной этими расплавами океанической коре, включая ее рециклированную часть, масса хлора оценивается в $4,06 \times 10^{22}$ г и, таким образом, на 25% представлена хло-



Рис.6. Схема баланса и распределения масс хлора в потоках летучих и в верхних геосферах Земли.

I – масса Cl, вынесенная расплавами COX+OO+KP (на дивергентных границах литосферных плит и во внутриплитных областях) и расплавами OД+AKO (на конвергентных границах литосферных плит); II – массы и источники Cl, вовлеченные в разнонаправленные потоки в обстановках конвергентных границ литосферных плит; III – баланс масс Cl, участвующих в потоках летучих между мантией и верхними оболочками Земли, а также содержащихся в породах коры и в гидросфере.

ром, заимствованным из морской воды.

Обстановка ОД+**АКО** (рис. 5). На конвергентных границах литосферных плит за геологическую историю в результате субдукции пород океанической и континентальной коры было поглощено – 4,85 x 10^{22} г хлора, содержащейся в этих породах (поток *Ia* и *Ib* соответственно на рис. 5). С погружением в зону субдукции общий поток субдуцированного хлора (поток I, рис. 5) разделяется на две ветви, баланс между которыми описывается соотношением:

 $Cl(I) = Cl(IIa+IIb)\uparrow + Cl(III)\downarrow$, где стрелками показаны соответственно восходящая и нисходящая ветви. При этом общий выход хлора с магмами на конвергентных границах составляет:

 $Cl_{OQ+AKO} = Cl(IIa+IIb) + Cl(IId)$, где поток Cl(IId) связан с плавлением мантийного клина. Как уже отмечалось выше, при плавлении деплетированной мантии мантийного клина экстракция летучего в расплавы не должна превышать той, которая существует при плавлении мантии в зонах срединно-океанических хребтов. Поэтому, вклад хлора мантийного клина в образование магм ОД+АКО или, что то же самое, континентальной коры за геологическую историю не может превысить его количества, которое выделилось бы при образовании эквивалентного объема океанической коры

из мантии СОХ. Этот вклад не должен превысить величины 0,31 x 10^{22} г Cl (рис. 6). Выделилось же на порядок больше, а именно 3,14 x 10^{22} г Cl. Избыток в количестве 2,83 x 10^{22} г Cl, по-видимому, обеспечивался за счет дегидратации при плавлении пород субдуцированной плиты. Учитывая то, что масса хлора в последней составляет 4.85 x 10^{22} г, можно заключить, что большая часть хлора перераспределяется в восходящие флюидные потоки, связанные с магматизмом краевых поясов.

Распределение хлора в условиях глубокого рециклинга. Сохранившаяся после субдукционной переработки часть хлора в количестве 2,02 х 10²²г Сl в составе погружающейся плиты, увлекается в глубины мантии (поток III, рис. 5). По-видимому, этот хлор входит в рециклинг, охватывающий по крайней мере всю верхнюю мантию. Повышенные (по сравнению с расплавами океанических хребтов) содержания хлора в расплавах ОО и областей КР, вероятно, связаны с появлением этого рециклированного хлора в источниках внутриплитного магматизма. Это вполне согласуется с современными геодинамических островов и внутриплитных континентальных областей является субдуцированная литосфера, обеспечивающая рециклинг вещества в геологических процессах [25].

Первичная экзосфера Земли. Оценим массу хлора, которая, повидимому, существовала во внешней экзосфере ранней Земли. Для этого в соответствии со схемой баланса (рис. 1) выделим из общего количества верхних хлора, участвующего составе оболочек, в том В числе рециклированного, массу хлора ювенильного происхождения (4,19 x 10²²г), то есть, извлеченную магмами из мантийных источников. Масса хлора первичной экзосферы, таким образом, составляет около 2,23 x 10²²г хлора. Это примерно равно массе хлора современной гидросферы (2,7 х 10²² г). Часть хлора первичной экзосферы возможно еще сохранилась в составе верхних оболочек Земли (около 0,21 х 10^{22} г = 4,40_{внешние оболочки} – 4,19 _{ювенильных} источников), остальная часть была перераспределена во флюидные потоки надсубдукционных зон и во внутримантийный рециклинг.

В более ранней публикации [6] наличие хлора в первичной экзосфере нами не рассматривалось, так как различие между ювенильными, а также рециклированными и содержащимися в верхних оболочках массами хлора было оценено на уровне ~ 5%, что в первом приближении позволило считать эти потоки сбаланстрованными. В настоящей работе, как уже отмечалось, в соответствии с данными [32] был более строго определен вклад магматизма разных геодинамических обстановок в формирование континентальной коры. Благодаря этому удалось показать, что разница между указанными выше массами была более значительная (~25%) и, соответственно, значительная часть хлора присутствовала в первичной экзосфере Земли.

Можно оценить, какой объем хлора был рециклирован разными геологическими процессами за геологическую историю. Как уже отмечалось,

содержание хлора в океанической коре (включая рециклированную) больше, чем было вынесено расплавами СОХ за всю историю Земли. Избыток 1,1 х 10^{22} г Cl. Видимо, это то количество хлора, которое в результате преимущественно гидротермальных процессов дополнительно поступило в океаническую литосферу (поток **b** на рис. 4). Соизмеримый по масштабам поток рециклированного хлора действует на конвергентных границах плит (рис. 5), где за геологическую историю в верхние оболочки было возвращено из субдуцированной коры 2,83 х 10^{22} г Cl (см выше). Наконец, довольно существенная часть хлора 2,02 х 10^{22} г вовлекалась в более глубокий рециклинг, охватывающий практически всю подлитосферную мантию. Таким образом, всего за геологическую историю было рециклировано около 5,98 х 10^{22} г хлора, что существенно превосходит его количество, содержащееся в земной коре и гидросфере.

Потоки фтора (рис. 7)

Данные о распределении фтора в во внешних оболочках Земли приведены в табл. 1. По сравнению с данными [20] в ней уточнены сведения о содержании фтора в породах континентальной коры по [2]. Всего за геологическую историю Земли из ее недр могло быть извлечено – 7,35х10²² г фтора (табл. 1, схема баланса рис. 7). В то же время, в породах литосферной и гидросферной оболочек, включая их рециклированную часть, было накоплено не более 6,32х10²² г фтора. Расхождение оценок выделившегося и накопившегося фтора составляет более 16%, при явном преобладании фтора первичных мантийных источников. Возможно, что это расхождение лежит в пределах ошибок определений средних содержаний фтора в породах и расплавах, однако, возможно также, что допущение о постоянстве этих содержаний на протяжении геологического времени нуждается в коррекции. Напомним, что наши оценки содержания летучих в магматических расплавах в основном базируются на данных по породам позднего фанерозоя, которые были распространены на всю геологическую историю. Возможно, что по отношению к фтору это допущение нуждается в коррекции, и поэтому можно предположить, что во времени количество фтора в магматических расплавах некоторых геодинамических обстановок могло изменяться. В этом случае ведущей причиной увеличения содержания фтора в магматических расплавах со временем могли стать процессы рециклинга.

Как следует из таблицы 1, средние содержания фтора в расплавах пород океанических плато и островов в четыре раза, а в расплавах пород континентальтных рифтов в десять раз больше его содержания в расплавах срединно-океанических хребтов. существующих В базальтов формирование островов геодинамических моделях океанических континентальных рифтов связывается с деятельностью мантийных плюмов, для состава которых характерна обогащенная мантия. Одним из важнейших источников такой мантии считается рециклированная литосфера, обогащен-



Рис.7. Схема баланса и распределения масс фтора в потоках летучих и в верхних геосферах Земли.

I – масса F, вынесенная расплавами COX+OO+KP (на дивергентных границах литосферных плит и во внутриплитных областях) и расплавами OД+AKO (на конвергентных границах литосферных плит); II – массы и источники F, вовлеченные в разнонаправленные потоки в обстановках конвергентных границ литосферных плит; III – баланс масс F, участвующих в потоках летучих между мантией и верхними оболочками Земли и содержащихся в породах коры и в гидросфере.

ная многими несовместимыми компонентами и, в частности, фтором, среднее содержание которого в рециклированной коре составляет 0,021 мас.% (см табл. 1). Поэтому, расплавы, образующиеся при плавлении такой рециклированной литосферы, даже в смеси с продуктами плавления днплетированной мантии могут быть обогащенными F. С этим замечанием согласуются данные по более высоким содержаниям фтора в расплавах, связанных с мантийными внутриплитными источниками (см. табл. 1, обстановки ОО и КР).

Обстановка СОХ. Появление ювенильного фтора в структурах литосферной оболочки Земли в первую очередь связано с магматическими извержениями в пределах срединно-океанических хребтов и образованием океанической коры. При формировании океанической коры за геологическую историю около 5,06 x 10^{22} г фтора при среднем его содержании в расплавах ~0,023 мас.%. В породах океанической коры содержания фтора более низкие (0,019 мас.%), что указывает на его перераспределение из магматических центров СОХ в гидросферу и атмосферу в количестве около 0,88 x 10^{22} г (поток **a**' на рис. 4). Содержание фтора в гидросфере на два порядка меньше, поэтому следует предполагать, что выделившийся из расплавов фтор был химически связан в породах континентальной коры.

Обстановка ОД+АКО. Содержание фтора в базальтовых расплавах островных дуг и активных окраин в три раза превосходит их содержание в аналогичных расплавах срединно-океанических хребтов (см. табл. 1, обстановки ОД+АКО). Поэтому такое его количество невозможно объяснить только за счет плавления вещества мантийного клина, который не может дать количества фтора больше, чем мантия срединно-океанических хребтов. Очевидно, что основной объем фтора в магмы ОД+АКО обеспечивается за счет его извлечения из пород субдуцированной литосферы.

В соответствии с данными табл.1 с породами субдуцированной коры (океанической и континентальной) поглощается $-4,77 \ge 10^{22}$ г F. (поток I, рис. 5). В пределах зоны субдукции этот поток разделяется на нисходящую и восходящую ветви (рис. 5). Массу фтора, извлеченную из субдуцируемой литосферы с расплавами, оценим, как и раньше, на основании соотношения :

 $F_{OZ+AKO} = F(IIa+IIb) + F(IId)$, где поток F(IId) связан с плавлением мантийного клина.

Доля фтора мантийного клина F(**IId**), оцененная по его содержанию в продуктах плавления деплетированной мантии, определяется величиной 0,52 х 10^{22} г. Следовательно, при плавлении субдуцированной литосферы в состав восходящего потока летучих дополнительно вводится около 0,62х х10²² г фтора (F_{OД+AKO} – F(**IId**)).

Поведение фтора в условиях глубокого рециклинга. После субдукционной переработки пород погружающейся плиты сохранившаяся в этих породах часть фтора (4,15х х10²² г F) вовлекается в более глубокие горизонты мантии (поток III на рис. 5). По нашему мнению, этот рециклинг фтора в мантию обеспечивает его более высокие содержания в магматических расплавах, связанных с активностью плюмов.

Первичная экзосфера Земли Выше было отмечено преобладание ювенильного фтора над тем его количеством, которое содержится во всех оболочках Земли, включая их рециклированные массы. Этот дисбаланс не позволяет предполагать какое-либо заметное участие фтора в первичной экзосфере Земли.

Как один из вариантов объяснения установленного дисбаланса мы допускаем, что содержание фтора в расплавах некоторых геодинамических обстановок во времени могло изменяться. Вероятнее всего такие изменения можно предполагать для внутриплитных обстановок, источники которых, как показали изотопно-геохимические исследования остаются [19], изолированными от областей плавления на протяжении длительных интервалов времени (1 – 3 млрд. лет), и, соответственно, попадание обогащенного фтором рециклированного компонента в верхние геосферы могло быть существенно задержано по сравнению с другими его потоками. Поэтому, мы допускаем, что обогащение фтором внутриплитных расплавов могло произойти на последних этапах геологической истории, в связи с чем вклад пород внутриплитных обстановок в общий баланс фтора в

литосферной оболочке Земли мог оказаться более низким, чем расчетный. Предполагая, например, что изначально содержания фтора в расплавах ОО и КР были сопоставимы с его содержаниями в расплавах СОХ, то в этом случае вклад фтора всех магматических источников (6,45x x10²² г) будет сбалансирован с его содержанием в коре и гидросфере.

Возможно еще одно решение проблемы. Так, если предположить, что рециклированный фтор полностью не концентрируется в субдуцированных породах, а частично перераспределяется в мантии, то тогда резонно ожидать, что в расплавах всех геодинамических обстановок, в том числе срединноокеанических хребтов, во времени его содержание должно нарастать. Установленные нами содержания фтора в расплавах, как отмечалось выше, характеризуют магмы преимущественно мезозоя и кайнозоя. Поэтому, в соответствии со сделанными допущениями, эти содержания должны рассматриваться как наиболее богатые, и поэтому распространять их на всю геологическую историю следует с выше упомянутыми поправками.

Потоки серы (рис. 8)

Сведения о распределении серы в расплавах и породах разных геодинамических обстановок приведены в табл. 1. По сравнению с данными [19, 33] внесено уточнение в среднее содержание серы в базальтах океанической коры. Выполненный нами анализ состава вулканических стекол показал, что в среднем в них сера содержится в количестве 0,107 мас%. Эта оценка близка к данным о содержании серы в породах океанического дна, полученным рядом исследователей (устное сообщение С.А.Силантьева) и к данным по закалочным стеклам СОХ [27]. Кроме того, она близка к содержанию серы в основных расплавах практически всех геодинамических обстановок, а также к ее содержанию в породах континентальной коры. Подобное постоянство содержания серы В мантийных расплавах и основных породах указывает на то, что она практически не фракционирует при кристаллизации расплавов И. следовательно, в породах океанической коры можно ожидать ее содержания, близкие к ее содержанию в расплавах и отмечаемые в закалочных стеклах базальтов СОХ.

Всего за геологическую историю магматическими расплавами из недр Земли было вынесено 27,13х10²² г серы. Количество серы, которое имеется в континентальной океанической коры, И В том породах числе рециклированной за геологическую историю, оценивается в 26,04x10²² г. Следовательно, можно говорить, что баланс серы между ее массами, вынесенными расплавами и законсервированными в породах разнотипной коры, в первом приближении соблюден. Из этого количества в современной и гидросфере находится около 3,21x10²² г серы. Остальное ее коре количество (~22,83x10²² г) участвует в процессах глубокого рециклинга.

25



Рис.8. Схема баланса и распределения масс серы в потоках летучих и в верхних геосферах Земли.

I – масса S, вынесенная расплавами COX+OO+KP (на дивергентных границах литосферных плит и во внутриплитных областях) и расплавами OД+AKO (на конвергентных границах литосферных плит); II – массы и источники S, вовлеченные в разнонаправленные потоки в обстановках конвергентных границ литосферных плит; III – баланс масс S, участвующих в потоках летучих между мантией и верхними оболочками Земли и содержащихся в породах коры и в гидросфере.

Ранее нами было показано [6], что поведение серы в базитовых магмах различных геодинамических обстановок отличается от поведения воды, фтора и хлора. Так, в отличие от последних, которые в целом могут рассматриваться как несовместимые с мантией элементы, поведение серы имеет двойственный характер, что было показано по закономерностям ее распределения во фракционирующих базитовых магмах СОХ. При низких содержаниях воды (менее 0,4%) она, как и вода, ведет себя как крайне несовместимый к мантии элемент и накапливается в расплавах, а при содержании воды более 0,4% сера приобретает свойства совместимого элемента. Помимо этого, в окислительных условиях сера окисляется и переходит в форму сульфат-иона, имеющего сродство с водным флюидом и способного к улетучиванию из магм с флюидной фазой. Такие условия преобладают в обстановках активных окраин, где при магматической дифференциации остаточные расплавы обедняются серой, которая переходит в гидротермальные системы и в атмосферу, определяющие появление в этих обстановках многочисленных колчеданных и порфировых месторождений, а также месторождений самородной серы.

В целом, поведение серы в геологических процессах описывается следующим образом.

В обстановке COX с магмами за геологическую историю вынесено 24,42 х 10^{22} г S. Она практически не перераспределяется в другие среды и сохраняется в породах океанической коры (22,22 х 10^{22} г).

Обстановка ОД+АКО. Масса серы, погребенной в зонах субдукции на конвергентных границах, оценивается в 22,83х10²² г. В то же время, с расплавами здесь было вынесено 1,75 х 10²² г S. Это меньше, чем вероятный вклад серы мантийного клина (II_d на рис.5), который в соответствии с ранее оговоренным методом расчета, мог достигать 2,48 x 10²² г. Мы полагаем, что столь низкий вынос серы связан с повышенным содержанием воды в расплавах конвергентных границ, вследствие которого, как уже говорилось, сера начинает вести себя как совместимый элемент, и остается в рестите не только при плавлении мантийного клина, но И при плавлении субдуцированной коры. Поэтому, по сравнению с другими летучими сера в степени подвержена перераспределению обстановках наименьшей В конвергентных границ.

Поведение серы в условиях глубокого рециклинга. В магмах ОО и КР сера имеет содержания, пониженные относительно содержания в расплавах СОХ. Этот факт, на наш взгляд, также свидетельствует об участии рециклированной литосферы в формировании внутриплитных источников магматизма. Эти источники обогащены водою, что, как было отмечено выше, влияет на поведение серы и, в частности, определяет ее преимущественное сохранение в рестите при плавлении в мантии.

Обсуждение

Общие замечания. Основной идеей выполненных исследований стало представление о разнонаправленных потоках летучих, действующих в верхних оболочках Земли. Восходящий (ювенильный) поток отвечает выносу летучих из мантии совместно с магматическими расплавами, нисходящий связан с транспортом (рециклингом) литосферного материала в недра Земли в зонах субдукции. Как было показано, поведение рассмотренных летучих в этих потоках достаточно различно. Так, вода и хлор участвовали в составе первичной экзосферы Земли. Количество воды, вовлекавшейся в процессы рециклинга, превышает ee ювенильные поступления, поэтому В геологической истории ее содержание в верхних оболочках постепенно уменьшается. В отличие от нее содержание хлора и фтора постепенно увеличивалось в гидросфере и породах коры, за счет доминирования ювенильной составляющей над рециклинговой. Сера в рассмотренных процессах ведет себя преимущественно как совместимый с основными расплавами элемент и в основном не перераспределяется во внешние оболочки при излияниях, поэтому, ее содержание остается постоянным в расплавах разных геодинамических обстановок и в породах континентальной и океанической коры.

Представленные материалы несомненно свидетельствуют об участии летучих в процессах рециклинга. Наиболее эффектно они проявлены на конвергентных границах литосферных плит в обстановках АКО+ОД, расплавы которых резко обогащены H₂O, Cl, F по сравнению с расплавами срединно-океанических хребтов, что объясняется экстракцией части этих летучих из субдуцированной коры. С эффектом рециклирования связывается также обогащение водой, фтором и хлором расплавов, возникших в мантийных плюмах. В отличие от этих летучих сера весьма умеренно вовлекается в процессы рециклинга.

Здесь еще раз отметим, что предложенная модель баланса является первым приближением, поскольку пока еще отсутствуют систематические сведения, позволяющие количественно учесть изменение соотношений объемов магматизма разного состава и разных геодинамических обстановок в течение геологической истории Земли. Особенно проблематичным является вопрос о составе океанической коры в ранние лунную, нуклеарную и кратонную (архей – ранний протерозой) стадии эволюции Земли [7]. В раннем архее разные авторы предполагают [36] возникновение в качестве океанической коры коматиитовую кору, аналогов базитовую кору, возникшую при значительно большей длине глобальной системы СОХ или большей скорости спрединга, а также различные варианты состава при океанической коры с участием других пород. К сожалению, даже по известным составам магматических пород архея и протерозоя практически отсутствуют надежные данные по содержанию воды, хлора, фтора и серы в их магмах (например, по расплавным включениям). В связи с этим предложенный в статье баланс летучих компонентов потребует уточнений по мере накопления данных по содержаниям этих компонентов в магмах ранних стадий геологической истории Земли.

Несмотря на сделанные в этой работе допущения, мы полагаем, что в принципиальном отношении предложенный подход, по-видимому, является более или менее верным. Критерием для такого заключения является соблюдение баланса между восходящими и нисходящими потоками, который был установлен для хлора, воды и серы, хотя посылки модели (средние содержания летучих в магмах и породах, а также представления о несущественном изменении во времени скорости корообразующих процессов при доминирующей роли тектоники литосферных плит) являлись независимыми между собой.

Рассмотрим некоторые следствия, которые вытекают из приведенных моделей баланса летучих в геодинамических процессах

Летучие и процессы рециклинга. Выполненные ранее исследования [3-6] показали, что в процессах магматической дифференциации и формирования коры вода, хлор и фтор ведут себя как несовместимые компоненты, накапливающиеся, в конечном счете, в атмосфере, гидросфере и продуктах наиболее глубокой дифференциации магматических расплавов. В то же время, одним из важных следствий рассмотренных балансов стал вывод об участии летучих в разнообразных процессах рециклинга, то есть в процессах их перехода из атмосферы и гидросферы в породы коры и совместно с последними - возвращения в мантию. Процессы рециклинга начинают действовать уже в обстановке СОХ при гидратации новообразованных пород коры и их обогащении по сравнению с расплавами водой и хлором.

Наиболее эффектно процессы рециклинга проявились на конвергентных границах плит. Магмы этих обстановок по сравнению с продуктами плавления деплетированной мантии в COX обогащены водой в 5, хлором в 10 и фтором в 2 раза. По сравнению с породами коры они богаче водой и хлором более чем в два раза. Поэтому, более половины массы этих летучих, конвергентных границах литосферных на плит. было вынесенных возвращено в гидросферу и атмосферу. Избыточное содержание летучих в магмах ОД+АКО по сравнению с магмами СОХ может быть связано только с участием в процессах плавления субдуцированной плиты, обогащенной этими компонентами. На долю этой воды приходится более 80% общей массы воды, задействованной в магматизме ОД+АКО. Отметим также, что с расплавами Земли конвергентных на поверхность на границах перераспределяется около 65% всего рециклированного хлора и около 25% фтора. Зоны островодужного и окраинно-континентального магматизма являются наиболее распространенными структурами земной коры, что позволяет утверждать ведущую роль субдукции в процессах рециклинга в геологической истории.

После переработки литосферы в зонах субдукции сохранившиеся в ней вовлекаются глубокий летучие рециклинг. По имеющимся В геодинамическим моделям с рециклированной литосферой связывается появление мантийных источников, питающих магматизм внутриплитных обстановок – океанических островов и лавовых плато, континентальных рифтов и областей, возникших над горячими точками мантии. Нами также получены данные об обогащении магм этих геодинамических обстановок водой, фтором и хлором, что хорошо укладывается в эти модельные представления. Как установлено последними сейсмотомографическими работами, области зарождения мантийных плюмов по глубине распределены неравномерно. На это особое внимание обращает Ю.М. Пущаровский [15], отметивший их приуроченность к выделенным им внутримантийным сейсмотектоническим разделам [16], вдоль которых, частности, В распределяется субдуцированный материал при своем погружении в мантию. Необходимо напомнить, что природа плюмов трактуется, по меньшей мере, двояко. С одной стороны, считается, что они имеют термальную природу, с другой, что они связаны с вещественной и, следовательно, плотностной неоднородностью мантии. Наши данные, свидетельствующие об обогащении расплавов в обстановках ОО и КР водой, хлором и фтором, показывают наряду с другими геохимическими характеристиками, что мантийные плюмы, несомненно, имеют определенные вещественные отличия от состава обычной мантии. Поэтому, подъем плюмов к поверхности мог определяться не только термальными и глубинными тектоническими движениями, но и плотностными отличиями его материала от окружающей мантии, в том числе за счет участия в его составе летучих компонентов, тогда как распределение зарождения могло определяться уровнями захороненния очагов ИХ литосферы (или сейсмотомографическими границами). На возможность глубинного рециклинга летучих влияет скорость субдукции. При высоких скоростях субдукции более низкотемпературные части субдуцируемых плит погружаются на большие глубины, сохраняя в силу более низких температур (при данном давлении) летучие компоненты [34]. Если высокие скорости спрединга и субдукции были характерны для ранних этапов истории Земли, то можно предполагать появление главных мантийных неоднородностей, являющихся источником плюмов, именно в это время.

Состав и масштабы первичной экзосферы Земли. Выполненные балансовые построения приводят нас к выводу о необходимости признания мощной газовой экзосферы у Земли, начиная с самых ранних стадий ее развития. Особый интерес в свете такого вывода приобретает схема баланса воды. Наиболее интригующим в этой схеме является то, что в зонах субдукции поглощается воды больше, чем ее выносится с расплавами всех геодинамических обстановок, и, тем не менее, на поверхности Земли сохраняется гигантский резервуар воды. Отметим, что идея о поглощении морской воды в мантии высказывалась и раньше [9, 24, 25, 31], но относительно надежно обосновать ее фактическим материалом в масштабе геологической истории удалось только в результате выполненного нами анализа.

В проблеме кажущегося несбалансированного распределения воды между геосферами возможны два варианта решения. Так, можно предположить, что на самых ранних стадиях своего развития Земля была лишена какой-либо атмосферы. В этом случае следует принять, что в дофанерозойское время, для которого пока еще имеется мало данных, интенсивность выделения воды из расплавов была существенно более высокой, чем сейчас (то есть, расплавы были более водонасыщенные), а содержание воды в породах субдуцированной коры, напротив, было более низким. Эти допущения не имеют под собой какого-либо основания, так как основные (мантийные) породы с характеристиками формирования ИЗ водонасыщенных расплавов (в первую очередь, амфибол-содержащие базальты) в докембрийских комплексах распространены не шире, чем в более молодых образованиях. Ничего не изменяют, например, и предположения о более высоких скоростях спрединга и субдукции на ранних стадиях развития Земли, так как в этом случае наряду с ростом вклада в общий баланс ювенильной составляющей еще в большей степени возрастает доля субдуцированной воды (и, кстати, хлора), что только увеличит избыток этих компонентов в схеме баланса.

Второй вариант предполагает наличие у Земли с самых ранних стадий ее существования мощной экзосферы. В соответствии с предложенной моделью баланса состав этой экзосферы определяли в основном вода и хлор в соотношении 100:1 (в современном океане ~ 100:2), тогда как сера и фтор, по-видимому, не играли заметной роли. Масса воды в первичной экзосфере ранней Земли оценивается в 231,9 х 10²² г, (рис. 3). Это более чем в полтора раза больше массы современного океана. При конденсации такой атмосферы должен был возникнуть океан со средней глубиной около 4 км. В судьбе этого океана решающую роль, по-видимому, сыграли процессы субдукции. За геологическую историю через зоны субдукции было поглощено в недрах Земли такое количество воды, которое сопоставимо с ее содержанием во всех современных внешних оболочках, включая гидросферу. Даже с учетом появления в общем балансе воды довольно значительного количества ювенильного компонента, средняя современная глубина океана сократилась практически в полтора раза и оценивается примерно в 2,7 км. Образно говоря, через зоны субдукции Земля «выпивает» свою гидросферу, вследствие чего происходит «обводнение» ее мантии. Заметим, что допущение более высоких скоростей спрединга и субдукции на ранних этапах развития Земли приводит к выводу о существенно более значительном содержании воды в первичной экзосфере и, соответственно, о более значительном ее перераспределении в мантию планеты.

Летучие и их возможная роль в геодинамике планет земной группы. Как нам представляется, участие водной среды, как самостоятельной в геологических процессах, определило ряд важных отличий оболочки Земли от других планет земной группы. Так, ни на одной из этих планет не обнаружено следов тектоники литосферных плит. Более того, они давно прошли пик своей геологической активности. Мы допускаем, что причиной иной тектонической истории развития Земли стало именно наличие мощной водной атмосферы и ее активное участие в процессах рециклинга, особенно на конвергентных границах плит. Магматизм этих обстановок, сыгравший решающую роль в формировании и преобразовании земной коры, характеризуется высокой дифференцированностью при преобладании среди его продуктов средних и кислых пород (андезитов, дацитов, риолитов и, особенно, гранитоидов) и высокой степенью насыщения расплавов водой, возрастающей по мере повышения их кремнекислотности. Благодаря участию воды температурный интервал формирования расплавов резко смещен в сторону более низких температур. Но эти расплавы, также как и участки их выплавления служат своеобразным «смазочным» материалом на границах субдуцируемых плит. По-видимому, можно сказать, что без участия воды в зонах конвергенции процессы субдукции, скорее всего, должны были бы прекращаться в результате заклинивания погружающейся плиты.

Косвенным подтверждением этого заключения является отсутствие в строении Марса и Венеры, лишенных водной атмосферы, структур, эквивалентных зонам конвергенции, и, в частности, типичного для этих зон гранитоидного магматизма. Мы полагаем, что именно поступление воды в недра на конвергентных границах литосферных плит могло стать тем решающим фактором, который поддерживал субдукцию на протяжении Земной истории.

По-видимому, с процессами глубинного рециклинга летучих можно в известной степени связать и глубинную геодинамику Земли. Постепенное обогащение водой мантии могло привести к снижению температур ее плавления и, как следствие, могло стать причиной смены во времени более высокотемпературного коматиитового магматизма толеитовым. Это в свою очередь должно было повлечь за собой продление магматической эволюции нашей планеты. Наконец, если зарождение и динамика плюмов регулируется не только термальными процессами, но и химической неоднородностью мантии, то процессы рециклинга и, в частности, рециклинга летучих могли сыграть ключевую роль в поддержании плюмовой активности Земли.

Статья подготовлена при финансовой поддержке РФФИ (проекты 02-05-64191, 02-05-64196, 02-05-64518), Программы Научные школы, грант НШ-1145.2003.5, ФЦНТП - проект 1.2 «Катастрофические процессы» («Глобальные изменения природной среды и климата»), Программы №5 ОНЗ РАН.

Литература

Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А. Глубинная геодинамика. Новосибирск. Изд-во СО РАН, филиал ГЕОС. 2001. 407 с.

Иванов В.В. Комплексный геоэкологический подход к снижению противостояние человека и природы. М. Изд-во ИМГРЭ, 2003, 61 с.

Коваленко В.И., Наумов В.Б., Ярмолюк В.В и др. Роль магматизма в концентрации воды во внешних оболочках Земли. В кн.: Глобальные изменения природной среды. Новосибирск: Изд-во СО РАН НИЦ ОИГГМ. 1998. С. 117-126.

Коваленко В.И., Наумов В.Б., Ярмолюк В.В., Дорофеева В.А. Летучие компоненты (H₂O, CO₂, Cl, F, S) в базитовых магмах различных геодинамических обстановок по данным изучения расплавных включений и закалочных стекол // Петрология. 2000. № 2. С. 131-164.

Коваленко В.И., Наумов В.Б., Ярмолюк В.В., Дорофеева В.А. Летучие компоненты (H₂O, CO₂, Cl, F, S) в магмах среднего и кислого составов различных геодинамических обстановок по данным изучения расплавных включений и закалочных стекол // Петрология. 2000. № 6. С. 585-617.

Коваленко В.И., Наумов В.Б., Ярмолюк В.В., Дорофеева В.А., Мигдисов А.А. Баланс воды и хлора между мантией и внешними оболочками Земли // Геохимия. 2002. № 10. С. 1041-1070.

Магматические горные породы. Эволюция магматизма в истории Земли. Ред. В.И.Коваленко. М.: Наука. 1987. 439 с.

Мигдисов А.А., Бреданова Н.В., Ярошевский А.А. Новые данные по распространенности элементов в осадочной оболочке. 2002 (в печати). **Монин А.С.** История Земли. Л.: Наука, 1977. 288 с.

Наумов В.Б., Коваленко В.И., Дорофеева В.А. Концентрация фтора в магматических расплавах по данным изучения включений в минералах // Геохимия. 1998. № 2. С. 147-157.

Наумов В.Б., Коваленко В.И., Иваницкий О.М. Концентрация летучих компонентов (H₂O, Cl, S, CO₂) в магматических расплавах по данным изучения включений в минералах // Доклады РАН. 1996. Т. 347. № 3. С. 391-393.

Наумов В.Б., Коваленко В.И., Иваницкий О.М., Савельева Н.И. Концентрация хлора в магматических расплавах по данным изучения включений в минералах // Геохимия. 1995. № 6. С. 798-808.

Наумов В.Б., Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Дорофеева В.А. Концентрация летучих компонентов (H₂O, Cl, F, S, CO₂) в магматических расплавах различных геодинамических обстановок // Геохимия. 2000. № 5. С. 555-564.

Пущаровский Ю.М. Некоторые современные проблемы тектоники Земли // Геотектоника. 2004.(в печати)

Пущаровский Ю.М. Линейность и нелинейность в геологии //Геотектоника. 1999. №3. с.42-49

Пущаровский Ю.М., Пущаровский Д.Ю. Геосферы мантии Земли// Геотектоника. 1999. №1. с.3-14

Ронов А.Б. Стратисфера или осадочная оболочка Земли (количественное исследование). М.: Наука. 1993. 144 с.

Ронов А.Б., Мигдисов А.А. Количественные закономерности строения и состава осадочных толщ Восточно-Европейской платформы и Русской плиты и их место в ряду древних платформ мира // Литология и полезные ископаемые. 1996. № 5. С. 451-475.

Ронов А.Б., Ярошевский А.А., Мигдисов А.А. Химическое строение земной коры и геохимический баланс главных элементов. М.: Наука. 1990. 183 с.

Ярмолюк В.В., Иванов В.Г., Коваленко В.И. Источники внутриплитного магматизма Западного Забайкалья в позднем мезозое-кайнозое (на основе геохимических и изотопных данных) // Петрология. 1998. Т.б. № 2. С.115-139.

Aggrey K.E., Muenow D.W., Batiza R. Volatile abundances in basaltic glasses from seamounts flanking the East Pacific Rise at 21° N and 12-14° N // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1988. V. 52. № 8. P. 2115-2119.

Condie K.C. Plate tectonics and crustal evolution. 4th ed. Oxford, UK: Butterworth-Heinemann. 1997, 282p.

Davies J.H., Stevenson D.J. Physical model of source region of subduction zone volkanics // J. Geophys. Res. 1992. V. 97. № B2. P. 2037-2070.

Dickinson W.R., Luth W.C. A model for plate tectonic evolution of mantle layers. / Science. 1971. V. 174. P. 400-404.

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.

Hofmann A.W. Mantle geochemistry: the message from oceanic volkanism. // Nature. 1997. V. 385. P. 219-229.

Jambon A. Earth degassing and large-scale geochemical cycling of volatile elements // Carroll M.R. and Holloway J.R., eds. Volatiles in magmas. Rev. Mineral. 1994. V. 30. P. 480-517.

Maruyama S. Plume tectonics. // Journ.Geol.Soc.Japan. 1994. V.100. N1. P.24-49.

Michael P. Regionally distinctive sources of depleted MORB: Evidence from trace elements and H₂O // Earth Planetary Sci. Lett. 1995. V. 131. P. 301-320.

Michael P.J., Schiling J-G. Chlorine in mid-ocean ridge magmas: Evidence for assimilation of seawater-influenced components // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1989. V. 53. P. 3131-3143.

Peacock S.M. Fluid processes in subduction zones. // Science. 1990. V. 248. P. 329-337.

Reymer A., Schubert G. Phanerozoic addition rates to the continental crust and crustal grouth. // Tectonics. 1984. V. 3. P. 63-77.

Ronov A.B., Jaroshevsky A.A., Migdisov A.A. Chemical structure of the Earth's crust and major element geochemical balance // International Geological Reviews. 1991. № 10. P 941-1031. № 11. P.1032-1085.

Staudigel H., King S.D. Ultrafast subduction: the key to slab recycling efficiency and mantle differentiation?// EPSL. 1992. V.109. p.517-530.

Volatiles in magmas. Carroll M.R. and Holloway J.R., eds.// Rev. Mineral. 1994. V. 30. 550 p.

Windley B.F. The evolving continents. 1995. John Wiley a. Sons. Chichester-New York-Brisbanee-Toronto-Singapore. 526 pp.

УДК 50.4+550.4

Карбонатный метасоматизм мантии о-ва Фернандо де Наронья, Бразилия

Когарко Л.Н.¹, Kurat G.², and Ntaflos T.³

¹ ГЕОХИ им. В.И.Вернадского РАН, Москва, Россия ² Naturhistorisches Museum, Postfach 417, A-1014 Vienna, Austria ³ Institute of Petrology, University of Vienna, Austria

Мы приводим доказательства карбонат-силикатной несмесимости в мантийном материале о-ва Фернандо де Наронья (Юго-западная Атлантика). Петролого-геохимические исследования лерцолитовых и гарцбургитовых нодулей о-ва Фернандо де Наронья показали, что мантийный субстрат этого региона подвергался активному карбонатному метасоматозу. Карбонатный метасоматизм приводил к верлитизации и карбонатизации мантийного субстрата (первичные генерации оливина, ортопироксена и клинопироксена)

Верлитизация (и карбонатизация) мантийного субстрата возникла в результате взаимодействия с первичным эфемерным расплав-флюидом доломитового состава согласно реакциям

 $4MgSiO_3 + CaMg(CO_3)_2 = 2Mg_2SiO_4 + CaMgSi_2O_6 + 2CO_2$

 $3CaMg(CO_3)_2 + CaMgSi_2O_6 = 4CaCO_3 + 2Mg_2SiO_4 + CO_2.$

В оливине были обнаружены многочисленные микровключения, содержащие высокощелочные стекла алюмосиликатного состава, сульфидные глобули, карбонаты и углекислоту. Взаимоотношения между стеклом, сульфидными глобулями и карбонатами позволяют предполагать явления несмесимости между карбонатным, сульфидным и силикатным расплавами в результате частичного плавления метасоматизированной мантии.

Таким образом, полученные результаты подтверждают развиваемую нами двустадийную модель генезиса карбонатитов – 1-стадия - метасоматическое взаимодействие между мантийным субстратом и первичным доломитовым расплав-флюидом, приводящее к верлитизации и карбонатизации, 2-стадия - частичное плавление метасоматизированной мантии с возникновением богатых кальцием карбонатитов. В ходе этого процесса могут возникать явления несмесимости.

Введение

Мантийный метасоматоз является одним из мощнейших процессов дифференциации мантии Земли. Крупномасштабные геохимической процессы переноса вещества в пределах верхней мантии теснейшим образом связаны с генезисом щелочного и карбонатитового магматизма. Например, наши изотопные данные по Кольскому полуострову показали [22, 25], что пересыщенные щелочами крупнейшие в мире магматические системы и связанные с ними суперкрупные редкометальные месторождения, а также карбонатиты формировались из деплетированной в отношении редких $Sr^{87}/Sr^{86} = 0.7035 - 0.7038, [25]).$ мантии (eNd=4.5, Подобная элементов
деплетированная характеристика была получена и для карбонатитов о-вов Зеленого мыса, хотя эти породы исключительно обогащены редкими элементами и легкими редкими землями.(Kogarko, 1993) Таким образом, возникает парадокс-с одной стороны щелочные и карбонатитовые породы значительно обогащены редкими элементами, а с другой они генерировались из обедненного редкими элементами мантийного субстрата. Колоссальное концентрирование редких элементов в щелочных породах и карбонатитах этих регионов по всей вероятности связано с крупномасштабными процессами мантийного метасоматоза, прошедшего в узком временном интервале (371-361 млн. лет) так что первичная изотопная метка осталась неизменной.

Метасоматоз (скрытый и модальный) широко распространен в мантийных породах [36]. Метасоматическими агентами являются либо низковязкие, подвижные силикатные расплавы или карбонатные флюидымагмы, либо флюиды, обогащенные водой и углекислотой. В ходе метасоматических процессов может происходить формирование мономинеральных пород [16, 30, 33].

Различные исследователи предполагали, что первичные карбонатные жидкости являются активными агентами мантийного метасоматоза, формируя минералы второй генерации оливины, клинопироксены, шпинели и минералы, обогащенные легкими редкими землями такими как апатит, криштонит и т.д. [8, 18, 19, 23, 43, 57, 58]. Недавно мы показали, что океанская мантия гарцбургитового состава о-ва Монтана-Клара (Канарский Архипелаг) [23] была значительно метасоматизирована карбонатными расплав-флюидами доломитового состава по следующей реакции *enstatite* + *dolomite* = *forsterite* + *diopside* + *CO*₂.

В ходе адиабатического декомпрессионного частичного плавления карбонатизированной и верлитизированной мантии о-ва Монтана Клара по происходило возникновение мнению несмесимости нашему между карбонатной сульфидной и силикатной жидкостями. Это была первая публикация в мировой литературе, в которой был описан первичный карбонатитовый высококальциевый расплав. Мы предположили, что минеральная исследованная ассоциация может рассматриваться как микромодель генезиса высококальциевых мантийных карбонатитов в ходе плавления метасоматизированной океанической мантии.

Позже Яксли [58] описал очень похожую минеральную ассоциацию в мантийных нодулях вулкана Невер (юго-восточная Австралия).

В этом мантийном материале округлые глобули кальцитового состава погружены в алюмосиликатном стекле, содержащем клинопироксен и оливин второй генерации. Эти исследования подтверждают существование щелочных доломитовых расплавов в литосферной мантии юго-восточной Австралии. Эти расплавы являются главными агентами мантийного метасоматоза деплетированной литосферной мантии в основном гарцбургитового состава.

Ha первоначальной зоны, стадии ЭТОГО процесса возникают обогащенные редкими элементами. Когда пропорция инфильтрирующего доломитового состава достигнет 6-12% реакция-енстатит+доломит= форстерит+диопсид+ углекислота (при 1.5-2 Gpa) полностью сдвигается вправо с образованием верлита, содержащего апатит, амфибол, флогопит и кальцит. Яксли [58] предполагает, что кальцит в австралийских нодулях представлен кумулусной фазой.

Зайферт и Томас [46] обнаружили в верлитовых ксенолитах из Гроссер Вюртембергских тефритов (Германия) скопления стекла содержащего несмешивающиеся глобули Ca,-Fe-Mg карбоната. Эти авторы связывают возникновение обогащенного кальцием карбонатитового расплава В результате метасоматоза углекислотными флюидами. Пайл и Хагерти[40] описали ассоциацию –корбонатные глобули-натрий-содержащее алюмосиликатное стекло в метасоматизированном эклогитовом нодуле из южно-Африканского кимберлита. На основании анализа взаимоотношений-стекла и карбонатных глобулей, авторы пришли к выводу о явлениях несмесимости между силикатным и карбонатными расплавами. Ряд авторов описали магний-содержащие карбонаты, погруженные в стекла, в мантийных ксенолитах о-ва Шпицберген [2, 18] и интерпретировали их генезис как явление несмесимости между силикатной и карбонатной жидкостью. силикатно-карбонатной Рассмотрение несмесимости в свете экспериментальных данных показало [29, 11, 20, 4, 13] что существуют широкие поля расслоения в силикатно-карбонатных системах при давлениях 2-25 кб.

Однако Ли и Вайли [31, 32] ввели ряд ограничений на масштабы проявления карбонатно-силикатной несмесимости. Эти авторы представили убедительные доказательства о том, что карбонат, выделяющийся из силикатно-карбонатных расплавов, часто имеет округлые, каплевидные закаленный расплав. Рассмотрение формы, похожие на составов сосуществующих жидкостей в силикатно-карбонатных системах привело этих авторов к выводу, что в мантийных условиях явления карбонатносиликатной несмесимости мало вероятны. Сравнительно недавно Ионов [17], рассматривая богатые кальцием и обедненные натрием карбонаты из мантийных ксенолитов Монголии и Шпицбергена, заключил, что карбонаты, скорее всего, представляют собой кумулятивные кристаллы кальцита, а не закаленную жидкость. Тем не менее, он отмечает, что природа текстурных взаимоотношений между карбонатными глобулями и силикатным стеклом остается не ясной.

Таким образом, генезис богатых кальцием карбонатитов в верхней мантии остается нерешенным, вследствие этого новые минералогические и петрографические исследования мантийных карбонатов представляют огромный интерес.

Геологические особенности района исследований

Остров Фернандо де Наронья находится в юго-западной Атлантике в 345 км от Бразилии. Остров занимает около 16,9 км² и сложен тремя комплексами интрузивных и эффузивных пород: Ремедиос Кишаба и наиболее молодой Сан Жозе. [1, 38]. Наиболее древний комплекс - Ремедиус трахитами, трахи-фонолитовыми представлен фонолитами, штоками, дайками, жерловыми вулканическими фациями. экструзивными пирокластическими породами включая агломераты, брекчии, лапиллиевые туфы и пеплы. Состав пирокластического материала в основном трахитовый и фонолитовый.

Дайковый комплекс Ремедиуса включает различные типы фоидитов, базанитов, тефритов и фонолитов. Второй древний комплекс - Кишаба перекрывает породы Ремедиуса в двух районах и представлен главным образом эффузивными породами состава оливиновых меланефелинитов. Наиболее молодые породы комплекса Сан Жозе базанитового состава обнажаются в основном на полуострове Чапео [1, 38]. Базанитовые потоки содержат большое количество мантийных нодулей, которые впервые были описаны Алмейдой [1, 38] и впоследствии Мейером и Свизерой [37], которые дали незначительную информацию о минеральном составе нодулей.

Аналитические методы

Минералы мантийных ксенолитов были исследованы на электронном микрозонде Камека-100 при напряжении 15 кв и силе тока 20 na. Природные и синтетические минералы были использованы в качестве стандартов. Время измерений составляло 20 с для всех элементов. Кальций в оливине анализировался с использованием в качестве стандартов волластонита и оливина из Сан Карлоса. При напряжении в 20 кв и силе тока 40 па Продолжительность анализа составляла 100 сек для обоих пиков и фона. Для сохранения шелочных элементов В микровключениях стеклах И продолжительность анализа была сокращена до 15 сек, но даже в этих случаях часть щелочных элементов была потеряна. Использовались поправки Пишо и Пишуара [39]. Редкоземельные элементы исследовались в 15 образцах мантийных ксенолитов методом нейтронной активации[28]. В Инте Геохимии и Аналитической Химии РАН с использованием облучения в Ин-те Инженерной Физики.

Текстурные особенности ксенолитов и их химический состав

Мантийные нодули с полуострова Чапео де Нордесте были собраны в экспедиции 17 рейса "Академик Борис Петров" (1991г).

Большинство ксенолитов имели размер 0.5-25см, в редких случаях размер достигал 35см. Все ксенолиты имеют перидотитовый состав (таблица 1).

				Co	ставы мет	гасоматизь	трованны	х ксенолит	0B				
	Si02	TiO2	A12O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K20	P205	Cr203	H20	Сумма
fn-12	45,56	0,18	3,53	8,99	0,15	36,83	3,40	0,22	0,04	0,04	0,02	0,88	99,84
fn-18	45,06	0,22	3,40	7,65	0,13	39,92	2,59	0,17	0,05	0,04	0,25	0,56	100,04
fn-20	44,31	0,16	2,72	8,59	0,14	41,04	2,16	0,30	0,11	0,07	0,23	0,16	66,66
fin-2	43,82	0,14	2,75	8,35	0,14	40,76	2,55	0,22	0,11	0,05	0,21	0,81	99,91
fn-X	42,30	0,73	3,85	13,44	0,18	30,15	6,69	0,89	0,34	0,10	0,12	0,44	99,23
fn-14	45,37	0,14	3,19	7,93	0,13	40,46	1,41	0,22	0,10	0,06	0,35	0,57	99,93
fn-17	44,32	0,06	0,94	7,7	0,13	45,09	0,74	0	0,01	0,04	0,34	0,24	99,61
fn-6	41,6	0,11	2,26	8,34	0,13	42,65	1,44	0,05	0,01	0,04	0,24	2,55	99,42
fn-18	43,11	0,34	3,25	8,6	0,14	40,27	1,92	0,38	0,24	0,11	0,25	0,47	99,08
fn-44	43,33	0,14	1,94	9,06	0,16	40,89	2,03	0,24	0,15	0,09	0,21	2,2	100,44
fn-43	44,36	0,06	0,89	7,7	0,13	44,99	0,71	0,09	0	0,03	0,28	0,28	99,52
fn-10	43,89	0,08	1,87	7,95	0,13	42,94	2,07	0	0,01	0,06	0,27	0,81	100,08
fn-04	43,67	0,22	3,12	8,48	0,13	40,44	2,16	0,15	0,14	0,08	0,3	0,32	99,21
fn-21	44,51	0,08	1,99	7,82	0,13	42,88	2,02	0,08	0,02	0,05	0,33	0,43	100,34
fn-38	43,78	0,07	2,2	8,16	0,13	41,09	2,48	0	0,03	0,03	0,22	0,51	98,70
fn-09	44,92	0,09	2,69	7,71	0,14	41,22	2,48	0	0,05	0,03	0,28	0,59	100,20
fn-04a	43,41	0,25	2,82	8,84	0,14	41,66	2,01	0,16	0,16	0,07	0,24	0,42	100,18

_		
g	g	
	Ч	
L V	5	
Ê	J	

Выделяются две группы ксенолитов: 1 - шпинелевые лерцолиты и гарцбургиты 2 - пироксениты и верлиты. Гранатсодержащие разности обнаружены не были. Большинство шпинелевых лерцолитов и гарцбургитов имеют гранобластовую текстуру. Ксенолиты с порфирокластовой текстурой встречаются реже.

Пропорции главных породообразующих минералов мантийных ксенолитов о-ва следующие: оливин - (65-80 объемных процентов), ортопироксен (7-25 об. %), клинопироксен и шпинель (0,5-10 об %).

Пироксениты и верлиты встречаются весьма редко. Содержания клинопироксена, оливина и шпинели в пироксенитах и верлитов варьируют в широких пределах. Обе группы пород подвержены активному карбонатному метасоматозу, выраженному в развитии таких минералов как апатит, минералы второй генерации - мелкозернистого оливина (5-40 µm), клинопироксена (1-35 µm), шпинели (1-15 µm), карбоната (от 10 до 200 µm), стекла (до 1 - 2 mm) и сульфидов (0.5-10 µm.). В одном из ксенолитов мы обнаружили кирштейнит (таблица 2). Минералы первой генерации оливины, ортопироксены, клинопироксены и шпинели весьма крупных размеров, иногда до 3-5 мм. Они секутся многочисленными прожилками мелкозернистого агрегата, состоящего из оливина, клинопироксена, карбоната, стекла и сульфидов. В одном из ксенолитов был обнаружен бариевый стронцианит. Иногда подобные мелкозернистые агрегаты реакционно замещают главным образом ортопироксены, а иногда они развиваются по спайности ортопироксенов (рис. 1, 2). Часто клинопироксен (и оливин 2 генерации) замещает ортопироксен. Состав минералов первой генерации (оливина, ортопироксена и клинопироксена) (таблица 2) типичен для верхнемантийных пород. Оливин второй генерации заметно обогащен кальцием (до 0.27%) по сравнению с первичными оливинами (0.06 -0.08 вес.%). Клинопироксены поздней генерации являются более кальциевыми и магниевыми, но менее алюминистыми и щелочными по сравнению с первичными пироксенами. Однако некоторых метасоматических в пироксенах содержания натрия достигает 2.55%, что заметно выше концентрации этого элемента в клинопироксенах ранней генерации. Среди минералов второй генерации был обнаружен армалколит в тесной ассоциации со стеклом. Поликристаллические выделения карбонатов образуют округлые, червеобразные формы с резкими менисками в тесной ассоциации со стеклом, клинопироксеном и оливином второй генерации. В одной из метасоматических зон мы обнаружили Ba-Sr сульфат-бариевый стронцианит в ассоциации с кальцитом, клинопироксеном, оливином и шпинелью второй генерации.

В некоторых породах сеть метасоматических прожилков до 2 мм ширины и до 100 мм длины выполнена исключительно кальциевыми

карбонатами. Состав карбоната-магний содержащий кальцит с атомным соотношением Ca/(Mg+Ca+Fe+Na) близким к 0.85-0.96 и содержащим следы



Рис 1. Фотография в отраженных электронах ортопироксена, замещаемого мелкозернистым метасоматическим агрегатом.

Орх - ортопироксен, Ol - оливин, X - клинопироксен, Gl - стекло, C - карбонат, В – бариевый стронцианит, Pl -плагиоклаз.







Рис. 3. Химический состав микровключений стекла в оливине-проекция на диаграмму щелочи-кремнезем.

Si, Fe, Al и Na (таблица 1). В одном из шлифов кирштейнит находится в тесной ассоциации с карбонатом и оливином второй генерации (таблица 2).

Интерстициальные выделения щелочного алюмосиликатного стекла содержат кристаллы оливина и клинопироксены второй генерации, а также сульфидные и карбонатные глобули. Закалочные кристаллы хлор-апатита (содержание хлора 0.65%) и рутила присутствуют в стекле.

Состав стекла значительно варьирует (рис. 3) от андезито-базальтового до сильно дифференцированных -трахитового, фонолитового и дацитового составов. В некоторых случаях стекла частично раскристаллизованны и содержат закалочные выделения плагиоклаза и калиевого полевого шпата. Стекла аналогичного состава были описаны в ряде работ, посвященным мантийным ксенолитам из различных районов континентов и океанов [8, 10, 15, 18, 23, 45, 49, 57, 58].

Часто стекла содержат многочисленные сульфидные глобули с составами типичных мантийных сульфидов (таблица 2). Глобули состоят в основном из смеси железоникелиевого пирротина и пентландита, которая представляет собой, по-видимому, распавшийся моносульфид с небольшим количеством меди и кобальта и в некоторых случаях повышенной концентрацией цинка (до 2.65%).

Оливины содержат большое количество микровключений, заполненных моносульфидом Fe, Ni, и Cu, карбонатами и плотной углекислотой.

i,	
цa	
Ш	
Q	
Ľ	

(%
(mac.
микровключений
И
минералов
ксенолитов,
COCTAB
ческий

	X	энине	ский со	CTAB]	сено.	литов,	минера	лов и	мик	ОВКЛН	иений	i (mac.	(%				
Образец	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO	Fe	MnO	Cr_2O_3	NiO	Ni	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	Zn	Cu	s	Сумма
ксенолит FN-20	44.3	0.2	2.7	8.6	ı	0.1	0.2	'	ı	40.0	2.2	0.3	0.1	ı	ı.	ï	98.7
ОЛИВИН	40.9			9.9		0.1		0.3		48.5	0.1	1		•	•		9.66
оливин(II)	40.6	0.1		10.1		0.2	0.1	0.2		47.5	0.2			•	•		99.0
ортопироксен (I)	54.1	0.1	4.7	6.3	I	0.1	0.5	0.1	ı	32.1	0.8	0.1	ı	ı	ı	ı	98.9
клинопироксен (I)	51.1	0.2	5.7	3.4	ı.	0.1	0.0	ı	ı	15.8	18.7	1.2	I	ı	ı	1	97.1
Клинопироксен 11	53.1	1.00	1.2	2.9	ı	ı	1.2	0.1	ı	18.1	22.7	0.6	ı	ı	ı	ı	100.9
шпинель (I)	0.1	0.1	45.5	17.8		0.1	16.2	0.3		17.8				1	•		97.9
шпинельII)	0.1	68.5	1.3	11.7	-	0.1	1.6	-	-	11.3	0.1	-	'	-	-	-	94.7
Карбонатное включение	2.9	0.7	1.0	1.3	ı	ı	I.	ı	ı	4.3	45.5	0.5	0.4	ı	ı	ı	56.6
карбонат	0.3	1		0.3	1	ı				1.0	52.4	0.1	·	ı	ı		54.1
Включение стекла	57.5	1.0	25.4	1.6	ı	ı		,	ı	ī	1.0	9.0	3.9	,	ı	1	99.4
Сульфидное включение	I	ı	ı	ı	32.7	ı	,	ı	32.5	ï	ı	0.1	ı	,	T	34.0	99.3
Сульфид в карбонатном включении	I	I	ı	I	33.3	I	I	I,	31.8	I	I,	I	ı	2.6	0.8	31.4	6.66
кирштейнит	30.9	0.1	0.3	19.7		0.4		0.1		15.8	31.4			'		•	98.78
Срх вмещ базальт	47.4	2.5	4.5	6.8	'	0.4		0.2	'	12.3	25.2	0.7	'	ı	ı	'	100.0

Встречено также большое количество включений дифференцированного стекла, захваченного в виде мелких капель или представленных формами негативных кристаллов.(от 0.5 до 30 мк). Они изотропны однако, в редких случаях слабо двупреломляющие. Иногда микровключения стекла содержат



Рис 4. Фотография в отраженных электронах микровключений стекла в оливине.

Яркое - сульфидные микровключения (S); белое-карбонатные включения,содержащие глобули сульфидов (C), включение частично выщелочено, серое-микровключение трахито-фонолитового стекла. (Gl).

дочерние фазы в виде капель моносульфидов железа и никеля и глобули плотной углекислоты (рис. 5). Состав микровключений стекла обычно близок к пересыщенным щелочами фонолитам или трахитам (таблица 2).

Сульфидные включения размером 0.5-5 мм образуют скопления, часто вытянутые в определенных направлениях, причем иногда наблюдается постепенное уменьшение размеров включений. Сульфидные включения имеют каплевидную форму реже отрицательных кристаллов (рис. 5). Сульфидные включения имеют состав железо-никелевого моносульфида с незначительными количествами меди, кобальта. В одном образце мы обнаружили ассоциацию пирротин- халькопирит. В некоторых сульфидных включениях содержание цинка достигало 2.65 вес %. Насколько нам известно, это первая находка сульфидов в мантии с таким содержанием цинка.

Некоторые микровключения представлены ассоциацией, состоящей из стекла и моносульфидов, причем границы между этими фазами резкие и закругленные.

Карбонатные микровключения образуют удлиненные трубчатые формы или негативные кристаллы. В этих включениях проявлены явления выщелачивания - в результате чего возникли пористые структуры. В одном включении (рис. 5) Ni-Fe сульфид (таблица 2) в виде округлого выделения находится в карбонате, между фазами отмечается отчетливый мениск (рис. 5).



Рис. 5. Фотография в отраженных электронах плавки при T = 1220 °C, P = 8 kbar.

Сульфид-карбонат-силикатная несмесимость, S – сульфидная жидкость, C –карбонатная жидкость, Gl – стекло, силикатная жидкость (Kogarko, Slutsky, 1999, в печати).

Включения стекла, карбонатов и сульфидов контролируются одними и теми же плоскостями в кристаллах оливина, что говорит об одновременном захвате карбонатной, сульфидной и силикатной жидкостей. Все минералы ксенолитов в особенности оливин содержат большое количество включений CO₂.

Состав редкоземельных элементов в мантийных ксенолитах о-ва показан на рис. 7. Хондрит-нормализованные спектры редких земель в большинстве случаев имеют S-образную форму, нормализованные количества редких земель падают от La к Pr, затем возрастают с увеличением атомного номера с максимумом у тербия и затем снижаются к лютецию. В некоторых образцах отмечается европиевая аномалия.

Обсуждение результатов.

В настоящее время в литературе принято, что существует теснейшая связь между мантийным метасоматозом, миграцией подкоровых флюидов и генезисом щелочного и карбонатитового магматизма [34]. На основании изотопных данных [34, 35], геохимии редких элементов [22, 52] и экспериментальных работ [7, 55] было показано, что мантийный метасоматоз обязательно предшествует генерации щелочных и карбонатитовых пород. В результате частичного плавления карбонат-содержащей мантии при давлениях свыше 20 кб возникают доломитовые [53, 54] либо щелочнодоломитовые первичные расплавы [51], которые являются исключительно



Рис. 6. Ковариации MgO - CaO, MgO - Al₂O₃, и MgO - TiO2 в ксенолитах.

активными агентами мантийного метасоматоза и взаимодействие которых с мантийным субстратом ведет возникновению верлитизации к И карбонатизации мантии. [18, 19, 23, 43, 57]. Далтон и Вуд [7] установили, что при снижении давления до 15 кб в результате реакции с доломитовым расплавом возникает обогащенный кальцием карбонатитовый расплав с отношением Ca/(Ca+Mg+Fe+Na) близким к 0.96. Отношение Mg/Fe также возрастает в этом процессе. Проведенные нами исследования показывают ,что мантийный материал о-ва Фернандо де Наронья подвергался активному воздействию карбонатного (доломитового) метасоматоза по следующим реакциям

 $2Mg_2Si_2O_6 + CaMg(CO_3)_2 = 2Mg_2SiO_4 + CaMgSi_2O_6 + 2CO_2$ (1) ортопироксен расплав оливин клинопироксен флюид $3CaMg(CO_3)_2 + CaMgSi_2O_6 = 4CaCO_3 + 2Mg_2SiO_4 + CO_2$ (2)

расплав клинопироксен расплав оливин флюид

В ходе этих реакций возникает ассоциации минералов второй генерации, кальциевый карбонат и углекислый газ. Особенности состава минералов второй генерации (высокие концентрации кальция и магния в поздних оливине и клинопироксене) также подтверждают высокую обогащенность метасоматического агента кальцием и магнием. Нестабильность ортопироксена в этом процессе связана с низкой активностью кремнезема в метасоматической среде (таблица 2).

Замещение оливина второй генерации клинопироксеном (рис. 2) в ряде ксенолитов говорит о том, что с увеличением активности углекислоты или с реакция температуры, 2 сдвигается влево. Карбонаты падением метасоматических зон в ксенолитах о-ва Фернандо де Наронья имеют весьма высокие отношения Ca/(Ca+Mg+Fe+Na) - (0.84 - 0.91) и Mg/(Mg+Fe) - (0.81 -(таблица 2). Используя двупироксеновый термобарометр 0.86И концентрации Са в оливине, мы определили [5] минимальную температуру и давления метасоматического процесса - 1050-1105°С и 11-14 кб. Эти данные близки к экспериментальным оценкам [7]. Необходимо отметить, что термодинамические параметры равновесий первичных минералов 18-23 кб и 1255-970°С. Полученные оценки свидетельствуют о подъеме мантийного в районе о-ва Фернандо де Наронья, сопровождавшегося диапира карбонатным метасоматозом. По-видимому, интенсивным щелочной магматизм о-ва связан с подъемом мантийного плюма.

Падение температуры и давления в зонах мантийного метасоматоза подтверждается данными по углекислотным микровключениям, которые плавятся при температуре 57.1°С. Это свидетельствует о том, что состав флюидной фазы этих микровключений близок к практически чистой углекислоте. Исследованные включения гомогенизируются при температуре -25°С в жидкую фазу и имеет плотность 1.06 г.см³ согласно данным [41]. Мы оценили минимальное давление захвата этих включений как 8.4 кб, используя рассчитанные температуры метасоматического процесса (1105-

1050°С). Низкоплотные микровключения углекислоты в оливине обычно приурочены к залеченным трещинам в этом минерале. Гомогенизируются эти включения в жидкую фазу при 26°С, что соответствует очень низким давлениям захвата – около 1 кb при температурах порядка 1105-1050°С. Присутствие кирштейнита в метасоматических зонах предполагает наличие моновариантного равновесия - $3Ca(Mg,Fe)SiO_4 + CO_2 = Ca(Mg,Fe)Si_2O_6 + (Mg,Fe)_2SiO_4 + 2CaCO_3.$

Используя температуру равновесия минералов второй генерации и базу данных по термодинамическим параметрам [47] мы оценили давление p(CO₂) как 0.9-1.5 kb. Отсюда можно сделать вывод, что реакция карбонатизации протекала на глубинах - 3-5 км.



Рис. 7. Распределение редких земель в мантийных ксенолитах, нормализованное к хондриту (data of Taylor and McLennan, 1985).

Несмотря на весьма низкие содержания натрия в исследованных карбонатах (0.1-0.7%) мы полагаем, что в карбонатном расплаве, возникшем в ходе плавления метасоматизированной мантии, концентрации щелочных элементов были высокими, так как клинопироксены второй генерации иногда имеют повышенные содержания натрия - вплоть до 2.55%. Согласно экспериментальным данным [7, 58] по коэффициентам распределения натрия в равновесиях клинопироксен-карбонатный расплав, подобная концентрация Na₂O соответствует содержанию натрия в карбонатном расплаве - около 30% Na₂CO. Отсюда следует, что метасоматизирующий расплав-флюид имел высокощелочной доломитовый состав.

По-видимому, натрий был вынесен при низких температурах. Из экспериментальных данных [9] следует, что ниерерит, который является главным минералом-концентратором натрия в щелочных карбонатитовых

лавах Олдоньо-Ленгаи, растворяется в воде инконгруентно при низких температурах. Натрий переходит в раствор, а содержания кальция в водной среде составляют только сотые доли %. Другая возможность - потери натрия в виде хлорида. В присутствии хлора растворимость натрия практически неограниченна. Обнаружение хлор-апатита в метасоматических зонах свидетельствует о значительной роли хлора в метасоматическом процессе.

Спектр редких земель в мантийных нодулях о-ва Фернандо де Наронья свидетельствует об очень сложной истории верхней мантии этого региона. До метасоматических явлений мантийный субстрат был значительно деплетирован в результате экстракции расплавов, возникших в ходе частичного плавления. В ходе метасоматической инфильтрации мантийный материал обогащался легкими редкими землями, однако полного осаждения таких элементов как La и Ce не происходило, что соответствует величинам коэффициентов распределения этих элементов в равновесии со щелочной доломитовой жидкостью. Таким образом, главным метасоматическим агентом мантии о-ва Фернандо де Наронья был щелочной доломитовый расплав-флюид.

Силикат-карбонат-сульфидная несмесимость

Согласно обширной литературе стекла в мантийных ксенолитах рассматриваются как продукты частичного плавления метасоматизированной мантии [18, 23, 42, 45, 57]. Значительно дифференцированный характер мантийных стекол о-ва Фернандо де Наронья говорит о невозможности равновесия этих составов с минералами мантии. Скорее всего, эти стекла возникли в процессах инконгруентного плавления жадеитового пироксена метасоматических зон [23].

Присутствие закалочного апатита и рутила в стеклах, по-видимому, связано с быстрой кристаллизационной дифференциацией возникающих расплавов, ведущей к насыщению расплава в отношении этих минералов. Наличие армалколита и позднего пироксена, обогащенного титаном, по сравнению с пироксеном первой генерации, свидетельствует о привносе титана с метасоматическими флюидами. Метасоматические пироксены мантийных ксенолитов Монголии и Шпицбергена также характеризуются высокими концентрациями титана [17]. Эти данные показывают существенную роль титана в карбонатных расплав-флюидах.

Стекла, содержащие большое число сульфидных глобулей насыщены в отношении сульфидов. Большое количество сульфидных микровключений присутствует практически во всех минералах, но главным образом они сосредоточены в оливинах. В ряде случаев включения стекла содержат также сульфиды (рис. 5). Морфология и состав сульфидных микровключений показывает, что они были захвачены как капли несмешивающейся жидкости. [3, 2] приводят убедительные доказательства сульфидно-силикатной несмесимости в расплавах, возникших в ходе частичного плавления мантии. Как было показано ранее, отмечаются резкие отчетливые мениски между карбонатными глобулями и щелочным алюминосиликатным стеклом. Подобные взаимоотношения могут быть интерпретированы как результат несмесимости между силикатной и карбонатной жидкостями. Мы также полагаем, что присутствие трех типов микровключений в оливинах, положение которых контролируется одними и теми же плоскостями, говорит о существовании трех несмешивающихся жидкостей – силикатной, карбонатной и сульфидной.

Наличие прожилков, мелких выполненных карбонатами, не подтверждает гипотезу о том, что эти карбонаты представляют собой кристаллические фазы, а не закаленную жидкость. Подобные мелкие прожилки, скорее всего, формировались при просачивании низковязких раствор-расплавов в мантийный субстрат. Наличие карбонатных жил и трех микровключений позволяет предполагать типов генерацию высококальциевых расплавов частичного плавления ходе В метасоматизированной и карбонатизированной мантии. Как было уже упомянуто, процессы несмесимости играют определяющую роль в генезисе карбонатитов [11, 21].

Экспериментальные исследования показали наличие широких областей расслоения в системе $(SiO_2 + Al_2O_3 + TiO_2) - (MgO + FeO + CaO) - (Na_2O + K_2O) - CO_2$. Область расслоения увеличивается с ростом давления и концентраций щелочей. Согласно [32], область несмесимости расширяется с увеличением содержаний магния. Тем не менее, [31, 32] высказали ряд ограничений в отношении роли несмесимости в генезисе карбонатитов.

Их экспериментальные данные показали, что область несмесимости ограничена областью высокощелочных составов [32], содержащих не менее 15% Na₂CO₃. Наши расчеты, основанные на оценке составов равновесных карбонатитовых жидкостей с клинопироксенами метасоматических зон, показали, что содержание Na₂CO₃ в карбонатитовой жидкости должно достигать 30%-45% (величина коэффициента распределения натрия между пироксеном и карбонатиты могут первоначально быть в значительной степени обогащены натрием, который был потерян в результате взаимодействия с водным флюидом.

По-видимому, структуры выщелачивания в некоторых карбонатных включениях могут быть результатом взаимодействия с гидротермальными растворами.

Основываясь на этих соображениях, можно заключить, что в условиях частичного плавления метасоматизированной мантии о-ва Фернандо де Наронья происходила генерация трех несмешивающихся жидкостей - силикатной, сульфидной и карбонатной.

Несмесимость силикатных и сульфидных расплавов была исследована еще в тридцатых годах прошлого столетия. Однако явления расслоения в

сульфидно-карбонатных системах до сих пор не были известны. На аппарате цилиндр-поршень мы исследовали область расслоения в системе - кальциевый карбонат- силикат- сульфид при 1250°С и давлении 4-15кб. Исследованная система имеет большое поле сосуществования трех жидкостей -алюмосиликатный расплав, сульфидный и карбонатный. Глобули карбонатного и сульфидного состава погружены в алюмосиликатное стекло. Растворимость серы в силикатном расплаве варьирует от 0.15 до 0.35 %, а в карбонатном от 0.02 до 3.7% в зависимости от щелочности карбонатной жидкости [24, 27].

Заключение

Исследования показали очень сложную историю мантийного субстрата о-ва Фернандо де Наронья. Характер зависимости концентраций MgO - CaO и MgO - Al₂O₃ свидетельствует о различных степенях плавления мантии о-ва Фернандо де Наронья. В ходе этого процесса были потеряны различные количества так называемых базальтовых элементов - Са, Аl, Ti, Na и несовместимых элементов. Вся сера, по-видимому, была потеряна в ходе температуры плавления плавления, так как сульфидов частичного чрезвычайно низки. В последствии в этот деплетированный мантийный субстрат поступали карбонатные метасоматические расплав-растворы, которые имели щелочной характер и привносили серу, легкие редкие земли (рис. 6), барий, стронций, фосфор и титан. Этот процесс сопровождался подъемом мантийного диапира с глубин порядка 60км до 30 км согласно нашим расчетам, показавшим довольно низкие давления формирования минералов метасоматических зон.

Позже, в результате очень быстрого подъема мантийного материала (в противном случае карбонат был бы разложен), происходило частичное плавление верлитизированной и карбонатизированной мантии, сопровождавшееся явлениями расслоения и формированием кальцитовых карбонатитов, сульфидной и алюмосиликатной жидкостей. Последнее равновесие между минералами метасоматических зон устанавливалось при очень низких давлениях на глубинах порядка-3-5 км.

Обобщение наших данных и литературных материалов [18, 18, 23, 43, 45, 57] показывает, что мантийный карбонатный метасоматоз имеет крупномасштабный характер. Однако, насколько нам известно, описано только 4 случая карбонатного метасоматоза океанической литосферной мантии - Самоа [15], Гранд Коморе [6], Канарский архипелаг [23], и о-ва Зеленого мыса [44]. Развиваемая нами двустадийная модель генезиса карбонатитов подтверждается тесной связью матийного карбонатного метасоматоза и карбонатитового магматизма, что проявлено на Канарском архипелаге и о-вах Зеленого мыса.

Литература

- 1. Almeida F.F.M. (1958): Geologia e petrologia do Arquepelago de Fernando de Noronha. -Div. De Geol e Min., Depto. Nac. Prod. Min., Ministr. Da Agric., Monog. 13 Rio de Janeiro.
- 2. Amundsen H.E.F. (1987) Evidence for liquid immiscibility in the upper mantle. Nature 327: 692-695.
- 3. Andersen T., Griffin W.L., O'Reilly S.Y. (1987) Primary sulfide melt inclusions in mantle-derived megacrysts and pyroxenites. Lithos 20: 279-294.
- 4. **Baker M.B. and Wyllie P.J.** (1990) Liquid immiscibility in a nepheline- carbonate system at 25 kbar and implication for carbonatite origin. Nature 346: 168-170.
- 5. Brey G.P., Koehler T. (1990) Geothermobarometry in four-phase lherzolites II New thermobarometers, and practical assessment of existing thermobarometers. J. Petrol. 31: 1353-1358.
- 6. Coltorti M., Bonadiman C., Hinton R.W., Siena F. and Upton B.G.J. (1999) Carbonatite matasomatism of the oceanic upper mantle: evidence from clinopyroxenes and glasses in ultramafic xenoliths of Grande Comore, Indian Ocean, J. Petrol. 40: 133-165.
- 7. **Dalton J.A., Wood B.J.** (1993) The composition of primary carbonate melts and their evolution through wallrock reactions in the mantle. Earth Planet. Sci. Lett. 119: 511-525.
- 8. **Dautria J.M., Dupuy C., Takherist D., Dostal J.** (1992) Carbonate metasomatism in the lithospheric mantle: peridotitic xenoliths from a melilitic distric of the Sahara basin. Contrib. Mineral. Petrol. 111: 31-52.
- 9. **Dernov-Pegarev V.F., Malinin S.D.** (1976) Solubility of calcite in high temperature aqueous solutions of alkali carbonate and the problem of the formation of carbonatites. Geokh. 5, 643-657 (in Russian), translated as: Geochem. Internat. 13: 1-13.
- Edgar A.D., Lioyd F.E., Forsyth D.M., Barnett R.L. (1989) Origin of glass in upper mantle xenoliths from the Quaternary volcanics of Gees. West Eifel, Germany. Contrib. Mineral. Petrol 103: 277-286.
- 11. Freestone I.C. and Hamilton D.L. (1980) The role of liquid immiscibility in the genesis of carbonatites. Contrib. Mineral. Petrol. 73: 105-117.
- 12. Green T.H., Adam J. and Sie S.H. (1992) Trace element partitioning between silicate minerals and carbonatite at 25 kbar and application to mantle metasomatism. Mineral. Petrol. 46: 179-184.
- 13. **Hamilton D.L., Kjarsgaard B.A.** (1993) The immiscibility of silicate and carbonate liquids. South African J. Geol. 96: 139-142.
- Hamilton D.L., Bedson P. and Esson J. (1989) The behaviour of trace elements in the evolution of carbonatites. In: Bell K. (ed) Carbonatites. Genesis and Evolution. London: Unwin Hyman, 405-427
- 15. Hauri E.N., Shimizu N., Dieu J.J., Hart S.R. (1993) Evidence for hot-spot-related carbonatite metasomatism in the oceanic upper mantle. Nature 365: 221-227.
- 16. **Hess H.H.** (1960) Stillwater igneous complex Montana: a quantitative mineralogical study. Geol. Soc. Amer. Mem. 80, 230 pp.
- 17. **Ionov D.** (1998) Trace element composition of mantle-derived carbonates and coexisting phases in peridotite xenoliths from alkali basalts. J. Petrol. 39: 1931-1941.
- 18. **Ionov D. A., Dupuy C., O'Reilly S.Y., Kopylova M.G., Genshaft Y.S.** (1993) Carbonated peridotite xenoliths from Spitsbergen: implications for trace element signature of mantle carbonate metasomatism. Earth Planet. Sci. Lett. 119: 283-297.
- 19. **Ionov D.A, Hofmann A.W., Shimizu N.J.** (1994) Metasomatism induced melting in mantle xenoliths from Mongolia. J. Petrol. 35: 753-785.
- 20. **Kjarsgaard B.A., Hamilton D.L.** (1989) The genesis of carbonatites by immiscibility. In: Bell K. (ed) Carbonatites Genesis and Evolution. Unwin Hyman. London. 388-404.

- 21. **Kjarsgaard B.A., Peterson T.D.** (1991) Nepheline-carbonatite liquid immiscibility at Shombole volcano, East Africa. Mineral. Petrol. 43: 293-314.
- 22. Kogarko L.N. (1996) Geochemical models of supergiant apatite and rare-metal deposits related to alkaline magmatism. Geochem. Internat. 33 (4): 129-149.
- 23. Kogarko L.N., Henderson C.M.B., Pacheco H. (1995) Primary Ca-rich carbonatite magma and carbonate-silicate-sulfide liquid immiscibility mantle. Contrib. Mineral. Petrol. 121 267-274.
- 24. Kogarko L.N., Henderson M., Ntaflos T., Slutsky A.B., Pacheco A. (1998) Carbonate metasomatism of oceanic lithosphere and carbonate-silicate-sulfide liquid immiscibility. Mineral. Mag. 62A (2): 797-798.
- 25. Kogarko L.N., Kramm U., Grauert B. (1983) New data on age and genesis of Lovozero alkaline rocks (Rb-Sr signature). Dokl. Acad. Sci. USSR, 268 (4): 970-972.
- 26. Kogarko L.N., Plant D.A., Henderson C.M.B., and Kjarsgaard B.A. (1991) Na-rich carbonate inclusion in perovskite and calzirtite from the Guli Intrusive Ca-carbonatite, Polar Siberia. Contrib. Mineral. Petrol. 109: 124-129.
- 27. Kogarko L.N., Slutsky A.B. (1999) Carbonate-silicate-sulfide liquid immiscibility. Dokl. Acad. Sci. (in press).
- 28. Kolesov G.M. (1994) Determination of trace elements: neutron-activation analysis in geochemistry and cosmochemistry. J. Analytical Chem. 49 (1): 50-58
- 29. Koster van Groos A.F. (1975) The effect of high CO₂ pressure on alkalic rocks and its bearing on the formation of alkalic ultrabasic rocks and the associated carbonatites. Amer. J. Sci. 275: 163-185.
- 30. Kurat G., Palme H., Embey-Isztin A., Touret J., Ntaflos T., Spettel B., Brandstätter F., Palme C., Dreibus G., and Prinz M. (1993) Petrology and geochemistry of peridotites and associated vein rocks of Zabargad Island, Red Sea, Egypt. Mineral. Petrol. 48: 309-341.
- 31. Lee W-J., Wyllie P.J. (1994) Experimental data bearing on liquid immiscibility, crystal fractionation and the origin of calciocarbonatites and natrocarbonatites. Internat. Geol. Rev. 36: 797-819.
- 32. Lee W-J., Wyllie P.J. (1996) Liquid immiscibility in the join NaAlSi₃O₈ -CaCO₃ to 2.5 GPa and the origin of calciocarbonatite magmas. J. Petrol. 37: 1125-1152.
- 33. Loomis T.P. and Gottschalk R.R. (1981) Hydrothermal origin of mafic layers in alpinetype peridotites: evidence from the Seiad Ultramafic Complex, California, USA. Contrib. Mineral. Petrol. 76: 1-11.
- 34. **Menzies M.A., and Murthy V.R.** (1980) Nd and Sr isotope geochemistry of hydrous mantle nodules and their host alkali basalts: implications for local heterogeneities in metasomatically veined mantle. Earth Planet. Sci. Lett. 46: 77-85.
- 35. **Menzies M. A., Wass S. Y.** (1983) CO₂- and LREE-rich mantle below eastern Australia: a REE and isotopic study of alkaline magmas and apatite-rich mantle xenoliths from the Southern Highlands Province, Australia. Earth Planet. Sci. Lett. 65: 287-302.
- 36. Menzies M.A., and Hawkesworth C.J. (1987). Mantle Metasomatism. Acad. Press, London, 472 pp.
- 37. Meyer H.O.A., Svisero D.P. (1987) Mantle xenoliths in South America. In: Nixon, P.H. (ed.) Mantle Xenoliths. Chichester: J. Wiley & Sons, 85-93.
- 38. **Mitchel-Thome R. C.** (1970) Geology of the South Atlantic Islands. Gebrüder Borntraeger, Berlin, Stuttgart. 367p.
- 39. **Pouchou J.L., Pichoir F.** (1991) Quantitative analysis of homogeneous or stratified microvolumes applying the model "PAP". In K.F.J. Heinrich and D.E. Newbury (Editors), Electron Probe Quantitation, Plenum Press pp. 31-75.

- 40. **Pyle J. M., Haggerty S.E.** (1994) Silicate-carbonate liquid immiscibility in upper-mantle eclogites: Implications for natrosilicic and carbonatitic conjugate melts. Geochim. Cosmochim. Acta 58: 2997-3011.
- 41. Roedder E. (1984) Fluid inclusions in minerals. Rev. Mineral. 12: 109-148.
- 42. Rosenbaum J.M., Zindler A., Rubenstone J.L. (1996) Mantle fluids: evidence from fluid inclusions. Geochim. Cosmochim. Acta 60: 3229-3252.
- 43. **Rudnick R.L., McDonough W.F., Chappell B.W.** (1993) Carbonatite metasomatism in the northern Tanzanian mantle: petrographic and geochemical characteristics. Earth Planet. Sci. Lett. 114: 463-475.
- 44. **Ryabchikov I.D., Brey G., Kogarko L.N., Bulatov V.K.** (1989) Partial melting of carbonated peridotite at 50 kbar. Geokh. 1: 3-9 (in Russian).
- 45. Schiano P., Clocchiatti R., Joron J.L. (1992) Melt and fluid inclusions in basalts and xenoliths from Tahaa Island. Society Archipelago: evidence for a metasomatised upper mantle. Earth Planet. Sci. Lett. 111: 69-82.
- 46. **Seifert W., Thomas R.** (1995) Silicate-carbonate immiscibility: A melt inclusion study of olivine melilitite and wehrlite xenoliths in tephrite from the Elbe Zone, Germany. Chem. Erde 55: 263-279.
- 47. ShapkinA.I., Garanin A.V. and Khodakovskii I.L. (1986) DIANIK GEOKHI.Russian Acad.Sci. Computer complex for chemical thermodynamics Project. In Direct and Inverse Thermodynamic Tasks.Nauka, Novosibirsk, 80-88
- 48. **Taylor S.R. and McLennan S.M.** (1985) The continental crust: its composition and evolution. Blackwell, Oxford, 312 p.
- 49. Varella M.E., Clocchiatti R., Kurat G., Schiano P. (1999). Silicic glasses in hydrous and anhydrous mantle xenoliths from Western Victoria, Australia: at least two different sources. Chem. Geol. 153: 151-169.
- 50. Veksler I.V., Nielsen T.F.D., Sokolov S.V. (1998) Mineralogy of crystallized melt inclusions from Gardiner and Kovdor Ultramafic alkaline complexes: implications for carbonatite genesis. J. Petrol. 39: (11&12): 2015-2031.
- 51. Wallace M.E. and Green D.H. (1988) An experimental determination of primary carbonatite magma composition. Nature 335: 343-346.
- 52. Wass S.Y. and Rogers N.W. (1980) Mantle metasomatism precursor to continental alkaline volcanism. Geochim. Cosmochim. Acta 44: 1199-1206.
- 53. Wyllie P.J. and Huang W.-L. (1976) Carbonation and melting reactions in the system CaO-MgO-SiO₂-CO₂ at mantle pressure with geophysical and petrological applications. Contrib. Mineral. Petrol. 54: 79-107.
- 54. **Wyllie P.J.** (1987) Discussion of recent papers on carbonated peridotite, bearing on mantle metasomatism and magmatism. Earth Planet. Sci. Lett. 82: 391-397.
- 55. **Wyllie P.J.** (1989) Origin of carbonatites: evidence from phase equilibrium studies. In Carbonatites: Genesis and Evolution (K. Bell, ed.). Univ. Human, London: 500-545.
- 56. Wyllie P.J., Lee W.-J. (1998) Kimberlites, carbonatites, peridotites and silicate-carbonate liquid immiscibility explained in parts of the system CaO-(Na₂O+K₂O)-(MgO+FeO)-(SiO₂+Al₂O₃)-CO₂. Extended abstracts 7th Internat. Kimberlite Conf. Cape Town: 974-976.
- 57. Yaxley G.M., Crawford A. J., Green D. H. (1991) Evidence for carbonatite metasomatism in spinel peridotite xenoliths from western Victoria, Australia. Earth Planet. Sci. Lett. 107: 305-317.
- 58. Yaxley G.M., Green D.H., Kamenetsky V. (1998) Carbonatite metasomatism in the southeastern Australian lithosphere. J. Petrol. 39: (11&12), pp. 1917-1930.

УДК 550.311:551.24:553.061.12

Мантийные циклы магматизма

Балашов Ю.А., Глазнев В.Н.

Геологический институт Кольского научного центра РАН, Апатиты, Россия

Проведен статистический анализ массива геохронологических данных (более 14200 датировок) методом вероятностного описания суммарной информации отдельно для обеих верхних оболочек Земли в развертке по всему интервалу геологического времени. Установлено различие в динамике развития обеих оболочек: более интенсивном развитии мантийных процессов в периоды одновременной активизации эндогенных событий в обеих оболочках и более резком сокращении мантийной активности в эпохи затухания эндогенных процессов в этих оболочках. Это различие является объективным критерием для выявления максимальной длительности циклов мантийной активности, которая оказалась разной для раннего-среднего архея, позднего археяфанерозоя. Эти выводы проверены на примерах протерозоя и для геохронологической систематики информации по сумме данных и по выборкам типов субщелочных и щелочных пород. Показано, различных что распределение пяти групп субщелочных и щелочных пород в интервале поздний архей-фанерозой строго подчиняется стадийности мантийных циклов, выявленных по сумме данных для магматических пород верхней мантии. Так как породы повышенной щелочности представляют собой один из вариантов плюмового типа магматизма, постоянное участие щелочных пород в каждом из выявленных мантийных циклов подчеркивает важность такого магматизма в эволюции системы кора-мантия в геологической истории планеты. Первичные изотопные отношения Sr и Nd щелочных серий разделяются на две группы, одна из которых имеет изотопные параметры, свойственные мантии, другая характеризуется коровыми значениями. Как правило, мантийные изотопные соотношения прослеживаются на всем геологическом интервале датированных пород, а роль коровых изотопных «меток» возрастает от архея в сторону фанерозоя, что отражает в целом усиление воздействия флюидов и пород коры на магматические процессы как при первичной генерации мантийных магм, так и в при консолидации их в коре. Поскольку источники щелочных магм формировались ходе мантийного метасоматоза, обогашаюшего В магмагенерирующие зоны некогерентными элементами, неоднократное проявление такого процесса в отдельных мантийных зонах должно приводить к аномальному накоплению элементов, что будет отражаться на генерируемых из них щелочных магмах.

Введение

Прошло более 40 обнаружения лет времени первичного co неравномерности в континентального корообразования [1], развитии которую теперь принято называть «мегацикличностью» [2]. За это время проблема роста коры обсуждалась десятки раз и, если исключить уникальное ранней допущение [3], что вся кора сформировалась на стадии

существования Земли, все остальные авторы, базируясь прежде всего на данных геохронологии, рассматривают мегацикличность как отражение последовательного, но неравномерного наращивания коры в геологическом времени. Эта соображения первоначально опирались на объединении датировок по породам и минералам коры и верхней мантии в единую «систему». Подобный подход к систематике ланных по существу геохронологическое постулировал тождество эндогенными между событиями обеих верхних оболочек либо вынужденно игнорировал возможные различия и тем самым давал лишь ориентировочную оценку рубежей предполагаемой мегацикличности. Трудности в интерпретации результатов усугублялись тем, что выявляемые пики и границы между мегациклами варьировали в зависимости от использования данных, полученных K-Ar, U-Th-Pb, Rb-Sr методами датирования [1]. Подобное различие подтвердилось при появлении новых статистических обобщений с привлечением Sm-Nd [4] и U-Pb [5] данных и их сопоставлении с более ранними публикациями [1, 2 и др.]. Естественно, возникли вопросы о причинах этих различий и, как следствие, решение проблемы глобальной цикличности вновь приобрела актуальность.

Еще в середине 80-х годов прошлого века было показано, что в континентальной коре существует избыточная масса ряда литофильных редких элементов (Rb, K, Th, U, Sr, легкие РЗЭ) относительно их содержания в объеме верхней мантии, если ее исходный состав принять тождественным среднему составу мантии [6]. Подобный вывод еще более очевиден, если сопоставлять бюджет континентальной коры с реальными деплетированными верхнемантийными источниками для океанических и островодужных базальтов [7 и др.].

Последнее десятилетие явилось эпохой всесторонних исследований условий зарождения и переноса вещества верхнемантийных горячих точек и нижнемантийных суперплюмов во внешние геосферы как наиболее вероятного механизма активизации эндогенных процессов в них. При этом выявились два взаимосвязанных аспекта работ – тектонический и петрологогеохимический, которые приобрели четкость после того, как была сформулирована новая парадигма глобальной тектоники, объединившая представления о тектонике плит и нижнемантийных плюмов [8], что, по существу, явилось базой для разработки современных идей глубинной геодинамики и нашло фактическое подтверждение:

- в новейших сейсмических данных о строении и физических свойствах нижней мантии (прослеживание субдукции до нижней границы мантии, выделение пограничного слоя D", оценка уровней средней мантии и переходного слоя) [9, 10 и др.];

- в обнаружении автономии свойств и вращения внутреннего ядра [11];

- в модельных оценках влияния сверхглубинной энергетики жидкого ядра и реологических свойств нижней мантии на условия зарождения и перемещения суперплюмов в верхнюю мантию и кору [12-14];

- в разработке петрологических и геохимических критериев мантийного метасоматоза при субдукции и в зонах верхней мантии при воздействии плюмов [15-17];

- в модельных оценках плюм-литосферного взаимодействия [16-18];

- параллельно были разработаны геологические, петрологические и геохимические критерии для идентификации воздействия суперплюмов на магматизм верхней мантии[19-28 и др.].

Однако, почти все перечисленные модельные аргументы и фактические наблюдения касаются преимущественно современного строения мантии и ядра и не выходят за рамки мантийного магматизма фанерозоя. Поэтому актуальными остаются вопросы по эволюции мантийного магматизма в 4.5-миллиардной истории развития Земли.

Итак, на сегодня представляется необходимым вновь обратиться к анализу геохронологической информации для выявления и обоснования критериев циклического развития эндогенных процессов в оболочках планеты, к обобщению изотопно-геохимических данных для выяснения интенсивности взаимодействия этих процессов между корой и мантией с учетом влияния поверхностной тектоники и глубинной геодинамики планеты. В данной работе будут рассмотрены некоторые аспекты этих глобальных проблем.

Вероятностное описание геохронологических данных

В последние годы появились примеры статистической систематизации временной информации [29-31] на основе разложений на бесконечном и конечном базисах, включая методы анализа корреляционной размерности случайных процессов.

В данной работе реализованы методы вероятностного анализа временной информации, учитывающие проблемы значительного диапазона геохронологических вариаций точности реальных датировок В И неравновесной представительности самих данных по разным типам пород. В геохронологической информации, указанном подходе К возрастные рассматриваются случайные датировки как нормальные процессы, реализующиеся на некотором детерминированном интервале [32], к которым после некоторого преобразования можно применять развитые современные методы анализа стационарных и нестационарных [33, 34] процессов. Численная реализация представления возможна только при дискретном шаге Δt , который должен должен соответствовать формулируемым задачам анализа сигналов. Так, например, если для выявления статистических закономерностей по докембрию приемлем анализ с шагом в 10-20 млн лет,

что в среднем отвечает точности индивидуальных оценок возраста эндогенных событий, то для фанерозоя необходима обработка с шагом в 2-5 млн лет (и менее, если речь идет о миоцене или четвертичном периоде), который в среднем согласуется с существующими хроностратиграфическими шкалами. Разумеется, результирующий график плотности вероятности зависит от временного лага Δt , но самое существенное в этом представлении – возможность применения к полученным вероятностным оценкам P(t) всех современного возможностей аппарата анализа сигналов (например. построение вейвлет-спектрограмм для плотности вероятности процесса и др.) [33, 34].

Два типа мегацикличности?

В последние 10-15 лет накоплен громадный массив геохронологической информации, что позволяет на базе нового ее обобщения возвратиться к мегацикличности. Это тем более актуально, проблеме поскольку современные достижения по изучению строения и глубинной геодинамики Земли заставили существенно модернизировать геолого-тектонические, петрологические и геохимические представления о развитии мантии и коры. Таким образом, на сегодня возникла необходимость в корреляции различных аспектов геологических знаний с геохронологией, вносящей количественную меру для суждения о динамике процессов корообразования, отраженных в тектонике плит и плюмов, и их связи с развитием энергетики внутренних оболочек и ядра Земли и возможным внешним воздействием на отдельные оболочки.

Прежде чем переходить к обсуждению этих вопросов, необходимо ограничениями разобраться с возможностями И приложения геохронологических методов применительно к явлению мегацикличности. В статье использован фундаментальный банк (более 14200 датировок), в котором обобщены опубликованные данные, полученные разными методами: U-Th-Pb (сокращенно U-Pb) – 8229; Rb-Sr – 3330; K/Ar + 40Ar/39Ar +FT (сокращенно: K-Ar) - 2054; Sm-Nd - 650 датировок. Отметим, что каждый метод представлен большим массивом датировок, что, на наш взгляд, методологии вероятностного позволяет на базе описания сделать аргументированные заключения. Результаты систематизации показывают (рис.1), что информационные поля по каждому методу существенно различаются между собой. Как и следовало ожидать, данные U-Pb метода являются наиболее объемлющими, за исключением интервала мезо-кайнозая. Напротив, датированием K-Ar и Rb-Sr методами получен главный массив фанерозое. Информация сведений об эндогенных событиях В c использованием обоих этих методов резко сокращается при переходе от фанерозоя к протерозою и позднему архею, а в интервале древнее 3.1 млрд представительной лет вряд является выявления пиков ЛИ для мегацикличности. Единственная гистограмма, регистрирующая стадийность

роста континентальной коры с использованием Sm-Nd метода датирования, опубликована М.Т. МакКаллохом и В.С. Беннетт [4] по материалам для 2700 1880 P(t) 160 120 480 U-Th-Pb 80 2440 16403440 920 1160 3620 40 3800 Rb-Sı 4020 4120 K-Aı 0 n 1000 2000 3000 4000

Рис.1. Гистограмма распространенности датировок, полученных тремя геохронологическими методами для суммы пород и минералов коры и верхней мантии.

Статистическая развертка ($P_t \approx$ число датировок) проведена с шагом усреднения в 20 млн лет. Для построения диаграмм по каждому методу использованы только максимальные значения P_t , регистрируемые в интервале 0-4400 млн лет. Цифры в прямоугольниках – максимальные U-Pb пики мегацикличности.



Рис.2. Корреляция результатов систематизации Sm-Nd данных, проведенной с использованием метода непараметрической статистики (Pt) в диапазоне 0-4.5 млрд лет по всем максимумам, выявленным при усреднении с шагом в 20 млн лет, и модельного метода статистического усреднения с шагом в 200 млн лет [4].

В последнем случае высота пиков указана как часть от общей массы коры, сформировавшейся за 4.5 млрд лет. В прямоугольниках представлен возраст максимальных пиков мегацикличности по новым данным.

Австралии. Сопоставление выборки из нашего банка (650 датировок для разных регионов) с данными по Австралии свидетельствует об удовлетворительном сходстве, несмотря на разницу в шаге усреднения (рис. 2). При этом, возрасты Sm-Nd максимумов представляется возможным уточнить.

В итоге, результат для главных пиков (млн лет) по Sm-Nd системе (3820, 3500, 2720, 1880, 520) хорошо согласуется с максимальными U-Pb пиками (3800, 3440, 2700, 1880, 480).

При выявлении Rb-Sr мегациклических пиков выборка из нашего банка составила 3330 датировок, что примерно в три раза превышает информацию (1108 датировок), использованную Ю.Д. Пушкаревым [2] для аналогичной цели. Тем не менее, между обеими систематиками, несмотря на различие в методологии обобщения информации, отмечается сходство по распределению максимальных пиков мегацикличности для всего интервала геологического времени (рис.3; детализация для фанерозоя – рис. 4). Возрасты пиков - наши данные / данные по [2] соответствуют (млн лет) : 3660-3620 /≈ 3600; 2520/ 2600; 1620-1720/1650; 1220/1100; 405/420; 125/160.

Для К-Аг метода возрасты максимальных пиков составили в млн лет: 2600, 2020, 1720, 1440, 330, 125, 80, 0-15 (рис.1 и 4). В обоих случаях максимальные Rb-Sr и K-Ar пики не совпадают с U-Pb и Sm-Nd с систематикой, существенно смещены в сторону омоложения на 50-100-200 млн лет. Подчеркнем, что этот вывод не оригинальный, поскольку легко просматривается уже в самой первой работе «по распределению минеральных дат во времени и пространстве» [1].

Итак, имеются формальные доказательства существования двух типов мегацикличности. U-Pb и Sm-Nd изотопные системы рассматриваются большинством геохронологов как наиболее устойчивые к воздействию поздних наложенных процессов в сравнении с Rb-Sr и K-Ar системами, что особенно важно для докембрия. Все это означает, что при датировании разными методами фиксировались преимущественно разные эндогенные события и при том в разных соотношениях. Если сопоставить наблюдаемые данные по мегацикличности с современными представлениями [8] по глубинной геодинамике, то подобная «мегациклическая» раздвоенность не вскрывает сути воздействия двух главных процессов – тектоники плюмов и плит. Поиск подтверждения этих геодинамических соображений на базе сведений геохронологии обеих суммарных по верхних оболочек бесперспективен.

Сам принцип объединения информации по коре и верхней мантии на сегодня представляется устаревшим и не пригодным для расшифровки совокупности процессов, управлявших цикличностью корообразования. Такой вывод напрашивается из-за ряда противоречий. Первое из них связано с громадным диапазоном различия в количестве датировок, объединяемых под рубрикой того или иного геохронологического метода, что отражается в



Рис.3. Корреляция результатов систематизации Rb-Sr данных, проведенной с использованием метода непараметрической статистики (Pt) в диапазоне 0-4 млрд лет по всем максимумам, выявленным при усреднении с шагом в 20 млн лет, и метода скользящего осреднения для элементарного квадрата со стороной в 200 млн лет [2] и условной нормализацией по максимальному пику (принятому за 1).



Рис.4. Уточнение возрастного положения важнейших пиков мегацикличности фанерозоя по данным для разных геохронологических методов с использованием непараметрической статистики (Pt) с шагом в 5 млн лет.

различии оценки возраста максимальных («мегациклических») пиков и, главное, в контрастности оценки относительной интенсивности эндогенных

событий. (например, в регистрации или отсутствии мегациклов фанерозоя). С другой стороны, опубликованная геохронологическая информация по различным типам магматических пород не согласуется со значительными вариациями в средней и региональной распространенности важнейших типов пород. Во-вторых, учтена также большая контрастность не в распространенности пород между докембрийскими и фанерозойскими обуславливает некорректное суммирование регионами. Bce ЭТО геохронологической информации, поскольку при таком подходе исчезает значимость конкретных геологических процессов. Это же касается попытки [35, 36 и др.] поиска глобальной 100 млн (лет) периодичности в относительной распространенности пород по сумме данных для коры и мантии. В этом случае оказалось, что «аномальные» пики, которые находятся внутри 100-млн циклов и по уровню выше или равны соседним, преобладают в последние 2 млрд лет относительно более глубокого докембрия. В итоге, также как и при анализе более крупного явления «мегацикличности», никакого однозначного решения о типах процессов не удается получить. Можно лишь предполагать, что подобная картина является результатом наложения разновременных событий, протекавших в коре и мантии и/или внутри каждой из геосфер. Таким образом, возникает необходимость более конкретного самостоятельного исследования коровых и мантийных событий.

Система Кора – Верхняя мантия

Поскольку на сегодня существует достаточная информация отдельно для коры и мантии, в качестве первого шага имеет смысл рассмотрение особенностей эндогенных событий в каждой из верхних оболочек Земли для решения вопроса о степени сходства и различия в динамике их развития. Заметим, что суммирование геохронологических данных по отдельным оболочкам не устраняет всех противоречий, отмеченных выше для «валового» анализа по сумме данных для коры и мантии, но вносит коррекцию на различие типов процессов между обеими оболочками.

Суммарная гистограмма распределения датировок (рис. 5), полученных всеми методами, отдельно для коры (9808 датировок) и мантии (4435 позволяет утверждать, уверенно что мегацикличность датировок) фиксируется в обеих верхних оболочках с главными - максимальными («мегациклическими») пиками, которые В целом тяготеют к U-Pb систематике для суммы данных по коре и верхней мантии. Возможно, это следствие преобладания U-Pb датировок в массе информации. При этом почти все мегациклические и иные пики приближенно согласуются между собой для обеих оболочек (кора/мантия, млн лет): для раннего и среднего архея отмечаются пики 3800/3820, 3620/3640, 3520/3500, 3300/3310, 3220/3220, которые по высоте для коры почти одинаковы, что не позволяет



Рис.5. Генеральные линии эволюции эндогенных событий в мантии (М) и коре, фиксирующие неравномерность развития корообразования – существование этапов максимальной и минимальной активизации в обеих оболочках.

Штрих пунктиром со стрелками отмечены наиболее четкие эпизоды минимумов, коррелируемых в системе мантия-кора. Диаграмма построена по статистическому параметру (P_t) при шаге усреднения в 20 млн лет. Цифры в прямоугольниках – возраст мегациклических пиков для коры, в овалах – то же для пиков верхней мантии.

выделить среди них какой-либо один как главный, для мантии фиксируются наиболее высокие пики с возрастами 3440 и 3500; для позднего архея отмечается один мегациклический максимум - 2680/2710 и два менее выразительных 2920/2920, 2820/2810; для протерозоя существует один мегациклический - 1880/1880 и множество второстепенных - 2520/2500, 2420/2440, 2320/2320, 2220/2200, 2100/2100, 2020/1980, 1720/1720, 1660/1640, 1500/1520, 1420/1440, 1300/1340, 1220/1260, 1140/1140, 1020/1000, 920/920, 820/800, 720/740, среди которых представляется возможным не аргументировано выделить другие «мегациклические» разности, поскольку для коры и мантии подобные максимумы могут различаться по времени появления и интенсивности (например, для интервала 1400-900 млн лет); для фанерозоя шкала с шагом в 20 млн лет является грубой и выявляет один «мегациклический» пик с возрастом 400/410 млн лет, а при шаге в 5 млн лет отмечается сходство лишь для пиков 475/475, 400/410, 375/375 и 90/90; остальные максимальные пики для коры и мантии не согласуются (например, отмечается самостоятельный пик для мантии с возрастом 120 млн лет, рис. 5), что свидетельствует о признаках существования определенной автономии в развитии эндогенных процессов внутри оболочек для фанерозоя. В этой же

связи отметим, что наиболее выразительный «мегациклический» пик позднего архея отчетливо расщепляется на две датировки: для мантии - около 2710, для коры - 2680 млн лет (рис. 5), что также может рассматриваться как признак различия в интенсивности эндогенной активности между обеими оболочками.

Для решения второй задачи - оконтуривания длительности мегациклов в представляется приближении перспективным использование первом эпизодов резкого снижения или исчезновения эндогенной активности в коре и мантии. Подобные эпизоды разделяются ориентировочно на две группы (рис. 5). Одна из них отвечает приблизительно одновременному для обеих оболочек ослаблению эндогенной активности и выделена вертикальными стрелками на рис. 5, другая – преимущественно для коры или мантии. Формально, возрасты первой группы минимумов могут рассматриваться как естественные границы циклов мегацикличности. Подобная трактовка «границ» была предложена ранее [2]. Если использовать данные по первой группе, то намечается следующий ряд датировок (млн лет): ≈ 3900, ≈ 3600, 3380, 3140, 2260, 1360, 940-960, 880, 645, 210 и 60. Этот ряд может быть расширен или сокращен по усмотрению исследователя. При таком подходе принятые критерии снижения эндогенной активности полностью или частично исключают данные по второй группе, что привносит субъективность при выделении границ. Для выявления реальной картины изменений в интенсивности эндогенных событий в обеих оболочках воспользуемся изменением отношения пиков кора/мантия (CR/M) в интервале 0-4.0 млрд лет (рис. 6). Подобный прием позволяет исключить «кажущийся эффект» (рис. 5) одновременного влияния мегациклической активизации процессов в мантии на интенсивность эндогенных событий в коре. Поскольку исходное среднее соотношение датировок в коре и мантии равно 9808/4935 = 2.21, оно может служить основой для сопоставления конкретных величин CR/М и их изменения в геологическом времени. Прежде всего, отметим, что максимальные значения CR/M соответствуют датировкам синхронных минимумов, выделенных на гистограмме пиков коры и мантии, а минимальные – «мегациклическим» максимумам (рис. 5). Вместе с тем, на рис. 6 фиксируется серия других пиков в обеих зонах экстремальных значений отношения CR/M, не учтенных при анализе данных (рис. 5). Нетрудно видеть, что так называемые «мегациклические» пики ничем серьезно отличаются серии не ОТ других. Более того, среди «мегациклических» пиков встречаются разности с менее контрастными отношения CR/M. Однако, важнее другое, интервалы значениями одновременного снижения активности в обеих оболочках, свидетельствуют о преимущественном ослаблении мантийной эндогенной активности. Иначе говоря, на фоне исчезновения или резкого затухания мантийных процессов коровые продолжаются. Напротив, участки с минимальными пиками CR/M, включая и уникальные «мегациклические», ссоответствуют резкому преобла-



Рис. 6. Изменение отношения числа датировок между корой и верхней мантией (CR/M) в интервале 0-4000 млн лет.

Цифры в овалах соответствуют возрасту «мегациклических пиков», цифры в прямоугольниках - возрасту минимумов эндогенной активности в обеих оболочках (по рис. 5). Стрелками показана тенденция увеличения отношения CR/M от фанерозоя к глубокому докембрию. Шаг усреднения – 20 млн лет.

данию эндогенных процессов верхней мантии над коровыми.

Существование ряда экстремальных отклонений от среднего CR/M (рис. 6) позволяет достаточно строго описать границы и число циклов, но при этом сами циклы приобретают иное содержание - указывают на относительную активизацию процессов в коре или мантии. Если использовать возрастной ряд максимальных отношений CR/M, что по смыслу соответствует оптимальному снижению активизации мантийных эндогенных событий и, следовательно, регистрации границ мантийных циклов, то полученные ряды интервалов (показаны в скобках) разделяются на три группы:

1) в фанерозойской группе по уточненным данным (рис. 7) для интервала 0-330 млн лет отмечается резкое преобладание датировок мантийного магматизма с величинами CR/M < 2.21, что затрудняет надежную оценку циклов, среди которых для самых молодых (кайназойских) намечается достаточно условно разделение на эпизоды 0-10 (10), 15-30 (15) и 35-40 (5) млн лет; более строго, по максимумам отношений CR/M выделяются эпизоды 40-60 (20), 60-100 (40), 100-145 (45), 145-210 (65), 210-265 (55), 265-330 (65), 330-415 (85), 415-515 (100) и 515-645 (130) млн лет, что отражает в целом направленное увеличение в длительности интервалов мантийных циклов в сторону докембрийских систем;

2) протерозойские циклы ограничены интервалами 640 – ≈ 920 (≈ 280), ≈ 920 -1360 (≈ 440), 1360-1780 (420), 1780-2260 (480) и 2260-2600 (340), которые в среднем определяют длительность циклов около 390 млн лет; эти

Балашов Ю.А., Глазнев В.Н.



Рис.7. Детализация изменений отношения CR/M в фанерозое, шаг усреднения – 5 млн лет.

циклы по длительности наиболее близки к «циклам Вильсона», уже давно выделяемым в геотектонических построениях;

3) для архейских циклов наблюдается последовательность 2600-2880 (280), 2880-3140 (260), 3140-3380 (240), 3380-3620 (240) и 3620 – ≈ 3920 (≈ 300), которая соответствует среднему среднему значению около 265 млн лет; ограниченность информации для раннего архея определяет условность оценки двух наиболее древних крупных циклов и экстраполяции в интервал 3900-4100 млн лет, для которого по данным для детритных цирконов возможно существование 100- или 200-млн циклов.

Таким образом, существует чередование в относительной активизации эндогенных процессов коры и верхней мантии и различие в длительности и положении мантийных циклов в геологической истории, что однозначно указывает на контрастность в динамике развития обеих верхних оболочек Земли. В первом приближении рассматриваемая цикличность может отражать «запаздывающую» и более замедленную (растянутую во времени) реакцию коры на процессы, инициированные в верхней мантии, которые сами имели разную длительность в разные геологические периоды. Здесь специально подчеркнем, что более дробное деление крупных мантийных циклов, напрашивающееся при анализе диаграммы рис. 6, в настоящем сообщении исключено и будет рассмотрено отдельно.

Заслуживает внимания также тенденция смещения всех отношений СR/М от фанерозоя к глубокому докембрию в сторону оптимального

Датировка в овале соответствует мантийному пику, выделенному на рис.5.

преобладания коровой активизации (показано стрелками на рис. 6). Представляется вероятным, что это отражает зависимость от интенсивности процессов вторичной переработки коры и/или снижения степени сохранности (или денудации) первичных мантийных пород при переходе к древним кратонным областям. Действительно, геологическими более исследованиями уже давно установлен факт оптимального распространения гранитоидов и гнейсов по сравнению с другими типами пород в глубоком докембрии Карельского, Кольского, Украинского, Алданского, Канадского и других щитов.

Интенсивность щелочного магматизма

Мы уже отмечали, что наиболее перспективным приложением статистического обобшения геохронологических данных является анализ мантийной активизации в приложении к естественным сериям пород, выделяемых по геохимическим и петрологическим признакам. К ним принадлежат в частности породы повышенной щелочности, циклическое развитие которых в геологическом времени рассматривается ниже.

Среди разнообразных типов эндогенных процессов, определяющих темпы роста континентальной коры, особое место занимает щелочной магматизм, поскольку в его развитии наиболее четко отражается суммарный взаимодействия практически оболочек результат Земли. По всех современным представлениям генерация щелочных магм регулируется, прежде всего, энергетикой ядра и нижней мантии. Это воздействие должно изменяться в связи с общим охлаждением внутренних оболочек планеты, что в геологическом времени должно отражается, во-первых, в направленной эволюции состава щелочных магм (пока еще детально не изучено) и, вовторых, в изменении интенсивности их генерации. Как показала Л.Н. Когарко [16], отмечается резкое расширение генерации щелочных пород при переходе от позднего архея к фанерозою. Более того, выяснилось [37], что сама эволюция щелочного магматизма, связываемая преимущественно с активностью плюмов, имеет дискретный характер. Однако, намеченное ранжирование мантийных событий является очень приблизительным, не раскрывающим реальные масштабы и динамику проявления плюмовой активизации.

С другой стороны, щелочной магматизм представляет собой уникальный пример развития мантийного магматизма, в эволюции которого наиболее отчетливо проступает воздействие внешнего фактора, связанного атмосфере возникновением свободного кислорода В И привносом окисленного материала в ходе субдукции в верхнюю мантию. Как следствие, изменение фугитивности кислорода в мантии способствовало резкой интенсификации процессов обогащения первичного некогерентными элементами метасоматизированной мантии (возникновения обогащенных мантийных резервуаров) и генерируемых из нее щелочных магм [16, 37].

63

Казалось бы, что однозначное решение вопроса о причинах исходного накопления некогерентных и летучих элементов в мантии найдено. Но среди многих сотен известных массивов субщелочных и щелочных пород отмечаются лишь единичные случаи «ураганного» обогащения этими элементами вплоть до рудных содержаний. Следовательно необходимо привлечение дополнительной аргументации.

Для вероятностного статистического анализа развития щелочного магматизма в геологическом времени все типы щелочных пород можно представить рядами природных ассоциаций возрастающей щелочности согласно петрохимической и петрологической классификации [38, 39]. Среди них: сиенограниты, монцограниты, кварцевые сиениты и монцониты и их вулканогенные аналоги – кварцевые трахиты и латиты образуют наиболее примитивную субщелочную группу («граносиенитовую» - 411 датировок банка данных), которая нередко представлена в коре самостоятельными массивами. Сиениты, монцониты, а также фоидсодержащие их аналоги и вулканиты, встречающиеся как дифференциаты в габбро-диоритовых массивах и как самостоятельные интрузии и вулканические образования (234 датировки), отнесены ко второй субщелочной («сиенитовой») группе. Фоидсиениты, фоид-монцониты, фоидолиты с их вулканогенными аналогами, а также меланократовые интрузивные и эффузивные их разности, лампрофиры и карбонатиты объединены в группу Na-щелочных («фоидолитовых») пород (679 датировок). Самостоятельная группа щелочных пород («щелочногранитная») представлена щелочными гранитами И граносиенитами вулканогенными И аналогами (комендитами, пантеллеритами), которые встречаются как самостоятельные массивы, часто по петрохимическим и геохимическим признакам тождественные с А-типом гранитоидов, как дифференциаты габбро-анотозитовых магм, фоидолитовых интрузий центрального типа или щелочных базальтов океанических островов (94 датировки). Кимберлиты, лампроиты вместе с лейцитовыми вулканитами объединены в группу «высоко-калиевых пород» (182 датировки).

В геологическом плане щелочной магматизм типичен для горячих точек океанических областей, где он встречается на островах и подводных горах, а в пределах континентов приурочен к участкам глубинных разломов в коллизионных зонах, к сочленению древних разновозрастных блоков и к континентальным рифтам или к обширным платобазальтовым покровным сериям или островодужным сериям, где в большинстве случаев он замыкает развитие предшествующего базальтового магматизма. В целом щелочной магматизм является продуктом разноглубинной генерации мантии, от астеносферных зон до границы нижней мантии с ядром. Однако признаки генерации из средней или нижней мантии весьма эпизодичны и фиксируются по сочетанию изотопно-геохимических аномалий (высоким отношениям 3 He/ 4 He, 186 Os, 187 Os, 188 Os; повышенным отношениям 87 Sr/ 86 Sr и пониженным для 143 Nd/ 144 Nd в сравнению с океаническими базальтами),

предположительно свойственных нижней мантии или внешнему ядру [18, 21, 24, 25 и др.], или присутствию в кимберлитах древних фенокристов, которые сохраняют реликтовые структурные признаки, указывающие на генерацию пород в средней или нижней мантии [26, 27 и др.], а также по томографическим признакам обнаружения зон пониженных скоростей поперечных сейсмических волн на глубинах около 500 км в мантии под участками проявления горячих поверхностными точек или по геологическими признаками существования вытянутых цепочек или хребтов подобного типа магматизма [40].

Для суммарного распределения субщелочных и щелочных (кратко-SALK) пород (1600 датировок) в геологическом времени характерен ряд особенностей (рис. 8). Во-первых, отмечается четкая цикличность, границы которой регистрируются по эпизодам минимальной мантийной активизации. Возрасты этих эпизодов совпадают с границами мантийных циклов, найденными по суммарной информации для эндогенных событий в коре и верхней мантии (рис. 6). Это означает, что рассматриваемый SALK магматизм является постоянным компонентом циклической активизации верхней мантии по крайней мере в интервале 0 – 3.5 млрд. лет. Поскольку именно шелочной магматизм рассматривается генезису по В петрологическом плане как наиболее глубинный мантийный, можно более уверенно утверждать, что динамика его развития отражает пульсационный привнос энергии и вещества с разных уровней мантии.

Поскольку суммарная статистика по рассматриваемым сериям пород позволяет обозначить ряд максимальных («мегациклических») пиков (2660, 1860, 1160, а для фанерозоя более детально – 520, 360, 280, 120, 80 и 0-10 млн. лет), пожалуй впервые открывается возможность для оценки природы подобных пиков, если использовать раздельно данные по типам субщелочных и щелочных природных ассоциаций (рис. 9).

Прежде всего отметим, что, за исключением «граносиенитовой» субщелочной, характерно наращивание для остальных серий всех интенсивности от архея к фанерозою при отчетливой цикличности во всех сериях, которая уже была описана (рис.8). Это заключение совпадает с выводами в работах [16, 37]. Следует лишь добавить, что отмеченное изменение в интенсивности развития щелочного магматизма скорее всего связано с увеличением мощности литосферы в ходе охлаждения планеты и, как следствие, смещения генерации мантийных магм на большие глубины в верхней мантии и появления плюмовых очагов в средней и нижней мантии. Подобная тенденция, например, прослеживается для самых глубинных по источнику кимберлитовых алмазоносных расплавов, обычно захватывающих разнообразные ксенолиты мантийных перидотитов и ксенокристаллы отдельных минералов. Как оказалось [41], наибольшие значения Р-Т параметров для перидотитовых ксенолитов из трубки Премьер (Ю. Африка) с возрастом 1202±72 млн лет [42] соответствуют 58 кбар (около 185 км), для



Рис.8. Циклы суммарной активизации субщелочного и щелочного магматизма, границы которых выявлены по резкому снижении развития магматизма.

Систематика данных выполнена с использованием метода вероятностной статистики, в котором величина $P_t \approx N - числу$ датировок (шаг усреднения - 20 млн лет). Минимумы мантийной активизации по показаны пунктиром с возрастом в прямоугольниках (рис. 6). Родиния- интервал щелочного цикла, тождественный длительности существования этого суперконтинента.



Рис. 9. Детализация развития субщелочного и щелочного магматизма по типам природных серий.

В прямоугольниках выделены согласующиеся возрасты максимальных плюмовоых пиков в развитии каждой серии. Шаг усреднения – 20 млн. лет.

трубки Удачная (Якутия) с возрастом 360±10 млн лет [43] – 80 кбар (около 250 км), а для ксенокристалла бадделеита из кимберлита Мбуйи-Мауи Ю. Африки (70 млн лет) [26, 27] приводятся доказательства нижнемантийного генезиса. Вторым фактором следует рассматривать последовательный привнос окисленных продуктов коры вместе с летучими компонентами в мантию при многочисленных эпизодах субдукции, продолжавшихся в

позднем архее, протерозое и фанерозое. Этим в итоге определяется существенное расширение сети обогащенных некогерентными элементами зон мантии и в целом усиление геохимической гетерогенности самой мантии, что и реализуется в возрастании частоты генерации щелочных магм в сторону фанерозоя [16].

Время первичного появления пород той или иной SALK серии различно (рис. 9). Наиболее древние породы представлены редкими находками субщелочных (кварцевых примитивных разностей монцонитов И монцогранитов), которые встречаются в Западной Австралии (блок Пилбара, 3200-3630 млн. лет) [44]. Там же отмечено первое появление щелочных гранитов (3466±2 млн лет), которые эпизодически датируются и в позднего архее (2946±6 и 2762±4 млн лет). Однако, среди этих пород отмечаются разности, несущие признаки поздних изменений [44], что затрудняет точную диагностику древнейших «щелочных» гранитов. Начало формирования всех остальных серий приурочено к позднему архею. Вторая субщелочная группа в этом случае представлена наиболее древними разностями – сиенитами Барбертона (3105±10 млн. лет) [45] и трахитовыми туфами (3048±19) в блоке Пилбара [44]. Na- и К-щелочные серии впервые фиксируются около 2700 млн лет. Для ультракалиевых пород (пироксенитов, сиенитов и шошонитов) массива Укдуска (Алданский щит) совсем недавно получен возраст, близкий к этому же рубежу (2719±14 млн. лет) [46]. Кимберлиты и лампроиты формировались значительно позже: древнейшие кимберлиты (≈ 2200 млн. лет) и лампроиты (1815±14 млн. лет) датированы в Австралии [47, 48].

Совместный обзор данных для всех серий показывает, что к интервалу 2680-2660 млн. лет приурочен первый мощный («мегациклический») пик магматизма, на что уже обращалось внимание [49]. Этот пик представлен многочисленными штоками и интрузиями монцодиоритов, монцонитов, сиенитов, нефелиновых сиенитов, карбонатитов, лампрофировыми дайками, трахитовыми и лейцитовыми вулканитами. В подавляющем большинстве эти породы развиты в южной части Канадского щита (Онтарио-Квебек), в юговосточной Гренландии и Западной Австралии [50-52, 44 и др.]. На территории Балтийского щита в пределах центральной и восточной частей Кольского полуострова аналогичные SALK- массивы, как оказалось, имеют возраст, близкий или тождественный с канадскими и гренландскими породами: для кварцевых монцодиоритов района Пятнъявр – от 2715±8 до 2650±15 млн. лет [53], для серии монцонитов-латитов района реки Марийок -2657± 8.4 млн. лет [53], для монцонитов Цагинского анортозитового массива - 2662±10 млн лет [54], для щелочных сиенитов массива Сахарийок - 2682±10 [55], для лампрофиров Поросозерского массива - 2680±10 [56]. Но наиболее сенсационный результат был получен для громадной провинции щелочных гранитов и граносиенитов Кейвской структуры Центрально-Кольского блока, которые формировались в интервале от 2674±6 до 2654±5 млн лет [55] и
охватывают площадь около 2500 км² (при средней мощности пластов в 500-700 м), что примерно соответствует объему, близкому к суммарной массе пород SALK серий аналогичного возраста в других регионах. Этого одного достаточно, чтобы говорить о «мегациклической» представительности пика SALK пород (рис. 9). При этом для Канадского щита появление субщелочных и щелочных массивов и вулканитов (из них датировано более 27), преимущественно приуроченных к обшироной пограничной зоне Онтарио-Квебек, привязывается к периоду коллизии (2690-2660 млн. лет), замыкающей развитие серии зеленокаменных поясов, которые главным образом датированы в интервале 2740-2710 млн. лет на юго-западе субпровинции Абитиби [50]. Таким образом, для щелочных пород этого региона фиксируется значительный по времени сдвиг в сторону омоложения, SALK позволяет привязать появление пород что активизации к подстилающей астеносферы в зоне коллизии Абитиби [57]. В Юго-Гренландии выделяется большая щелочная Восточной провинция Скиолдунген, в которой датированы сиениты, карбонатиты, монцониты и фоидолиты в узком интервале 2698-2664 млн лет, что позволяет рассматривать их также как производные единого плюмового магматизма. Какова же ситуация с Кольскими щелочными гранитами? Во-первых, в гранитах присутствуют ксенолиты габбро и габброноритов (район массива Поной), которые по возрасту близки к щелочным гранитам - 2740±59 млн. лет [58]. Сопоставление Sm-Nd изотопных данных по этим ксенолитам и наименее измененным разностям щелочных гранитов [58, 59] показало вполне удовлетворительное сходство изотопных параметров (рис. 10), которое соответствует возрасту 2743±57 млн. лет, что в пределах точности Sm-Nd датировки близко к наиболее точным U-Pb данным о времени образования щелочных гранитов (2674 – 2654 млн. лет).

внимание факт положительного начального Обращает на себя отношения $\epsilon Nd(T) = +1.7 \pm 0.7$, свидетельствующего о деплетированном мантийном источнике для ксенолитов габбро и щелочных гранитов. Сами ксенолиты характеризуются повышенным отношением La_n / $Yb_n = 2.8-3.5$ и повышенным содержанием Ті, Ni,V, Cr и Co [58], что указывает на вероятность принадлежности их к субщелочным разностям мантийных магм континентального типа. Итак, хотя бы в предварительном варианте можно утверждать, что исходный источник для щелочных гранитов должен быть связан с субщелочной базальтовой магмой. Поскольку сами граниты, судя по составу редкоземельных элементов (РЗЭ) (рис. 11), представляют собой продукт глубокой дифференциации (имеют резкий дефицит европия - Еи/Еи* = 0.2 и La_n / Yb_n = 8.21-5.45), то с ними должны быть связаны продукты ранней дифференциации субщелочного расплава, в которых ранний плагиоклаз избирательно захватывал европий. Таким образом, необходимо искать на территории Кейвского региона и в соседних областях присутствие подобных пород. Учитывая громадный объем щелочных гранитов, можно



Рис.10. Совпадение Sm-Nd изотопных параметров щелочных гранитов (черные квадраты) и ксенолитов габбро и габброноритов (белые квадраты), обнаруженных в щелочных гранитах [58, 59].



Рис.11. Комплементарность состава редкоземельных элементов щелочных гранитов Понойского массива (1- по [58]) и массива Западных Кейв (2 - по [60]) с габброанортозитами массива Цага (3, 4 – [59]).

предполагать, что подобные ранние дифференциаты также должны быть представлены большими массивами. В этой связи следует напомнить, что в щелочных гранитах обнаружены крупные и мелкие ксенолиты габброанортозитов, которые представляют собой реликты мощных массивов [61], пространственно совмещенных с щелочными гранитами и сингенетичных им по времени образования (2678-2659 млн лет) [54, 55 и др.]. В составе РЗЭ габбро-анортозитов (рис. 11) четко проявлен относительный избыток европия, комплементарный дефициту этого элемента в РЗЭ щелочных гранитов. К этому следует добавить, что сами позднеархейские габброанортозитовые массивы Кейвского региона имеют петрографические и петрохимические признаки глубокой дифференциации (в частности, высокое значение параметра «b» - до 75-80 на векторных диаграммах А.Н. Заварицкого [62] по сравнению с их протерозойскими аналогами, для которых «b» не превышает 42-48) [63]. По тем же диаграммам в архейских массивах фиксируется повышенное содержание щелочных алюмосиликатов. Кроме того. же массивах отмечается В этих магматическое титаномагнетитовое орудинение в сочетании с сульфидами, которое по превышает подобную минерализацию масштабам существенно протерозойских аналогов. В итоге, для архейских массивов характерна более высоко-Ті – Na природа исходных магм по сравнению с протерозойскими аналогами (содержание в %: Ti =1.09-0.87 и 0.3-0.25; Na = 2.52-2.37 и 2.31-2.07, соответственно) [63].

Таким образом, совокупность различных данных для громадной провинции щелочных гранитов, сопутствующих SALK серий, габбро и габбро-анортозитовых интрузий позволяет говорить о вероятности существования на архейской территории Кольского полуострова очень интенсивного мантийного очага базитового магматизма и его глубокой дифференциации на уровне верхней-нижней коры (на глубинах ранней кристаллизации плагиоклазовых кумулятов), что отвечает обширному и интенсивному разогреву верхней мантии. Подобное явление наиболее вероятно связать с позднеархейским мантийным суперплюмом, под влиянием которого произошли разогрев и плавление деплетированной зоны верхней мантии.

Следует подчеркнуть также, согласно прогнозной ЧТО модели глубинного строения Кейвского террейна [64] по геофизическим и геологическим данным для этой территории вырисовывается куполообразная верхнекоровая структура с падением границ Кейвского террейна на северовостоке под Мурманский блок, а на юге и юго-западе под Имандра-Варзугский блок. При этом, в нижней коре устанавливается развитие мощного переходного слоя на границе с мантией, залегаюшей. ориентировочно, на глубинах 38-40 км. Мощность переходного слоя достигает, по оценкам, 10-12 км, что составляет более четверти суммарной мощности коры Кейвского региона. В целом, такое специфическое строение

земной коры региона позволило предполагать развитие мантийного плюма под центром современного Кейвского террейна на рубеже позднего архея [64].

данные для SALK серий всех регионов представляются Итак. достаточно достоверными для обоснования появления первого щелочного «мегациклического» пика. Геохронологической особенностью этого пика является факт смещения максимума SALK магматизма к интервалу 2660-2680 млн. лет, который отчетливо моложе сравнительно со средним его значением 2700-2720 млн. лет, полученным по сумме данных для верхней мантии (рис. 6) Второй «мегациклический» пик около 1860-1840 млн лет (рис. 8, 9) отражает смещение примерно на 20-40 млн. лет относительно «мегациклического» мантийного пика 1880 млн. лет (рис. 6). Третий пик (неопротерозойские SALK серии) отвечает щелочной активизации в гренвильских орогенах в интервале 1260-1060 млн лет. Максимум щелочной активизации (1160-1120 млн лет, рис. 8, 9) здесь также смещен в сторону омоложения. Из поздних щелочных плюмов следует подчеркнуть появление обширной палеозойской щелочной активизации на Балтийском щите, охватывающей интервал развития от 410 до 360 млн. лет [20] с максимумом около 365-375 млн. лет, который смещен относительно более древнего генерального мантийного пика (около 415 млн. лет (рис.6) на 35-45 млн. лет. Таким образом, во всех случаях появления продуктов суперплюмового SALK магматизма в коре наблюдаются отчетливое их геохронологическое внутри мантийных циклов, отражающих совокупность «омоложение» мантийной эндогенной активизации. Следовательно, SALK магматизм представляет собой лишь часть полных циклов верхней мантии, а остальные составляющие мантийной активизации предстоит еще исследовать. Специально не останавливаясь на самых молодых мезо-кайнозойских плюмовых пиках, отметим, что в сравнительно небольшом интервале времени она резко нарастает паралллельно с другими типами плюмового магматизма.

Заканчивая обзор геохронологии по SALK сериям, отметим использования этой информации применительно перспективность к поверхностной тектонике плит, регулирующей процессы скучивания И суперконтинентов, чем упоминалось распада 0 BO введении. Так. длительность существования суперконтинента Родиния по совокупности геотектонических, геохронологических и палеомагнитных построений определяется интервалом 0.9-1.35 млрд. лет [65], который строго совпадает с одним из циклов среднепротерозойской активизации SALK магматизма (рис. 8).

Проблема генезиса щелочных супергигантских месторождений

До сих пор остается открытым вопрос о причинах появления гигантских массивов щелочных пород, экстремально обогащенных некогерентными и

летучими элементами (Nb, Ta, Ti, Zr, REE, Sr, P, F, Cl и др.), хотя принципы формирования мантийных зон с повышенной концентрацией этих элементов результате мантийного метасоматоза условиях В повышенной В фугитивности кислорода, являющихся потенциальными источниками для генерации щелочных пород, экспериментально и по реальным наблюдениям уже достаточно четко разработаны [16, 17 и др.]. Тем не менее среди многих датированых щелочных пород лишь единичные сотен массивы характеризуются «рудоносностью» уникальной В отношении группы некогерентных элементов. Очевидно, что данных по петрологии щелочных пород недостаточно для расшифровки этого феномена. В частности, вряд ли лишь низкими значениями коэффициентов распределения некогерентных элементов в породообразующих минералах и низкими степенями плавления при однократной генерации щелочных магм можно обеспечить обогащение этими элементами до уровня «рудных» концентраций. Необходим поиск критериев. дополнительных Одним них вероятно может ИЗ быть региональная особенность неоднократного проявления SALK серий в том или ином регионе.

Если сопоставить известные данные по позднеархейскому проявлению SALK серий в Канаде, Южной Гренландии и на Балтийском щите (2680-2660 млн лет), то для единого Лаврентий-Балтийского кратона того времени прослеживается прерывистая полоса юго-западного - северо-восточного румба единовременной обширной мантийной щелочной активизации, которую трудно интерпретировать иначе как отражение плюмового или суперплюмового магматизма.

Второй пик щелочного магматизма в тех же регионах фиксируется для интервала 1880-1820 млн. лет. На Канадском щите SALK серии этого возраста развиты преимущественно в Северо-Западных Территориях, хотя в целом разбросаны от острова Баффинова Земля на севере до Манитобы и Саскачевана на юге, в пределах Балтийского щита отмечаются в Финляндии, Швеции, Карелии и на Кольском полуострове (массивы Соустов и Гремяха-Вырмес [66]). В Западной Гренландии SALK серии этого возраста не отмечаются, но развиты многочисленные базальтовые дайки в интервале 1980-1750 млн лет.

Третий пик (неопротерозойские SALK серии) отвечает щелочной активизации в гренвильских орогенах внутри суперконтинента Родиния (в интервале 1260-1080 млн лет). При этом на Канадском щите субщелочные серии приурочены к зоне Гренвильского Фронта (Онтарио, Квебек, восточная часть Лабрадора) и пространственно существенно смещены относительно позднеархейского пика магматизма. В южной и юго-западной Гренландии щелочные и сиенитовые комплексы (Илмауссак, Игалико, Нунарссуит, Тугтуток и др.), включая калиевые щелочные массивы (Нарссак и др.) и лампрофировые дайки отмечаются практически в зоне развития позднеархейского магматизма. В пределах Балтийского щита SALK серии

описаны в Норвегии и Швеции, а на территории Кольского полуострова отсутствуют. Однако мощная серия щелочных комплексов в третий раз также появляется, но значительно позже - в палеозое, что отвечает мегациклическому пику в фоидолитовой серии около 360 млн лет и в интервале 360-420 млн лет для других серий (рис. 9).

Итак, в трех рассматриваемых регионах в разной возрастной последовательности отмечается неоднократное возобновление SALK активизации, причем для Южной Гренландии и Балтийского щита циклы щелочного магматизма привязаны к единому пространству, а для Канадского щита заметно разбросаны по обширной территории.

Можно предполагать поэтому, что территориальное совпадение разновозрастного щелочного магматизма в двух первых районах отражает не только взаимосвязь плюмовой щелочной активности со структурными и тектоническими особенностями строения коры и мантии, но, главное, обеспечивает унаследование самыми молодыми зонами шелочной активизации тех геохимических изменений в составе мантийных источников, которые они последовательно накапливали на более ранних этапах архейской и ранней протерозойской прорабоки при мантийном метасоматозе. Эти соображения по существу приводят к необходимости допустить, что верхней метасоматизированные мантии зоны В могут длительно существовать и являться неоднократным источником щелочного магматизма. К этому следует добавить, что подобные зоны верхней мантии должны являться благоприятными «ловушками» для поглощения новых порций перегретого (и в первую очередь флюидного) глубинного материала, поступающего из средней и нижней мантии. В итоге, при повторном проявлении плюмовой активизации в таких зонах следует ожидать дополнительного привноса летучих и некогерентных элементов, что на поверхности реализуется в формировании существенно обогащенных этими элементами щелочных массивов на заключительных этапах щелочной активизации в каждом регионе.

Реальность такого предположения можно продемонстрировать на примерах Гренландии и Кольского полуострова, где, как указывалось выше, отмечалось двух-трехкратное появление SALK активизации. Так, среди неопротерозойских щелочных и субщелочных комплексов юго-западной Гренландии Илимауссакский расслоенный агпаитовый щелочной массив (1180±9 млн лет [67]) выделяется в геохимическом плане резко повышенной концентрацией летучих (F,Cl,S) и редких (Li, Be, Rb, REE, Zr, Nb и др.) элементов [68], которая сопоставима лишь с палеозойскими (371-361 млн лет) расслоенными щелочными Хибинским и Ловозерским массивами [68-71 и др.] центральной части Кольского полуострова. Эти массивы приурочены к районам, в которых ранее были интенсивно развиты SALK серии различного состава, но со значительно более низким содержанием редких и рассеянных элементов, которые сопоставимы с «обычными» SALK сериями Канады и

других регионов.

Предложенный анализ роли «унаследования» геохимической специализации древних мантийных источников поздним SALK магматизмом следует рассматривать как попытку привлечь внимание к важности предполагаемой неоднородности состава верхней мантии для расшифровки генезиса не только щелочных пород, но и других плюмовых вариантов магматизма и к необходимости постановки специальных более детальных исследований в этом плане.

Природа источников щелочного магматизма

Поскольку формирование субщелочного и щелочного магматизма приурочено к широкому диапазону глубин в коре и мантии, естественно ожидать, что исходные мантийные очаги должны отражать достаточно большой диапазон вариаций изотопных и геохимических параметров даже однотипным магм, а также нести признаки взаимодействия с для вмещающим коровым субстратом. В первом приближении о характере мантийных источников можно судить по сопоставлению изотопногеохимических параметров рассматриваемых SALK серий со средними мантийными (UR) значениями отношений I-Sr = $({}^{87}Sr/{}^{86}Sr)_t$ при среднем для мантии Rb/Sr =0.30 (0.031-0.0294) [72,73] и I-Sr(0)= 0.70475 (0.7045-0.7050) [74, 75], а также средними для мантии (CHUR) величинами εNd(t) при Sm/Nd=0.3245 [74, 76] и єNd(0) для деплетированной мантии равным 12 (10-14) [77, 78].

Данные по величинам начального отношения изотопов стронция (I-Sr) рассматриваемых SALK серий (рис. 12) разделяются линией среднего мантийного отношения (UR) на три области: 1) с изотопными параметрами, которые в пределах точности определения I-Sr равны или близки к UR, 2) с более низким, чем в UR (область деплетированных источников) и 3) с более высоким, чем в UR (область обогащенных мантийных и коровых источников). Нетрудно видеть, что две первые группы значений I-Sr четко регистрируют мантийную природу значительной массы пород из SALK серий, которые прослеживаются от фанерозоя до разных возрастных интервалов архея (исключая лишь К-щелочные разности, информация для которых ограничена интервалом 1700-0 млн лет). То же можно сказать и про систематику величин $\varepsilonNd(t)$, в которой значения $\varepsilonNd(t) \ge 0$ отвечают мантийному среднему (CHUR) и деплетированным мантийным источникам (рис. 13).

Сам факт приуроченности «сиенитовой» и «фоидолитовой» групп к деплетированным по источнику зонам верхней мантии давно известен [79 и др.]. Новым является обнаружение аналогичных мантийных источников для самой примитивной субщелочной группы и щелочных гранитов в среднем архее. Намечающийся по I-Sr данным интервал около 1800-1900 млн. лет,





Вертикальным пунктиром показан возраст, моложе которого появляются многочисленные датировки с типичными коровыми Sr изотопными характеристиками.



Рис.13. Вариации величин єNd(T) для субщелочных и щелочных серий относительно среднего мантийного уровня (хондритового состава РЗЭ).

Большие квадраты – данные для кимберлитов.

начиная с которого резко возрастает распространенность пород с коровыми изотопными параметрами в SALK сериях, скорее всего отражает дефицит информации, так как по данным для величин єNd(T) в SALK сериях коровые неодимовые параметры прослеживаются и в раннем протерозое (рис. 13). Сам факт возрастания корового воздействия в сторону фанерозоя, судя по сумме сведений для обеих изотопных систем, не вызывает сомнения. Это подчеркивается и отрывочными данными для наиболее глубинных по генезису пород – кимберлитов, для которых наряду с мантийными изотопными «метками» протерозоя к концу фанерозоя фиксируются случаи корового воздействия.

Общая для всех SALK серий тенденция расширения распространенности «коровыми» стронциевыми И неодимовыми изотопными пород параметрами при переходе к неопротерозою-фанерозою скорее всего обязано воздействию ряда разных факторов: 1) отражает увеличение гетерогенности внутри верхней мантии за счет привноса коровых компонентов процессами субдукции [80 и др.], 2) является следствием возрастания неоднородности состава нижней коры за счет участия в плавлении метаморфизованных фрагментов более древнего возраста (выплавление части субщелочных магм) и 3) региональной контаминации мантийных магм вмещающим коровым субстратом (фенитизация И другие процессы). Bo всех случаях подразумеваются не только вариации в составе источников, но и активная флюидная проработка в ходе мантийного и корового метасоматоза, ЧТО подтверждается модельными оценками изотопов стронция [66, 79 и др.] и многочисленными данными ПО изменениям соотношений стабильных изотопов. Факт расширения подобного воздействия на генерируемые щелочные субщелочные И комплексы сочетается активизацией С контрастных тектонических процессов – с большей частотой проявления тектоники плюмов и субдукции в сторону фанерозоя и, как следствие, с глобальным расширением активизации мантийного метасоматоза и частоты генерации интрузивных и вулканогенных фаций субщелочных и щелочных пород [16].

Обсуждение результатов и выводы

Обзор геохронологической информации по развитию корообразования показал, что избирательное использование какого-то одного геохронологического метода даже формального описания для последовательности наращивания коры в геологическом времени вряд ли приемлемо из-за контрастности информационных возможностей U-Pb, Sm-Nd, Rb-Sr и K-Ar изотопных систем и массы данных, полученных этими отдельных геологических методами для различных типов пород В интервалах. Именно поэтому для раскрытия явления неравномерности роста коры необходимо суммирование всей геохронологической информации. Однако подобное объединение должно сопровождаться раздельным

анализом информации для обеих верхних оболочек Земли, поскольку кора и верхняя мантия представляют собой самостоятельные, хотя и взаимосвязанные системы с различными набором пород и типами эндогенных процессов.

Как было показано, это различие отражается в более интенсивном развитии мантийных процессов в периоды одновременной активизации эндогенных событий в обеих оболочках и более резком сокращении мантийной активности в эпохи затухания эндогенных процессов в этих оболочках. Подобное различие в динамике активизации не отрицает явления «мегацикличности» корообразования, приближенно описываемого суммой информации по обеим оболочкам, но позволяет более надежно обрисовать и раскрыть смысл цикличности эндогенных процессов, отражающий замедленную реакцию коры на стадийность процессов, протекавших в мантии. В результате удалось установить довольно сложный характер динамики мантийных процессов с переменной длительностью циклов, которая по нашему мнению в крупном масштабе отражает существование трех важных интервалов в развитии корообразования, включающих 1) ранний и средний архей со своей стадийностью около 200-250 млн лет, 2) поздний архей-протерозой с наиболее выраженной крупной (около 400 млн лет) цикличностью и 3) фанерозой с резко переменной стадийностью от 5-10 до 100-130 млн лет. Однако этот лишь констатация и причины подобной неравномерности предстоит выяснять. В этой связи отметим, что при анализе регулярности кинематических инверсий в подвижных поясах в ходе их тектонической эволюции Ю.А. Морозов [81] пришел к выводу о необходимости выделять возрастающую от фанерозоя к протерозою и архею длительность кинематических стадий от 25-30 до 100 млн лет, что в принципе согласуется с геохронологической систематикой эндогенных событий в мантии для фанерозоя. Детальный анализ 100-млн или какой-либо иной более дробной цикличности или периодичности, которые в явной форме просматриваются внутри крупных циклов мантийного магматизма и эндогенных событий в коре докембрия, является предметом отдельных исследований и в настоящей работе не приводится. Заметим, что геодинамический смысл разноскоростных явлений в обеих оболочках и возникновения мантийных циклов различной длительности причины предстоит также еще расшифровать, хотя в предварительном варианте изменение в дительности максимальных циклов можно интерпретировать как следствие перехода от ранней (≈ 4.4-4.2 млрд лет) плюм-тектоники к интенсивному сочетанию обоих геодинамических процессов (плюмов и субдукции) с последовательным расширением роли наиболее глубинной мантийной генерации магм.

На примере анализа субщелочного и щелочного магматизма мы постарались показать, что циклы щелочной мантийной активизации полностью согласуются с глобальными мантийными циклами, выявленными

по сумме данных для мантийных пород на базе сопоставления этих данных с эндогенными событиями в коре (рис. 5-6 и 8-9). Это свидетельствует о постоянном участии SALK серий в развитии мантийных циклов и, если рассматривать эти серии как конкретный пример влияния плюмового магматизма на формирование коры, следует говорить также о глобальном характере такого воздействия. Геохронология формирования SALK серий последовательное расширение петрологических указывает на типов породных ассоциаций (от субщелочных к щелочным) при переходе от раннего-среднего архея к позднему архею и протерозою, а также диапазона глубины генерации всех типов SALK серий в сторону фанерозоя. Совокупность этой информации может рассматриваться как убедительный пример глобального влияния процессов постепенного охлаждения планеты на характер мантийной продукции в геологическом времени. Вместе с тем, как показала систематика Sr и Nd изотопных параметров, в этом же направлении увеличивается интенсивность взаимодействия мантийных SALК серий с корой вследствие привноса корового материала в зоны генерации первичных магм и при консолидации мантийных магм в пределах коры. Согласно [15, 16, 71, 82 и др.] важнейшими факторами этого взаимодействия являются мантийный и коровый метасоматоз в широком смысле этого понятия, который подразумевает прежде всего интенсивное воздействие или обмен летучих компонентов. Не исключено, что зоны мантии при повторном воздействии плюмов, обогащаются летучими и некогерентными элементами и неоднократно участвуют в генерации щелочных магм, что реализуется в появлении щелочных массивов, оптимально обогащенных некогерентными элементов (вплоть до рудных концентраций).

Самостоятельный интерес представляет анализ «примитивных» и деплетированных источников SALK серий, которые представляют собой наиболее устойчивый в геологическом времени тип мантийных источников, прослеживаемый по близости или тождеству изотопных параметров щелочных пород разного состава вплоть до глубокого архея. Несмотря на ограниченность информации можно заключить также, что значения I-Sr и єNd(T), отвечающие деплетированным зонам верхней мантии достигают к концу фанерозоя максимальных значений для I-Sr = 0.702-0.703 и для $\epsilon Nd(T)$ от + 8 до +10/+12. Но при этом для наиболее глубинных по генезису в мантии - кимберлитовых магм отклонение от среднего мантийного уровня по обоим изотопным параметрам минимально, примерно вдвое меньше, чем для других SALK серий. Это означает, что доля первичных мантийных параметров рассматриваемых мантийных магм возрастает с глубиной, а резко деплетированные зоны мантии в первом приближении присущи более высоким этажам мантийного разреза, предположительно начиная с уровня астеносферы. Фактически, как показали балансовые расчеты по коре, для некоторых элементов необходимо учитывать дополнительный привнос из средней и нижней мантии [6, 7, 82 и др.]. Следовательно, небольшая степень деплетированности все же должна возникать в этих частях мантии, хотя остается открытым вопрос о времени и объемах подобных зон, поскольку параллельно для ряда пород SALK серий сохраняются первичные изотопные параметры недифференцированной мантии. Ориентировочные оценки на базе величин єNd(T) [4, 78] позволяют говорить о существовании нескольких крупных этапов генерации деплетированных зон в мантии.

Из этой же информации следует, что суждения об изотопных параметрах «примитивной» мантии, построенные лишь на данных позднего изотопным фанерозоя И отождествляемые по характеристикам с нормальными океаническими базальтами (N-MORB) [83-84] вряд ЛИ приемлемы, поскольку они не учитывают вариации изотопных параметров пород в наиболее длительном интервале фанерозой-докембрия. Более того, дискуссионным остается вопрос о времени первичного появления исходных мантийных зон для генерации N-MORB. Согласно предварительным расчетам [78] формирование таких зон приурочено к началу позднего архея, которые накладываются на уже ранее образованные деплетированные зоны и, следовательно, сама генерация истоников N-MORB имеет достаточно сложную многоэтапную историю.

Работа выполнена в рамках Программы 5 фундаментальных исследований ОНЗ РАН (тема 1,5) и Российского фонда фундаментальных исследований (грант 03-05-64740).

Литература

- Gastil G. The distribution of mineral dates in time and space // Amer. J. Sci . 1960. V. 258. No 1. P. 1-35.
- 2. **Пушкарев Ю.Д.** Мегациклы в эволюции системы кора-мантия. Л.: «Наука». Ленинградское отд. 1990. 217 с.
- 3. Armstrong R.L. Radiogenic isotopes: the case for crustal recycling on a near-steady-state no-continental-growth Earth // Phil.Trans.Roy.Soc.London. 1981. A301. P. 443-472.
- 4. McCulloch M.T., Bennett V.C. Progressive growth of the Earth's continental crust and depleted mantle: Geochemical constraints // Geochim. Cosmochim. Acta.1994. V. 58. No 21. P. 4717-4738.
- 5. Condie K.C. Episodic continental growth and supercontinents: a mantle avalanche connection // Earth and Planet. Sci. Lett. 1998. V. 163. P. 97-108.
- 6. Балашов Ю.А. Изотопно-геохимическая эволюция мантии и коры Земли. М.: Наука, 1985. 221 с.
- 7. **Stein M., Hofmann A.W**. Mantle plumes and episodic crustal grouth // Nature. 1994.V. 372. 63-68.
- 8. Kamazawa M., Maruyama S. Whole Earth tectonics // J.Geol.Soc.Japan. 1994.V.100.P. 81-102.
- 9. Van der Hillst R. D., Widiyantoro S., Engdahl E.R. Evidenct for deep mantle circulation from global tomography // Nature. 1997. V. 386. P. 578-584.
- Van der Hillst R. D., Karason H. Compositional heterogeneity in the bottom 1000 kilometers of Earth's mantle: Toward a hybrid convection model // Science. 1999. V. 283. P. 1885-1888.

- 11. Авсюк Ю.Н. Приливные силы и природные процессы // М. ОИФЗ РАН. 1996. 188 с.
- 12. **Thompson P.F., Tackley P.J.** Generation of mega-plumes from the core-mantle boundary in a compressible mantle with temperature-dependent viscosity // Geophys. Res. Lett., 1998. V. 25. № 11. P. 1000-2002.
- 13. Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г. Об источниках мантийных плюмов // Докл. РАН. 2000. Т. 373. № 1. С. 84-86.
- 14. Летников Ф.А. Сверхглубинные флюидные системы Земли и проблемы рудогенеза // Труды II Междунар. Семинара «Глубинный магматизм, магматические источники и проблема плюмов». Иркутск-Владивосток. 2002. С. 5- 24.
- 15. **Ionov D.A., Hofmann A.W.** Nb-Ta-rich mantle amphiboles and micas: Implications for subduction-related metasomatic trace element fractionations // Earth and Planet.Sci.Lett. 1995. V.131.P. 341-356.
- 16. Когарко Л. Н. Щелочной магматизм в ранней истории Земли // Петрология. 1998, Т. 6. № 3, 251-258.
- Kogarko L.N., Kurat G., Ntaflos T. Carbonate metasomatism of the oceanic mantle beneath Fernando de Noronha Island, Brazil // Contrib.Miner.Petrol. 2001. V. 140. P. 577-587.
- 18. Hart S.R., Hauri E.H., Oschmann L.A., Whitehead J.A. Mantle plumes and entrainment: isotopic evidence // Science.1992.V.256. P. 517-520.
- Hawkesworth C.J., Lightfoot P.C., Fedorenko V.A., Black S., Naldrett A.J., Doherty W, Gorbachev N.S. Magma differentiation and mineralisation in the Siberian continental flood bsalts // Lithos, 1995. V.34.P.61-88.
- 20. Арзамасцев А.А., Беа Ф., Арзамасцева Л.В., Монтеро П. Палеозойские процессы плюм-литосферного взаимодействия в СВ части Балтийского щита: ТR-элементы в породах и минералах интрузий Кольского п-ва как индикаторы эволюции щелочных расплавов // Труды II Междунар. Семинара «Глубинный магматизм, магматические источники и проблема плюмов». Иркутск-Владивосток. 2002. С. 54- 86.
- 21. White R.S., McKenzie D.M. Mantle plumes and flood basalts. J. Geophys. Res. 1995. V. 100. № B9. P. 17543-17585.
- 22. Garland F., Turner S., Hawkesworth C. Shifts in source of the Parana basalts through time // Lithos. 1996. V.37. P. 223-243.
- 23. Ernst R.E., Buchan K.L., West T.D., Palmer H.C. Diabase (dolerite) dyke swarms of the world: first edition. Geol. Surv. Can. Open File. No 3241. 1996. 104 pp.
- 24. Tolstikhin I.N., Kamensky I.L., Marty B., Nivin V.R., Vetrin V.R., Balaganskaya E.G., Ikorsky S.V., Gannibal M.A., Weiss D., Verhulst A., Demaiffe D. Rare gas isotopes and parent elements in ultrabasic-alkaline-carbonatite complexes, Kola Peninsula: Identification of lower mantle plume component // Geochim. Cosmochim. Acta. 2002.V. 66. No 5. P. 881-901.
- 25. Brandon A.D., Norman M.D., Walker R.J., Morgan J.W. 1860s-1870s systematics of Hawaiian picrites // Earth and Planet. Sci. Lett. 1999. V.174. P. 25-42.
- 26. Schärer U., Corfu F., Demaiffe D. U-Pb and Lu-Hf isotopes in baddeleyite and zircon megacrysts from the Mbuji-Mayi kimberlite: constraints on the subcontinental mantle // Chem. Geology. 1997. V. 143. No 1-2. P. 1-16.
- 27. Kerschhofer L., Scharer U., Deutsch A. Evidence for crystals from the lower mantle:baddeleyite megacrysts of the Mbuji mayi kimberlite // Earth and Planet. Sci. Lett. 2000. V.179. N2.P. 219-225.
- 28. **Грачев А.Ф.** Мантийные плюмы и проблемы геодинамики // Физика Земли. 2000. №4. С. 23-37.
- 29. **Prokoph A, Veizer J.** Trends, cycles and nonstationarities in isotope signals of phanerozoic seawater // Chem. Geol. 1999. V. 161. P. 225-240.

- 30. **Печерский** Д.М. Палеомагнетизм неогея отражение процессов у ядра и на поверхности Земли // Росс. журнал наук о Земле. 1998. Т. 1. № 2. С. 105-139.
- 31. Solow A.R. Estimating event rates in the presence of dating error with an application to lunar impacts // Earth and Planet. Sci. Lett. 2002. V. 199. P. 1-6.
- 32. Рытов С.М. Введение в статистическую радиофизику. М. Наука. 1976. 494 с.
- 33. Никитин А.А. Статистические методы выделения геофизических аномалий. М., Недра. 1979. 280 с.
- 34. Дремин И.М., Иванов О.М., Нечитайло В.А. Вейвлеты и их использование // Успехи физических наук. 2001. Т. 171, № 5, с. 465-501.
- 35. Балашов Ю.А. Динамика развития системы Луна-Земля и метеоритов // Докл. АН. 2001. Т. 377. № 2. С. 227-230
- 36. Балашов Ю.А. Концепция времени в геологической истории Земли // Геология и полезные ископаемые Кольского полуострова (Сб. 50 лет Геологическому Институту КНЦ РАН). Новые идеи и подходы к изучению геологических образований. Т.З. МУП «Полиграф», Апатиты. 2002. С. 51-75.
- 37. Когарко Л. Н., Хаин В.Е. Щелочной магматизм в истории Земли: опыт геодинамической интерпретации // Докл. АН. 2001. Т. 37. № 5. С. 677-679.
- 38. **Streckeisen A.** Classification and nomenclature of volcanic rocks, lamprophyres, carbonatites, and melilitic rocks: Recommendations and suggestions of the IUGS Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks // Geol. 1979.V.7. P. 331-335.
- 39. Классификация магматических (изверженных) пород и словарь терминов (под ред.С.В. Ефремовой). М.: ОАО Издательство «Недра».1997. 248 с.
- 40. Courtillot V., Davaille A., Besse J., Stock J. Three distinct types of hotspots in the Earth's mantle // Earth and Planet Sci. Lett. 2003. V. 205. P. 295-308.
- 41. Симаков С.К. Клинопироксеновая барометрия мантийных перидотитов и оценка потенциальной алмазоносности на ее основе // Докл. РАН. 2001. Т. 376. № 6. С. 801-803.
- 42. Allsopp H.L., Bristow J.W., Smith C.B. et al. A summary of radiometric dating methods applicable to kimberlites and related rocks // Kimberlites and related rocks (Ed. J.Ross, A..L.Jaques et al). V.1. Their composition, occurrence, origin and emplacement. Geol. Soc. Austral. Special Publ. N 14. Proc. of the 4th Intern. Kimberlite Conf. Perth. 1986. P. 343-368.
- 43. 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. 38. № 1. P. 97-105.
- 44. Nelson D.R., Trendall A.F., Altermann W. Chronological correlations between the Pilbara and Kaapvaal cratons // Precambrian Res. 1999. V. 97. P. 165-189.
- 45. **Kamo S.L., Davis D.W.** Reassessment of Archean crust development in the Barberton Moufain Land, South Africa, based on U-Pb dating // Tectonics.1994.V. 13. No1. P. 167-192.
- 46. Табунс Э.В., Сальникова Е.Б., Ковач В.П. и др. Позднеархейский возраст ультракалиевых пород массива Укдуска (Алданский шит): результаты U-Pb исследования единичных зерен циркона // Материалы II Росс. конф. по изотопной геохронологии. Санкт-Петербург. 2003. С. 492-494.
- 47. Kiviets G.B., Phillips D. 40Ar/39Ar laser probe analyses of K-bearing titanates from kimberlites // ICOG-9, 1998. Beijing, China. Abstracts.P.65.
- Pidgeon R.T., Smith C.B., Fanning C.M. Kimberlite and lamproite emplasement ages in Western Australia // Proc. the 4th Intern. Kimberlite Conf. V.1. GSA Special Publ No 14. Perth.1986. P. 369-381.
- Blichert-Toft J., Arndt N.T., Luden J.N. Precambrian alkaline magmatism // Lithos. 1996. V. 37. No1. P. 97-111.

- 50. Corfu F., Jackson S.L., Sutcliffe R.H. U-Pb ages and tectonic significance late Archean alkalic magmatism and nonmarine sedimentation: Timiskaming Group, southern Abitibi belt, Ontario // Can. J. Earth Sci. 1991. V. 28. P. 489-503.
- 51. **Tilton G.R., Bell K.** Sr-Nd-Pb isotope relationships in Late Archean carbonatites and alkaline complexes: Applications to the geochemical evolution of Archean mantle // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1994. V. 58. No15. P. 3145-3154.
- 52. Nutman A.P., Rosing M.T. SHRIMP U-Pb zircon geochronology of the late Archean Ruinneesset syenite, Skieldungen alkaline province, South-East Greenland // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1994. V. 58. P. 3515-3518.
- 53. Balashov Yu.A., Mitrofanov F.P., Balagansky V.V. New geochronological data on Archean rocks of the Kola Peninsula // Correlation of Precambrian formations of the Kola-Karelian region and Finland. Apatity. 1992. P. 13-34.
- 54. Баянова Т.Б., Митрофанов Ф.П., Галимзянова Р.М., Левкович Н.В. Архейский возраст щелочных гранитов массива Белые Тундры (Кольский полуостров) // Докл. АН. 1999. Т. 369. № 6. С. 806-808.
- 55. Митрофанов Ф.П., Зозуля Д.Р., Баянова Т.Б., Левкович Н.В. Древнейший в мире щелочногранитный магматизм в Кейвской структуре Балтийского щита // Докл. АН. 2000. Т. 374. № 2. С. 238-241.
- 56. **Кудряшов Н.М., Петровский М.Н.** Изотопный возраст лампрофиров зеленокаменного пояса Колмозеро-Воронья // М-лы XI молод. научн. конф. (КО Кратц) «Геология и геоэкология Фенноскандии, северо-запада и центра России. Петрозаводск. 2000. С. 36-38.
- 57. Wyman D.A., Kerrich R., Polat A. Assembly of Archean craton mantle lithosphere and crust: plume-arc interaction in the Abitibi-Wawa subduction-acretion comlex // Precambrian Res. 2002. V. 115. P. 37-62.
- 58. Ветрин В.Р., Каменский И.Л., Баянова Т.Б. и др. Меланократовые включения и петрогенезис щелочных гранитов Понойского массива (Кольский полуостров) // Геохимия. 1999. № 11. 1178-1190 с.
- 59. Balashov Yu.A., Zozulia D.R., Timmerman M.J. Archaean peralkaline granites of Kola Peninsula, Russia // ICOG-9, 1998. Beijing, China. Abstracts. P. 5.
- 60. Минц М.В., Глазнев В.Н., Конилов А.Н. и др. Ранний докембрий северо-востока Балтийского щита: палеогеодинамика, строение и эволюция континентальной коры. М.: «Научный мир». 1996. 277 с.
- 61. Батиева И.Д. Петрология щелочных гранитоидов Кольского полуострова. Л.: Наука, 1976. 224 с.
- 62. Заварицкий А.Н. Изверженные горные породы. М.: Издат-во АН СССР. 1961. 470 с.
- 63. Юдин Б.А. Габбро-лабродаритовая формация Кольского полуострова и ее металлогения. Л.: Наука. Ленинградское отделение. 1980. 168 с.
- 64. Прогнозная модель глубинного строения района заложения геофизического профиля «2» на востоке Кольского полуострова. Ред. Ф.П. Митрофанов. Препринт ГИ КНЦ РАН, Апатиты, 2000. 49 с.
- 65. Condie K.C. The supercontinent cycle: are there two patterns of cyclicity ? // J. Afr. Earth Sci. 2002. V. 53. p.179-183.
- 66. Bea F., Arzamastsev A., Montero P., Arzamastaeva L. Anomalous alkaline rocks of Soustov, Kola: evidence of mantle-derived metasomatic fluids affecting crustal materials // Contrib. Mineral. Petrol. 2001. V.140. P. 554-566.
- 67. Blaxland A..B., Van Breemen O., Steenfelt A. Age and origin of agpaitic magmatism at Ilimaussaq, South Greenland: Rb-Sr study // Lithos. 1976. V. 9. 31-38.
- 68. **Герасимовский В.И.** Геохимия Илимауссакского щелочного массива. М.: Наука.1969. 174 с.

- 69. Когарко Л.Н., Крамм У., Гранэрт Б. Новые данные о возрасте и генезисе щелочных пород Ловозерского массива // Докл. АН СССР. 1983. Т. 268. № 4. С. 970-973.
- 70. Герасимовский В.И., Волков В.П., Когарко Л.Н., Поляков А.И., Балашов Ю.А. Геохимия Ловозерского щелочного массива. М.: Наука. 395 с.
- 71. Арзамасцев А.А., Беа Ф., Глазнев В.Н., Арзамасцева Л.В., Монтеро П. Кольская щелочная провинция в палеозое: оценка состава первичных мантийных расплавов и условий магмогенерации // Российский журнал наук о Земле. 2001. Т. 3, №1. С. 3-24.
- 72. Балашов Ю.А. Изотопно-геохимическая эволюция мантии и коры Земли. М.: Наука, 1985. 221 с.
- 73. **Hofmann A.W.** Chemical differentiation of the Earth: the relationship between mantle, continental crust, and oceanic crust // Earth and Planet. Sci. Lett. 1988. V.90. P. 297-314.
- 74. **De Paolo D.J., Wasserburg G.J.** Inferences about magma sources and mantle structure from variations of 143Nd/144Nd // Geophys. Res. Lett. 1976. V. 3.P. 743-746.
- 75. Carter S.R., Evensen N.M., Hamilton P.J., O'Nions R.K. Continental volcanics derived from enriched and depleted source regions: Nd- and Sr-isotope evidence // Earth and Planet. Sci. Lett. 1978. V.37. P. 401-408.
- 76. McDonough W.F., Sun S.-s. The composition of the Earth // Chem. Geol. 1995.V.120. P. 223-253.
- 77. Goldstein S.L., O'Nions R.K., Hamilton P.J. A Sm-Nd study of atmospheeric dust and particulates from major river systems // Earth and Planet. Sci. Lett. 1984. V.70. P. 221-236.
- Balashov Yu.A. Pulsation model of mantle differentiation: Evolution, geochronological, geochemical, petrologic and geodynamic implications // Proc. 30th Intern. Geol. Congr. 1997. V.1. P. 79-95.
- 79. **Bell K., Blenkinsop J.** Neodymium and strontium isotope geochemistry of carbonatites // in Carbonatites: genesis and evolution (ed. By K.Bell).London-Boston-Sydney-Wellington.Unwin Hyman.1989. C. 278-300.
- 80. **Nelson D.R.** Isotopic characteristics of potassic rocks: evidence for the involvement of subducted sediments in magma genesis // Lithos. 1992.V. 28. P. 403-420.
- 81. Морозов Ю.А. Цикличность кинематических инверсий в подвижных поясах в свете лунно-земных связей // Геотектоника. 2004. №1. С. 21-50.
- Hofmann A.W. Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism // Nature. 1997. V. 385. P. 219-229.
- 83. Костицын Ю.А. Отвечает ли Sm-Nd изотопная система примитивной мантии хондритам ? // Геохимия магматических пород. Щелочной магматизм Земли. Материалы годичной сессии 20-21 марта 2002 года. М. 2002. С. 53-54.
- 84. Костицын Ю.А. Sm-Nd, Lu-Hf и Rb-Sr изотопные системы примитивной мантии // Изотопная геохронология в решении проблем геодинамики и рудогенеза. Материалы II Российской конференции по изотопной геохронологии 25-27 ноября 2003 г. Санкт-Петербург. Из-во «Центр информационной культуры». С. 213 216.

УДК 552.33+550.42

Геохимия изотопов углерода и кислорода карбонатитов Сибири и Монголии и некоторые геодинамические следствия

Владыкин Н.В.¹, Morikiyo Т.², Miyazaki Т.³, Цыпукова С.С.¹

¹ Институт геохимии им. А.П.Виноградова СО РАН, Россия, г.Иркутск, Россия ² Department of Geology, Shinshu University, Asahi, Matsumoto, Japan ³ Japan institute for Geothermal Sciences, Kyoto University, Beppu, Japan

Введение

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

интересно определить связь геодинамических обстановок их образования с типом исходного для них мантийного субстрата.

В данной работе использованы изотопные данные, полученные для карбонатитовых объектов обрамления Сибирской платформы, Алданского щита, Южной Монголии, Приморья и для сопоставления приводятся данные по массивам Кольского полуострова и Средней Азии. Геохимические пробы карбонатитов собраны за последние 30 лет Н.В.Владыкиным, а изотопные данные по ним получены Т. Morikiyo и Т. Miyazaki в Шинши, Киото и Ниигата- университетах (Япония). Кроме того, в работе использованы пробы Е.А. Чернышевой, Л.И. Паниной и Н.М. Подгоных, опубликованные нами в совместной работе [26], в которой подробно изложена и методика анализа изотопов. Поэтому здесь мы приводим краткое описание этой методики.

Карбонатиты обрамления Сибирской платформы

В данной работе рассмотрены данные по изотопам углерода и кислорода Восточно-Саянской провинции (массивы Большезиминский, Среднезиминский, Тагнинский и Жидойский), Маймеча-Котуйской провинции (массивы Гули и Ессей), Енисейского кряжа (массивы Кия и Татарский). Расположение массивов показано на рис. 1. Значения изотовов углерода и кислорода приведены в табл. 1 и рис. 2.

Массив Гули. Самый крупный из массивов карбонатитовых комплексов. Площадь массива 600 км2 (по геофизическим данным 2000 км2.) Он расположен на севере Сибирской платформы и входит в состав Маймеча-Котуйской провинции. Массив имеет концентрически-зональное строение и дунитами-перидотитами, пироксенитами, сложен [13]: мелилитовыми породами, оливиновыми меланефеленитами, ийолитами, нефелиновыми и щелочными сиенитами. Завершают магматическую серию кальцитовые и доломитовые карбонатиты. Вариации изотопов углерода в карбонатитах незначительны, в пределах от -2.9 до - 5.3 (табл. 1 рис. 2), а изотопов кислорода от 6.4 до 11.6. Наиболее тяжелый углерод и самый легкий кислород в кальцитовом карбонатите с пироксеном и пирохлором, а самый легкий углерод и тяжелый кислород в доломитовом карбонатите. В карбонатитах, где сосуществуют кальцит и доломит распределение изотопов между ними следующее. В ранних форстерит-кальцитовых карбонатитах (где доломита мало) значения изотопов кислорода одинаковые, а углерод более тяжелый в доломите. В доломитовых карбонатитах (где мало кальцита) значения изотопов углерода в сосуществующих карбонатах одинаковые, а кислород более тяжелый в кальците. В целом от ранних карбонатитов к поздним идет увеличение значений изотопов и кислорода и углерода.

<u>Массив Ессей</u>. Расположен в той же провинции. Площадь массива 6 км2. Он сложен оливинитами и перидотитами, ийолитами, форстерит-апатитмагнетитовыми породами (фоскоритами) и кальцитовыми карбонатитами [13]. Вариации изотопов углерода в карбонатитах и фоскоритах от –3.2 до –



4.6, а кислорода от 8.0 до 9.4. Наиболее легкий углерод встречен в апатитмагнетитовой породе. В сосуществующих кальците и доломите из карбона-

Рис.1. Географическое положентие карбонатитовых массивов.

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

титов и фоскоритов значения изотопов кислорода близкие, а углерод более тяжелый в доломите (содержание доломита в обоих породах незначительное).

<u>Кийский массив</u>. Массив расположен в СЗ части Енисейского Кряжа, площадь его 15 км2 [22]. Массив сложен йолитами, нефелиновыми и щелочными сиенитами и карбонатитами. Значения изотопов углерода в кальцитовых карбонатитах – 3.5 и кислорода 4.7. Это самый легкий кислород Таблица 1.

N⁰	1.5	Номер пробы	Название породы	Кальцит		Доломит	
п.п.	Массив			¹⁸ O	¹³ C	¹⁸ O	¹³ C
1		e2014	ДолКс. карбонатит с Ар и Mgt	8,0	-3,9	8,0	-3,3
2	Ессей	e200	ФорстАр-Мдt порода с ДолКс.	9,0	-3,9	9,4	-3,2
3		e2028	Mgt –Ар порода	8,7	-4,6		
4		Gu-1	Phl-Кс карбонатит с Ру и пирохлором	6,3	-5,3		
5		Gu-2	ФорстКс. карбонатит с Mgt, пирохлором, бадделеитом	7,2	-4,4	7,3	-4,0
6	Гули	Gu-3/4d	Доломитовый карбонатит с пирохлором			6,4	-3,8
7		Gu802d	Доломитовый карбонатит			9,0	-2,9
8		Gu803/2	Кальцитовый карбонатит	8,1	-4,2		
9		Gu823	ДолКс карбонатит	11,6	-3,3	10,2	-3,2
10	Кийский	Ki y-240	Кальцитовый карбонатит	4,7	-3,5		
11	Tamana	T2371/10	Кс-форстеритовый карбонатит	15,5	-4,1	15,3	-3,8
12	татарс-	T1704/27d	Доломитовый карбонатит			7,4	-5,2
13	КИИ	T162/35d	Анкерит-доломитовый карбонатит			8,2	-5,0
14	- - - -	B1a	Gr-Py-Ne-Кс карбонатит (1 ст.)	7,4	-5,9		
15		B1b	Gr-Py-Ne-Кс карбонатит (1 ст.)	6,6	-5,8		
16		B1c	Gr-Py-Ne-Кс карбонатит (1 ст.)	6,7	-5,5		
17		B2a	Ру–Кс карбонатит с Mgt, Phl, Ap, пирохл.1	6,6	-6,0		
18		B2b	Ру–Кс карбонатит с Mgt, Phl, Ap, пирохл.1	6,9	-5,9		
19	CKI	B6w	Анкеритовый карбонатит	6,6	-5,7	6,1	-5,0
20	ни	B6g	Анкеритовый карбонатит	7,3	-4,9	6,3	-4,8
21	ЗИМ	B7	Анкеритовый карбонатит (4)	10,7	-4,1	9,8	-4,0
22	OI	B5/11	Вt-Кс-Ру карбонатит (2-3)	7,3	-6,0	6,5	-5,8
23	Бе	B66/2	Кс-Phl-Py, к/з, с.66, гл.98м	8,0	-5,9		
24		B521/6	Кс кар-т с сульфидами,Phl,c.521,гл.95м (4)	5,2	-4,5	4,8	-4,5
25		B549/4	Кс-Ру карбонатит, к/з, с.549, гл.55м (2-3)	8,1	-6,1		
26		B598/3	Кс-Phl-форст. с пирохлором карбонатит, с. 549, гл.70м	8,0	-5,3	8,10	-4,8
27	Chenne	SB1/1	Биотит-кальцитовый карбонатит	6,80	-5,5		
28	Средне- зиминский	SB 86/7	Биотит-Ру-кальцитовый карбонатит	7,60	-5,7		
29	зиминскии	SB 113/3	Кальцитовый карбонатит	6,90	-5,5		
30		BT1	Ср/з Кс карбонатит, с.10, гл.221м	12,0	-2,6		
31	Тагна	BT2	Кс карбонатит с сульфидами, Mgt- 20%	12,4	-3,1		
32		BT3-4	Кс-микроклиновая порода мезократовая с сульфидами 30%, с.10, гл. 214м	13,9	-3,0		
33		BT5	Bt-Fsp-Py порода с сульфид.,с.10, гл.207,5м	13,2	-3,7		

Значения изотопов кислорода и углерода в карбонатитах Сибири и Монголии

Таблица 1 (Продолжение).

№		Номер		Кальшит		Лоломит	
п.п.	Массив	пробы	Название породы	¹⁸ O	¹³ C	¹⁸ O	¹³ C
34		BT8/11	Кальцитовый карбонатит	12,5	-2,9		
35	Maraŭ	Zd316/3	Кальцитовый карбонатит с апатитом	7,5	-5,2		
36	жидои	Zd327	Кальцитовый карбонатит	7,1	-5,5		
37	Бурпала	Bur311/21	Кварц-кальцитовый карбонатит	12,8	-1,8		
38	Кокшаров- ский	Kw 22	Кальцитовый карбонатит	11,2	-4,2		
39	Дарай-	Dp322	Кс-Ар карбонатит с TR	15,9	-3,2		
40	Пиоз	Dp91/1	Кс-Ру карбонатит	16,3	-2,9		
41		Myw540a	Ксенолиты Кс в меланефелинитовой лаве	13,0	1,2		
42	Мушугаи	Myw1986	Кальцитовый карбонатит	15,2	-1,6	16,6	1,3
43	Лудук	Myw1910	Кальцитовый карбонатит	15,6	-0,7		
44		Muw1977	Флюорит-Кскарбонатит	16,9	-1,5		
45	Пурин	Ly1778	Кс-синхизитовый карбонатит	23,3	-1,5		
46	лугин-	Ly1779	Кс-бастнезитовый карбонатит	24,6	-2,4	25,2	-2,1
47	1051	Ly-1d	Кс- карбонатит с бастнезитом			19,1	-0,3
48	Баян-Хушу	Bax2031	Кс-целестин-флюоритоый карбонатит	17,9	-0,9		
49		Bax2032d	Доломитовый туф			22,3	-0,6
50	Горное	ro1	Кс - карбонатит	8,5	-4,7	8,3	-4,4
51	озеро	ro2d	Кс-карбонатит с TR (бербанкит)	17,8	-2,5		
52	Ингили	ung309	Кс-Bt-Amf карбонатит	8,0	-6,5		
53		ung314	Биотит-кальцитовый карбонатит	8,1	-6,6		
54		ung42/50	Флюорит-кальцитовый карбонатит	13,0	-5,9	13,9	-5,4
55	Antionac-	Abc275	Kc-Amf -Bt карбонатит	9,3	-5,3		
56	тах	Abc273	Kc-Mgt-Ар карбонатит с пирохлором	7,6	-5,3	7,9	-4,6
57		Za136/52	Кальцит-бенстонитовый карбонатит	9,4	-7,5		
58		Za137/5	Кварц-кальцитовый карбонатит (графика)	9,7	-7,9		
59	H	Za143	Кальцитовый карбонатит (Kc+Fsp+Py)	7,9	-8,1		
60	Mypy	Za157	Бенстонитовый карбонатит (Бенст.+Fsp)	8,3	-6,5		
61		Za173	Чароит-кальцитовый карбонатит	9,4	-7,7		
62		Za186	Кс- карбонатит с Тфф, К- рихтеритом	10,4	-6,6	9,7	-6,2
63		Z1052/20	Bt-Py-Кс карбонатит	9,8	-5,2		
64	Хани	Xn205	Кс-карбонатит с Fsp, Py, Ар	8,6	-8,0		
65	Лани	Xn206	Кс-карбонатит с Ар Fsp, Gr	8,5	-8,4		
66	Билибнский	Lam67/9	Кс-карбонатит с Ар	8,3	-4,6	7,5	-4,4
67	Турий	Tu 316/4	Phl-Кс карбонатит	7,6	-2,4		
68	п-ов	Tu 330 /4	Вt карбонатит с Ар	8,5	-2,8		
69		Tu 324/4	Кс-карбонатит с Тфф и доломитом	8,1	-2,2	7,3	-2,0
70	Вуори-	VJ1	Форстерит-Кс-карбонатит (1)	7,5	-4,6		
71	ярви	VJ2	Флогопит- Кс-карбонатит (2)	7,3	-3,4		

Таблица 1	(Окончание).
-----------	--------------

N⁰	Массив Номер пробы	Название породи и	Кальцит		Доломит		
п.п.		пробы	пазвание породы	¹⁸ O	¹³ C	¹⁸ O	¹³ C
72		Kv-1d	Доломитовый карбонатит			9,7	-1,7
73	Ковдор	Kv-2	Доломит-кальцитовый карбонатит	15,7	-1,2		
74		Kv-3d	Доломитовый карбонатит			9,4	-1,8

Примечание. .Дол.-доломит, Кс-кальцит, Аз-апатит, Мgt-магнетит, Форс.форстерит, Ру-пироксен, Gr-гранат, Ne—нефелин, Phl-флогопит, Bt-биотит, Fsp-фельдшпатиды, Amf-амфибол, Тфф-тетраферрифлогопит. В номерах 46,47,54 присутствует не доломит, а бастнезит, а в № 51- бербанкит.



Рис 2. Соотношение изотопов углерода и кислорода в массивах: 1-Гули, 2- Ессей, 3- Кийский, 4-Татарский.

из всех исследованных нами карбонатитов Сибири.

<u>Татарский массив</u>. Он расположен в ЮВ части Енисейского Кряжа. Массив сложен доломитовыми, кальцит-форстеритовыми и анкеритовыми карбонатитами. Силикатных пород в массиве не обнаружено. Встречаются ксенолиты сильно хлоритизированных и серпентинизированных пород, которые возможно были ранними породами массива. Вариации значений изотопов углерода в карбонатитах от –3.8 до – 5.2, а кислорода от 7.4 до 15.52. В сосуществующих кальците и доломите (кальцита много больше, чем доломита) значения изотопов кислорода близкие, а углерод более тяжелый в доломите.

Вост.-Саянская провинция. Провинция включает в себя 4 массива: Белая Зима, Средняя Зима, Тагна и Жидойский [22]. Значения изотовов углерода и кислорода приведены в табл. 1 и рис. 3.

<u>Массив Белая Зима (Нижнесаянский</u>). Площадь массива 17 км2. Он сложен пироксенитами, ийолитами, мелилитовыми породами, сиенитами и карбонатитами. В массиве известны кальцитовые, доломитовые и анкерито-



Рис 3. Соотношение изотопов углерода и кислорода в массивах: 1- Белая Зима, 2-Средняя Зима, 3- Тагна, 4-Жидойский.

вые карбонатиты, которые разделены на 5 стадий карбонатитообразования. Вариации значений изотопов углерода в карбонатитах незначительные, от – 4.0 до – 6.1., а кислорода значительные - от 4.8 до 10.7. В кальцитовых карбонатитах, содержащих различные минералы (пироксен, гранат, флогопит, форстерит, пирохлор, сульфиды) в основном варьируют значения изотопов углерода от –4.8 до – 6.0, а изотопы кислорода остаются на близком уровне. В кальцит-доломитовых и анкерит-кальцитовых карбонатитах, где сосуществуют 2 карбоната, значения изотопов углерода в парах на близком уровне, а кислород более тяжелый в кальците, хотя содежания кальцита намного меньше, чем анкерита.

<u>Массив Средняя Зима (Верхнесаянский</u>). Площадь массива 7 км2. От сложен ийолитами, нефелиновыми сиенитами и карбонатитами.Карбонатиты кальцитовые с биотитом и пироксеном. Вариации изначений изотопов незначительные: углерода от –5.5 до – 5.7, а кислорода до 6.8 до 7.6.

<u>Массив Тагна (Большетагнитский</u>). Площадь массива 9 км2. Он сложен ийолитами, щелочными сиенитами, микроклинитами, карбонатитами и дайками пикритов, тингуаитов и нефелинитов. Карбонатиты разделены на кальцитовые, кальцит-флюоритовые и анкеритовые. Вариации значений изотопов углерода в карбонатитах и микроклинитах от -2.6 до – 3.9, а кислорода 12.0 до 13.9. Среди этих трех массивов в Тагнинском массиве наиболее тяжелые изотопы кислорода.

<u>Жидойский массив</u>. Массив находится значительно южнее первых трех массивов.

Массив сложен пироксенитами, ийолитами и дайками сиенитов и карбонатитов [7]. Карбонатиты существенно кальцитового состава с небольшим количеством апатита. Вопросу геохимии изотопов в Жидойском



Рис 4. Соотношение изотопов углерода и кислорода в массивах: 1-Ковдор, 2-Турий мыс, 3- Вуориярви.

массиве посвящена отдельная статья [26]. Значения изотопов углерода и кислорода в карбонатитах Жидойского массива близки к карбонатитам массива Белая Зима.

Для сопоставления с карбонатитами Сибирской платформы нами проанализированы пробы некоторых карбонатитов Кольского полуострова - массивы Ковдор, Вуориярви и Турьего полуострова. Значения изотовов углерода и кислорода приведены в табл. 1 и рис.4.

Ковдорский массив относится классическим К массивам ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов. Площадь массива 40 км2. Массив сложен [22] оливинитами, пироксенитами, мелилитовыми И монтичеллитовыми породами, ийолитами И лайками шелочных И нефилиновых сиенитов. Более поздними породами является крупный шток фоскоритов комплекса (магнетит-форстерит-апатит-флогопитрудного породы), переходящие на глубине в кальцитовые кальцитовые И доломитовые карбонатиты. В центре массива имеется крупное тело оливин – диопсид - флогопитовых пород. Значение изотопов углерода в карбонатитах варьирует в небольших пределах, от -1,2 до -1,8, и изотопов кислорода от 9,4 до15,7 (рис. 4.). В доломитовых карбонатитах вариации изотопов незначительные, а в доломит-кальцитовом карбонатите более тяжелый углерод и кислород, чем в чисто доломитовых породах (соответственно -1,2 и 15,7).

<u>Массив Вуориярви</u>. Площадь массива 20 км2. Массив сложен [22] пироксенитами, ийолитами, фоскоритами (апатит-магнетит-форстеритовые породы) и кальцитовыми карбонатитами. Карбонатиты форстерит-кальцитовые и флогопит-кальцитовые по изотопам кислорода почти не

различаются (7,3-7,5). Вариации изотопов углерода более значительные, от - 3,4 до -4,6, причем более тяжелый углерод во флогопитовых карбонатитах.

<u>Проявление карбонатитов Турьего полуострова.</u> В районе развития карбонатитов известны выходы пироксенитов, мелилитовых пород, ийолитов и апатит-магнетитовых пород. Карбонатиты кальцитовые с флогопитом, апатитом и тетраферрифлогопитом. Вариации изотопов углерода незначительные от -2,2 до -2,8 и кислорода от 7,6 до 8,5. Наиболее тяжелый кислород в апатитовом карбонатите. По геохимии изотопов карбонатиты Кольского полуострова близки к карбонатитам массивов обрамления Сибирской платформы.

Карбонатиты складчатых поясов

В данном разделе будут рассмотрены карбонатиты Монголии, Приморья, и Сев. Прибайкалья. В Монголии известны проявления карбонатитовых комплексов К-ряда в районе Ю.Гоби. Это вулканиты Мушугай- Худук и Баян-Хушу [15-17] и массив псевдолейцитовых сиенитов Лугингол [14]. Последний находится в 100 км от известного проявления карбонатитов с рудами TR Баян-Обо с Китае. Значения изотовов углерода и кислорода приведены в табл. 1 и рис. 5.

Вулканическая область Мушугай-Худук. Находится в 100 км южнее г.Даландзадгад. На площади более 100 км² развиты потоки лав и туфолав меланефеленитов, трахитов, фонолитов, штоки нефелиновых и щелочных сиенитов. Они прорваны дайками и диатремовыми структурами апатитмагнетитового и карбонатитового состава. Карбонатиты в основном кальцитовые и кальцит-флюоритовые. Встречены так же церусситсодержащие туфы [5, 6, 9]. Для всех карбонатитовых проявлений складчатых поясов характерны более тяжелые изотопы углерода и кислорода, чем в карбонатитах других областей. Вариации значений изотопов углерода в карбонатитах Мушугай-Худука от – 1,6 до + 1,2, а кислорода от 13 до 16,9. В ликвационных выделениях карбонатитов в лавах меланефеленитов и мелалейцититов (табл. 1, № 540а) наиболее тяжелые изотопы углерода и кислорода. микрозернистых наиболее легкие изотопы В дайковых карбонатитах кальцитового и кальцит-флюоритового состава наиболее легкие изотопы углерода и близкие значения изотопов кислорода. В сосуществующих карбонатах кальците и доломите близкие значения изотопов кислорода, а изотопы углерода в доломите намного более тяжелые, чем в кальците.

<u>Массив Баян-Хушу</u>. Находится в 50 км восточнее Мушугай-Худука [15]. Массив сложен шонкинитами, нефелиновыми и щелочными сиенитами, которые прорваны дайками кальцит-флюорит-целестиновых (и баритовых) карбонатитов. Во вмещающих породах встречено жильное тело доломитовых туфов. Значения изотопов углерода варьирует от –0,6 до –0,9, а кислорода от 17,9 до 23,8. В туфе изотопы кислорода более тяжелые, чем в карбонатите.



Рис 5. Соотношение изотопов углерода и кислорода в массивах: 1- - Мушугай, 2- Баян- Шушу, 3-Лугингол, 4- Кокшаровский, 5- Бурпала, 6- Дарай-Пиоз.

Массив Лугингол находится в 250 км на ЮЗ от Мушугай-Худука [14] и в 100 км восточнее крупнейшего в мире агпаитового ультраредкометального массива щелочных гранитов Хан-Богдо [1]. Он сложен нефелиновыми и псевдолейцитовыми сиенитами главной фазы массива, в которой встречены ксенолиты полевошпатовых пироксенитов и шонкинитов. Сиениты прорваны дайками псевдолейцитовых сиенитов, псевдолейцитовых тингуаитов и кальцитовых карбонатитов с бастнезитом и синхизитом. Для карбонатитов характерны значения изотопов углерода от -1.5 до - 2,4 и очень тяжелые кислород от 23,3 до 25,2. В сосуществующей паре карбонатов кальцит бастнезит для кальцита характерны более легкие изотопы. В 50 км западнее дайки шонкинитов, которые по химическому и Лугингола встречены минеральному составу аналогичны шонкинитам месторождения TR Маунтин Пасс в США. Тут же встречена дайка доломитовых карбонатитов с бастнезитом (30%) (табл. 1, № Ly-1d). Значения изотопов углерода для этого карбонатита -0,3 и кислорода 19,1.

<u>Кокшаровский массив</u> в Приморье [22] сложен пироксенитами, которые прорываются дайками агпаитовых нефелиновых сиенитов и кальцитовых карбонатитов. Для карбонатитов характерны значения изотопов углерода – 4,2 и кислорода 11,2.

<u>Массив Бурпала</u>. Находится в Сев. Прибайкалье, в 100 км на СВ от северной оконечности озера Байкал. Массив сложен нефелиновыми, щелочными и кварцевыми сиенитами, которые прорваны многочисленными дайками редкометальных агпаитовых сиенит-пегматитов [4, 6]. В центральной зоне массива имеется крупное тело апатит-флюотитовых пород с магнетитом и слюдой (флюоритовый аналог фоскоритов). Небольшие карбонатитовые дайки кальцитового состава с бревстеритом встречены в

Линией соединены сосуществующие кальцит (k) -доломит(d), и кальцит (k) - бастнезит (TR).

центре массива и кальцитового состава с кварцем и пиритом во вмещающих породах. В последних определены изотопы углерода и кислорода соответственно –1,8 и 12,8.

<u>Массив Дарай-Пиоз</u>. Он находится в Ю. Таньшане на высоте 5000 м. Массив сложен нефелиновыми, щелочными сиенитами и щелочными гранитами, которые прорываются дайками карбонатитов и редкометальных щелочногранитных пегматитов [3, 4]. Карбонатиты кальцит-пироксенового состава с редкометальной минерализацией. Вариации значений изотовов в карбонатитах следующие. Углерода от –2,9 до – 3,2, и кислорода от 15,9 до 16.3. Для редкометального карбонатита характерны более легкие изотопы углерода и кислорода.

Карбонатиты рифтовых зон сочленения Сибирской платформы и Алданского щита

Карбонатитовые комплексы этого района можно разделить на 2 группы. К первой группе относятся комплексы западной и центральной части и ко второй комплексы восточной части Алданского щита [10]. В первую группу входят Мурунский и Билибинский массивы Мz-возраста [4, 2] и Ханинский массив доСт возраста, а во вторую- нижнепалеозойские массивы Арбарастах, Ингили и Горное Озеро [4]. Возможно,.что массивы второй группы можно отнести к зоне обрамления Сибирской платформы. Значения изотовов углерода и кислорода приведены в табл. 1 и рис.6.

Мурунский массив. Площадь массива 150 км², возраст 145 млн.лет. Он вулкано-плутоническим ультракалиевым относится расслоенным К щелочным комплексам [28, 11, 10] Массив сложен расслоенным комплексом Вt-пироксенитов, К-ийолитов, лейцитовых шонкинитов и фергуситов (ранний комплекс) с ксенолитами оливин-шпинели-евых и монтичеллитмелилитовых пород. Породы главной фазы представлены расслоенным меланократовых лейкократовых псевдолейцитовых комплексом И И щелочных сиенитов и щелочных гранитов. Далее изливались туфолавы и потоки лейцитовых фонолитов и лейцитовых лампроитов и внедрялись дайки тингуаитов И лампроитов. Поздняя представлена лейцитовых фаза силикатно-карбонатным расслоенным комплексом, который сложен микроклин-пироксеновыми микроклинитами, породами, чароитовыми породами, а так же кальцитовыми и бенстонитовыми карбонатитами [11, 12]. все породы подверглись гидротермальному окварцеванию Затем И сульфидизации с многочисленной рудной минерализацией. Нами выделено 5 карбонатитов надинтрузивная кальцит-к-рихтериттипов зона И тетраферрифлогопитовых пород [4]. Вариации значений изотопов углерода от -5,2 до - 8,1, и кислорода от 7,9 до 10,4. Наиболее легкие изотопы характерны для ранних кальцитовых кислорода И бенстонитовых карбонатитов, притоу в кальцитовых карбонатитах углерод более легкий. Для остальных типов карбонатитов характерны близкие значения изотопов кисло-



Рис 6. Соотношение изотопов углерода и кислорода в массивах: 1- Мурун, 11- Хани, 12- Билибинский, 13-Арбарастах, 14- Ингили, 15- Горное озеро.

Линией соединены сосуществующие кальцит (k) -доломит(d), и кальцит (k) - бастнезит (TR).

рода от 9,4 до 10,4 но разные изотопы углерода. Более легкий углерод встречен в силикатно-карбонатных кальцит- чароитовых и кварцкальцитовых карбонатитах, а наиболее тяжелый углерод в слюдосодержащих разновидностях карбонатитов. В кальцит-доломитовых парах для преобладающего по массе кальцита характерен более легкий углерод и более тяжелый кислород.

<u>Массив Билибинский.</u> Площадь массива 150 км². Он относится к Клейцитовому комплексу пород [2, 4]. Массив сложен расслоенным комплексом слюдистых перидотитов, слюдистых пироксенитов, оливинлейцитовых лампроитов и лейцитовых фергуситов. Далее кристаллизовались шонкиниты, лейцитовые и щелочные сиениты, кварцевые сиениты и щелочные граниты. Вторая группа пород имеет постипенные переходы. В массиве наблюдается уникальная дифференциация от ультраосновных пород до гранитов [4]. В районе ультраосновных пород обнаружена небольшая глыба апатит-кальцитовых карбонатитов. Не исключена возможность, что глыба была привезена с находящегося в 100 км к востоку Арбарастахского массива. В кальцитовом карбонатите обнаружена и фаза доломита. Как обычно для доломита характерен более тяжелый углерод и более легкий кислород чем для кальцита. <u>Массив Хани (участок Укдуска)</u> Массиа сложен апатит-биотитовыми пироксенитами, шонкинитами, сиенитами и гранитами. Пироксениты секутся дайкой расслоенных сиенит-карбонатитов (кальцитовых) и дайкой оливиновых лампроитов. [4]. Для карбонатитов характерны значения изотопов углерода –8,0 –8,4 и кислорода 8,5 - 8,6.

<u>Массив Арбарастах</u>. Площадь массива 42 км². Главная фаза массива сложена пироксенитами с участками биотитовых пироксенитов. Весь массив рассечен кольцевыми дайками карбонатитов и в меньшем количестве канкренитовых и шелочных сиенитов. Центр массива сложен фоскоритами (апатит-магнетит-форстерит-кальцитовыми породами) [4]. Для кальцитовых карбонатитов характерны близкие значения изотопов углерода и вариации кислорода 7,6-9,3. Для кальцит-доломитовой пары в доломите более тяжелый углерод.

<u>Массив Ингили</u>. Площадь массива 20 км². Массив сложен амфиболпироксеновыми породами и биотитовыми пироксенитами, которые секутся дайками ийолитов, сиенитов и кальцитовых карбонатитов с амфиболом и слюдой. Авторами использованы материалы керна скважин для уточнения схемы магматизма массива [4]. За контактом массива известны диатремы, сложенные базальтоидными породами (ингилитами) с многочисленными верхнекоровыми ксенолитами . Для кальцитовых карбонатитов с амфиболом и слюдой характерны близкие значения изотопов. В более позднем по времени внедрения прожилке кальцит-флюоритового карбонатита с TRкарбонатом отмечается более тяжелый кислород, притом в TR-карбонате более тяжелый и углерод и кислород, чем в кальците.

<u>Массив Горное Озеро</u>. Площадь массива 9,3 км². массив расположен в Сэтэ-Даван-ской щелочной провинции [22]. Он сложен пироксенитами, ийолитами, сиенитами, магнетит- форстеритовыми породами и карбонатитами (кальцитовыми и редкоземельными). Значения изотопов кислорода и углерода в кальцит-доломитовой паре почти одинаковые (углерод –4,4 и – 4,7, а кислород 8,3 и 8,5). Крупные выделения редкоземельного карбоната испытали структурный распад на бербанкит и др. минералы, вероятно, поэтому для него характерен намного более тяжелый кислород и углерод, чем в кальците и доломите карбонатитов.

В целом можно отметить, что значения изотопов кислорода и углерода в карбонатитах, образовавшихся в разных геодинамических обстановках значительно различаются, что будет обсуждаться ниже.

Связь изотопии углерода и кислорода с геодинамическим положением массивов и типом мантии, из которой образовались магмы щелочных массивов

Как известно, тип родоначальной для массивов мантии определяется по соотношениям изотопов Sr и Nd. На рис. 7 приведены данные по изотопии кислорода и углерода [21, 24,27] интрузивных, вулканогенных и др. карбона-



Рис. 7. Соотношение изотопов углерода и кислорода в карбонатитах мира [21].

титов мира. Видны большие вариации изотопов, которые связанные с очень многими геологическими и физическими факторами. Мы попытались систаматизировать наши данные по карбонатитам Сибири и Монголии. Для большого количества проб карбонатитов из табл. 1 у нас имеются данные по изотопии Sr и Nd. По ним определен тип мантии, из которой образовались магмы этих щелочных комплексов [4, 6, 8, 25, 26]. Исходя из геологического изученных массивов и геодинамической ситуации положения этих территорий [18, 19] мы пришли к интересному выводу [4]. Для различных образования щелочных пород характерны геодинамических обстановок различные типы мантии (рис. 8) [4, 8, 10]. Так массивы, находящиеся в районах обрамления Сибирской платформы, где имели место субдукционные процессы, образовались из деплитированной мантии. Массивы складчатых поясов (районов завершенной складчатости) имеют изотопные метки обогащенной мантии ЕМ-2. Массивы, образовавшиеся в рифтовых зонах между Сибирской платформой и Алданским щитом (а так же между Североамериканской платформой и Канадским щитом) имеют изотопные метки наиболее глубинной обогащенной мантии ЕМ-1 [4]. Мы попытались перенести данные типа мантии, полученные из диаграммы соотношения изотопов Sr и Nd (рис. 8) для тех же проб на график соотношения изотопов углерода и кислорода. Получилась довольно компактная картина разделения массивов по типам мантии (рис. 9).

В поле 3 попали точки соотношения изотопов из карбонатитов массивов



Рис. 8. Соотношение изотопов Sr-Nd.

Массивы: 1- Мурун, 2- Хани, 3- Билибинский, 4-Мушугай, 5-Бурпала 6-Баян-Хушу, 7-Дарай-Пиоз, 8-Лугингол, 9- Горное Озеро, 10- Жидой, 11-Кокшаровский, 12-Кия, 13-Гули, 14- массивы Кольского п-ва, 15- Саянские массивыі, 16- Ингили, 17, Арбарастах. 18-DPM-деплетированная мантия.



Рис. 9. Соотношения изотопов кислорода - углерода и типы мантии.

Поле 1- мантия ЕМ-1,поле 2- диплетированная мантия, поле 3 - мантия ЕМ-2. Точки пород массивов: 1-Мурун, Хани, 2- Билибинский, Ингили, Арбарастах, 3 - массивы обрамления Сибирской платформы, 4- массивы складчатых областей.

районов завершенной складчатости (Монголия, Бурятия, Сев. Прибайкалье, Ю.Тяньшань и др.). Их первичные магмы образовались из обогащенной

мантии EM-2. Ранее изотопные метки в поле 3 для карбонатитов объяснялось захватом при их образовании атмосферного кислорода И поверхностных вод [20]. Для изученных карбонатитов этот механизм может действовать, но как вторичный. При образовании пород зон завершенной складчатости захватывались поверхностные воды и эти породы имели повышенные значения тяжелого кислорода. Когда эти породы опускались по зонам Беньофа на значительные глубины мантии то смешивались опущенные коровые породы с мантийным материалом и в этой смещанной мантии изменялись изотопные метки мантии по углероду и кислороду. И когда из этой мантии выплавились магмы щелочных пород, то они уже имели эти новые метки изотопов. Так что более тяжелый кислород для этих щелочных магм не является доказательством их контаминации коровым материалом во время внедрения и кристаллизации магмы, как считает [20], так как в таком случае будут смешиваться все элементы, а не только изотопы (чего не наблюдается в природе), это результат... выплавления магм щелочных пород из уже контаминированной мантии.

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

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

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

Выводы

1.Рассмотрены значения изотопов углерода и кислорода и их соотношения в карбонатитах Сибири и Монголии, образовавшихся в разных геодинамических обстановках.

2. Рассмотрены соотношения значений изотопов кислорода и углерода в сосуществующих парах кальцит-доломит, кальцит- TR-F-карбонат и доломит- TR-F-карбонат.

3. На основе эмпирических данных по типу мантии, определенных в тех же пробах по соотношению изотопов Sr и Nd, предложена диаграмма определения типа мантии по соотношению изотопов углерода и кислорода для карбонатитов.

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

Литература

- 1. Владыкин Н.В.,Коваленко В.И., Дорфман М.Д. (1981) Минералогические и геохимические особенности Хан-Богдинского массива щелочных гранитов //Наука, с. 1-135
- 2. Владыкин Н.В. (1996) Билибинский массив-раслоенный высоко дифференцированный комплекс К-ультраосновных-щелочных пород// ДАН, т.349, N6, с.972-975.
- 3. Владыкин Н.В., Дусматов В.Д. (1996) Химический состав слюд массива Дарай-Пиоз // ЗВМО, N 3, с.84-94.
- 4. Владыкин Н.В. (1997) Петрология и рудоносность К-щелочных пород Монголо-Охотского ареала магматизма. (Диссертация в форме научного доклада), Иркутск, с.1-80.
- 5. Владыкин Н.В.(1999), Рудоносные туфы и вулканиты карбонатитового комплекса Мушугай-Худук, Гоби, Монголия.// Известия вузов Сибири, в. 4-5, с.84-86.
- 6. Владыкин Н.В., Морикио Т.(1999) Геохимия изотопов в карбонатитах Сибири //100-летие изучения карбонатитов Кольского п-ва., С.-Петербург с.45-47
- 7. Владыкин Н.В., Морикио Т., Токана К. (1999) Новые данные о Жидойском массиве ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов //Геология и металогения докембрия юга Сибири. Иркутск. С.25-27.
- 8. Владыкин Н.В., Морикио Т. (2000) Sr-Nd систематика карбонатитов Сибири и Монголии // Геохимия магматических пород, тез. докл.: Москва 2000., с. 34-35.
- 9. **Владыкин Н.В.** (2001) Рудоносность карбонатитовых туфов К-щелочных комплексов Сибири и Монголии.//100-летие изучения карбонатитов Кольского п-ва., С.-Петербург с.49-51.
- 10. Владыкин Н.В. (2001) Алданская провинция К-щелочных пород и карбонатитов: вопросы магматизма, генезиса и мантийных источников // Щелочной магматизм и проблемы мантийных источников. Иркутск. с. 18-45
- 11. Владыкин Н.В., Царук И.И. (2003) Геология, химизм и генезис Ba-Sr («бенстонитовых») карбонатитов Мурунского массива // Геология и геофизика, том 44, № 4, с.325-339
- 12. Владыкин Н.В., Виладкар Ш.С., Миузаки Т., Мохан Р.В. (2003) Химическая характеристика карбонатитов Ю.Индии (провинция Тамил Наду) и проблема Ba-Sr «бенстинитовых карбонатитов // Плюмы и глубинные источники щелочного магматизма, Иркутск, С.20-45.
- 13. Егоров Л.С. "Ийолит-карбонатитовый плутонизм", Недра 1991.-260 с.
- 14. Коваленко В.И., Владыкин Н.В., Горегляд А.В., Смирнов В.Н. (1974) Лугингольский массив псевдолейцитовых сиенитов в МНР// Изв. АН СССР, сер. геологич. N8, с.38-49

- 15. Коваленко В.И., Владыкин Н.В., Горегляд А.В. (1977) Восточная Монголия-новая провинция редкометальной минерализации // Геология и магматизм Монголии, в.22.Наука.,1977с.189-205.
- 16. Коваленко В.И., Самойлов В.С., Владыкин Н.В., Горегляд А.В., Макагон Л.Д. (1977) Геохимическая характеристика пород приповерхносного карбонатитового комплекса в пустыне Гоби // Геохимия, N9, с.1313-1326.
- 17. Коваленко В.И., Самойлов В.С., Владыкин Н.В. и др. (1979) Редкометальные карбонатиты и апатит-магнетитовые породы Монголии//Геология и магматизм Монголии. В.30, изд.Наука, с.158-167
- 18. Коваленко В.И, Ярмолюк В.В, Владыкин Н.В., и др. (2002) Эпохи формирования, геодинамическое положение и источники редкометального магматизма Центральной Азии // Петрология, т.10.№ 3. С.227-253.
- 19. Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Владыкин Н.В., и др. (2002) Источники редкометального магматизма Центральной Азии и проблема плюмов// Глубинный магматизм, мантийные источники и проблема плюмов. Иркутск, , с.25-42.
- 20. Покровский Б.Г. (2000) Коровая контаминация мантийных магм по данным изотопной геохимии.//М.Наука, 228с
- 21. **Deines P.** (1989) Stable isotope variations in carbonatites //Carbonatites. Genesis and Evolution (Edited by Keith Bell). London. pp 301-359.
- 22. Kogarko L.N., Kononova V.A., Orlova M.P., Wooley A.R. "Alkaline Rocks and Carbonatites of the World", London, Glasgow, New York, Melbourne, Madras.
- 23. Koyama, M. and Matsushita, R. (1980) Use of neutron spectrum sensitive motions for Instrumental neutron activation analysis. Bull.Inst.Chem.Res., Kyoto Univ., vol.58, 235-243.
- 24. McCrea, J.M. (1950) On the isotopic chemistry of carbonates and a paleotemperature scale// Jour. Chem. Phys., vol.18, 849-857.
- 25. Morikiyo T.,Miyazaki T.,Kagami H.,Vladykin N.V. (1998) Sr,Nd,C and O isotope characteristics of Siberian carbonatites//Chinese Science Bulletin, China. S.90-92.
- 26. Morikiyo T., Tokana K., Miyazaki T., Kagami H., Vladykin N.V. (2000) Sr, Nd, C and O isotopic compositions of carbonatite and peralkaline silicate rocks from the Zhidoy complex, Russia: evidence for binary mixing, liquid immiscibility and a heterogeneous depleted mantle source region. // Journal of Mineralogical and Petrological, 2000, v. 95, pp. 162-172.
- 27. Sharma, T. and Clayton, R.N. (1965) Measurement of O¹⁸/O¹⁶ ratios of total oxygen of carbonates. Geochim. Cosmochim. Acta, vol.29, 1347-1353.
- 28. Vladykin N.V. (2000) Malyi Murun Volcano-Plutonic Complex: An Example of ifferentiated Mantle Magmas of Lamproitic Type // Geochemistry International, 2000, v. 38, suppl. 1, pp. 573-583.

УДК 552.48; 552.321.6

Процессы метасоматоза и частичного плавления в ксенолитах из кимберлитовых трубок Якутии: приложение к генезису алмазов

Специус З.В.

Институт Якутнипроалмаз, АК «АЛРОСА», Мирный, Якутия, Россия

Основанием для этой работы явилось детальное петрографическое изучение более 1000 образцов ксенолитов из кимберлитовых трубок Мир, Удачная и других Якутской провинции, которые были исследованы с использованием современных петрохимическихих и изотопных методов на предмет наличия признаков метасоматоза. Изученные образцы включали различные типы эклогитов, пироксениты и перидотиты. Были определены также относительное распространение метасоматизированных пород в различных участках Сибирского кратона и интенсивность проявления в них метасоматических процессов.

Петрографические особенности, петрохимия пород и распределение примесных элементов в минералах ксенолитов свидетельствуют о том, что ксенолиты основного и ультраосновного состава из кимберлитов Якутии в той или иной степени подверглись метасоматическим преобразованиям и частичному плавлению. Это наиболее ярко проявлено во флогопитизации мантийных ксенолитов и келефитизации граната. Процессы частичного плавления наблюдаются в ксенолитах эклогитов, алькремитов и гранатовых вебстеритов.

Скрытый метасоматоз в мантийных породах фиксируется характером распределения элементов-примесей в перидотитах и пироксенитах. Некоторые перидотиты имеют необычно экстремальные изотопные характеристики Nd и Os, фиксирующие древнее обогащение несовместимыми элементами. Преобладающий Архейский возраст мантийных ксенолитов из кимберлитов свидетельствует о сложной истории формирования литосферной мантии под Сибирским кратоном и продолжительном взаимодействии между корой и мантией.

На основании Re-Os определений изотопии сульфидных включений в оливинах из трубки Удачная установлено, что нарушение Os системы матасоматическими процессами имело место после формирования литосферной мантии Сибирского кратона (3.5-2.9 Ga) в период от 2.8 до 2.0 Ga. Эти процессы были неоднократны в литосферной мантии и более интенсивно были проявлены в центральной части кимберлитовой провинции.

Предполагается многостадийный рост алмазов в ксенолитах эклогитов, который связан и инициировался процессами частичного плавления и метасоматоза. Эти процессы, как и образование алмазов, были неоднократно проявлены во время эволюции литосферной мантии под Сибирским кратоном и в некоторых случаях, вероятно, были связаны с воздействием флюидов, предваряющих кимберлитовый магматизм.
Введение

Кимберлитовые трубки, В TOM числе промышленные алмазные месторождения, на Сибирской платформе были открыты благодаря проведению интенсивных полевых работ и самоотверженности геологов. С кимберлитов в 1955 году [1], мантийные момента первых открытий ксенолиты в них были предметом пристального внимания и детальных исследований, результаты которых внесли неоценимый вклад в понимание состава и петрологии субконтинентальной литосферной мантии (СКЛМ) под Сибирской платформой. Многие ксенолиты из различных, в первую очередь эксплуатируемых трубок, были исследованы и продолжают интенсивно изучаться. Результатами этих исследований стали находки и петрологическая характеристика многочисленных образцов алмазоносных эклогитов И перидотитов, обнаружение эклогитов с коэситом, открытие и первое описание таких уникальных пород как алькремиты [1, 4-7, 9, 12 и ссылки в изучению ксенолитов них]. Благодаря получены неоценимые петрологические сведения по составу, вертикальной и горизонтальной неоднородности верхней мантии и условиям образования алмазов.

Основной целью этой работы является описание процессов метасоматоза и частичного плавления, которые фиксируются в ксенолитах из кимберлитовых трубок. Многие мантийные перидотиты в кимберлитах якутских трубок подвержены метасоматозу различной интенсивности, в результате которого образуются новые минеральные фазы. Этот тип метасоматоза характеризуется как "явный" или "модальный" и детально охарактеризован в ксенолитах из кимберлитов Южной Африки [9, 16 и ссылки внутри]. Отдельные ксенолиты ультрамафитов, где отчетливо фиксируется присутствие флогопита и других метасоматических минералов найдены и описаны во многих трубках Якутии [например, 10, 12, 49], но в с данными для кимберлитов Южной Африки [23, сравнении 27] систематические данные по их распределению в различных типах пород отсутствуют.

"Скрытый" метасоматоз менее исследован среди ксенолитов кимберлитов Якутии. ультраосновного состава ИЗ Имеются только немногочисленные разрозненные публикации о зональности минералов и о распределении примесных И редких редкие данные элементов, свидетельствующих об обогащенности пород и минералов [12, 50]. В данной статье проведена систематизация результатов изучения ксенолитов из основных хорошо изученных кимберлитовых трубок Якутии. На основании оценить первая попытка предпринята относительную этих данных распространенность метасоматизированных пород в различных трубках, соответственно различных частях Сибирского кратона и интенсивность проявления метасоматических процессов и взаимосвязанной деформации пород. Представленные данные позволят закономерности понять

формирования и дифференциации литосферной мантии и взаимосвязанной с

ней коры, а также последовательность эволюции СКЛМ Сибирского кратона. Сибирский кратон занимает около 4х10⁹ км², главным образом захоронен ниже рифейско-фанерозойского осадочного чехла мощностью 1-8 км, составляющего, в среднем, приблизительно 4 км. Главные структурные блоки и тектонические зоны даны в [8]. Согласно концепции террейнов, которые появились и развивались независимо как изолированые сиалические (микроконтиненты), кратонов массы структура унаследована ИЗ столкновения и объединения (аккреции) гетерохронных микроконтинентов [8]. Увеличение террейнов, вероятно, происходило в несколько стадий, и большие образования, супертеррейны или тектонические провинции появились прежде, чем они консолидировались в структуру кратона. Кимберлитовые трубки встречаются от реки Вилюй на юге, достигая рек Котуй и Оленек на севере, ореол их распространения охватывает больше чем 1100 км по долготе и 800 км по широте. Расположенная в северо-восточной части Сибирского кратона, Якутская кимберлитовая провинция занимает территорию Анабарского супертеррейна, главным образом включая Далдынский гранулит-гнейсовые террейны, Маганский И a также Мархинский гранит-зеленосланцевый террейн. Более детальное описание дано в [8].

В первые годы открытия кимберлитовых трубок источник алмазов отождествлялся с тем же расплавом, который формировал сами кимберлиты. По мере изучения петрологии кимберлитов было установлено, что многие алмазы на самом деле присутствуют в мантийных ксенолитах и только выносятся на поверхность кимберлитами. Свидетельства подобного рода многочисленны, что 10-20 большинство лет назад, были столь исследователей рассматривали кимберлиты только как транспортер к которые образовались поверхности алмазов, эклогитовых В или перидотитовых породах на мантийных уровнях [38, 48]. Кристаллы алмазов, в кимберлитах или лампроитах, рассматривались находящиеся как производные мантийного субстрата, которые подобно мегакристам граната или ильменита образовались в результате дезинтеграции ксенолитов эклогитов или перидотитов. Недавно появились работы, показывающие [39 и ссылки внутри], что внешние оболочки алмазов ("рубашки" кристаллов), возможно, образовались в самой кимберлитовой магме, равно как и часть микроалмазов. В статье [59] детально обсуждаются свидетельства как за, так и против образования алмазов внутри кимберлитов или в мантийных ксенолитах.

возраст формирования Сибирского Древний СКЛМ И Южноафриканского кратонов доказывается Re-Os и Sm-Nd модельными возрастами, полученными для эклогитовых и перидотитовых ксенолитов. Возраст отдельных ксенолитов алмазоносных эклогитов из Южной Африки, Канады и Якутии варьирует в пределах 2.8-3.5 Ga. Оценки возраста алмазов,

базирующиеся на данных изучения включений В них [43-45],свидетельствуют о том, что алмазы могли зарождаться и расти на протяжении длительного периода истории Земли, особенно алмазы эклогитового парагенезиса. Единственным разумным объяснением этого является то, что алмазы в мантийном эклогитовом субстрате были образованы в результате вторичных метасоматических процессов под воздействием метасоматизирующих флюидов.

Образцы

Было изучено около 1000 образцов основных и ультраосновных мантийных ксенолитов из кимберлитовых трубок, расположенных в различных частях Якутской кимберлитовой провинции. Определение модального состава пород было выполнено для всех ксенолитов. Для большинства образцов был определен химизм пород. Определения содержаний основных окислов были выполнены для породообразующих и частично вторичных минералов. Состав элементов-примесей был получен для представительного количества образцов ксенолитов, как основного, так и ультраосновного состава. Все образцы классифицировались на различные типы пород, в соответствии с их петрографическими особенностями и химическим составом. Во многих образцах были исследованы фазовый состав и содержание элементов в рудных и сульфидных минералах. Все ксенолиты были исследованы петрографическими, химическими и частично изотопными методами для идентификации модальных метасоматических минералов или других свидетельств мантийного метасоматоза. Эти образцы включают различные разновидности эклогитов и ультраосновных ксенолитов дунитов и гарцбургитов через грубозернистые и - от истощенных катаклазированные Gt-перидотиты к орто- и клинопироксенитам.

Аналитическая аппаратура и методы исследований

Основные элементы силикатных и окисных минералов в ксенолитах были определены с помощью микрозонда Superprobe JXA-8800R AK «АЛРОСА». (Мирный) и частично с использованием САМЕСА SX-50 электронного микрозонда в Институте Геологических наук (Якутск). Часть породообразующих гранатов и клинопироксенов и также различные вторичные фазы продуктов частичного плавления в эклогитах была исследована с использованием сканирующего микроскопа с EDS в Университете Западной Австралии (Перт). Составы сульфидных включений были проанализированы на электронном зонде САМЕВАХ SX50 в GEMOCцентре Университета Маквори (Сидней). Во всех случаях природные и синтетические минералы использовались как стандарты. Аналитические условия включали ускоряющееся напряжение 15 keV, ток пучка 20 nA, диаметр пучка 5 микрон и время - 20 секунд, для всех элементов. Все исследования подверглись полной ZAF корректировке.

Элементы-примеси были измерены в породообразующих и некоторых вторичных минералах эклогитов методом лазерной абляции с помощью ICP-MC в RSES Австралийского Национального Университета (Канберра). Элементы-примеси в минералах ультрамафитов были измерены с помощью ICP-MC в Университете Маквори (Сидней, Австралия), с использованием стекла NIST 610 как внешний стандарт и Са как внутренний стандарт; диаметр кратера был 40 -50 мм.

Re-Os изотопы были проанализированы, используя Merchantek LUV266 лазер с модифицированной ячейкой абляции, присоединенный к Nu плазменному мультиколлектору ICPMS в GEMOC-центре Университета Маквори. Большинство исследований было проведено со скоростью повторений 4 Hz и энергиях приблизительно 2 mJ/pulse; типичные диаметры воронок были 50-80 микрон. Аналитические процедуры проведенияя Re-Os изотопных анализов описаны подробно ранее [26].

Состав СКЛМ Сибирского кратона

Исследование глубинных ксенолитов из различных кимберлитовых трубок Якутии показывает, что субконтинентальная литосферная мантия (СКЛМ) Сибирского кратона дифференцирована как по вертикали, так и по латерали [например, 12, 53]. Вертикальная неоднородность фиксируется в распространенном спектре различных широко типов основных И ультраосновных ксенолитов во всех кимберлитовых трубках провинции. Прежде вертикальная разнородность СКЛМ всего, результат _ дифференцирования и формирования первичного вещества мантии в течение Архея [например, 10, 12, 42]. Как показано этими данными, СКЛМ Сибирской платформы была сформирована и стабилизирована между 3.4-2.9 Ga. Не исключено, что новое дополнение к мантии было сделано после главного дифференцирования через процесс субдукции [30, 60]. Вероятная субдукция океанической коры в центральном Далдынском террейне присутствием Cs-эклогитов провинции доказывается Удачной, В трубках Далдыно-Алакитского Сытыканской района. и других Это подтверждено Sm-Nd и Rb-Sr изотопными данными для эклогитовых ксенолитов из трубок Мир и Удачная [42, 52], а также присутствием изотопически легких алмазов в эклогитовых ксенолитах из трубки Удачная.

Горизонтальная разнородность мантии следует из присутствия свиты высоко глиноземистых пород в Удачной, Сытыканской, Загадочной и других трубах центрального Далдыно-Алакитского района провинции. Эти породы и особенно Ку- и Сs-эклогиты, алькремиты и связанные с ними образования низов земной коры типа эклогитоподобных пород с кианитом широко распространены в Удачной и других кимберлитовых трубках этого района. Однако, они не встречены или исключительно редки на юге или севере провинции в таких трубках как Мир, Интернациональная и Обнаженная.

Химия пород и данные по примесным элементам указывают, что мафитовые и ультрамафитовые ксенолиты из трубок, расположенных в центральной части Якутской провинции разделены на три, хорошо отличные группы пород: перидотиты, пироксениты и эклогиты [53]. Различия между таковыми группами ксенолитов в трубках южных и северных частей провинции значительно меньше, и выделенные группы перекрываются друг с другом по их петро-геохимическим характеристикам. Эти данные свидетельствуют о более сильной дифференциации мантии в центральной части Сибирского кратона и, вероятно, различной последующей эволюции СКЛМ центральных и периферийных частей кратона.

Частичное плавление в ксенолитах эклогитов

Во всем мире, большинство эклогитовых ксенолитов в кимберлитах содержит признаки проявления процессов частичного плавления [3, 11, 12, 19, 35, 49, 59, 63]. Это особенно хорошо наблюдается в эклогитах из Удачной и других кимберлитовых трубок Якутии. Продукты кристаллизации этих неполных реакций, типично представляемых как "губчатая" структура вокруг первичного омфацита, включают вторичный клинопироксен (с меньшим содержанием Na₂O), шпинель, плагиоклаз, калиевый полевой шпат и стекло. В прожилках межгранулярного частичного расплава могут присутствовать также ортопироксен, амфибол и флогопит (рис. 1). С таким частичным плавлением в кианитовых эклогитах ассоциируют корунд и муллит. плавиться Первичный гранат может частично c формированием ортопироксена, шпинели, оливина и стекла, формируя части типичных келефитовых кайм на гранате [59].

Химия вовлеченных в этот процесс систем указывает на то, что частичное плавление не было изохимичным, но вызвано воздействием метасоматизирующих флюидов, богатых щелочами, главным образом К и Na, и, вероятно, другими летучими компонентами. Имеются признаки, вытекающие из состава вторичных ассоциаций, что встречающиеся подобные, но различные реакции явились следствием сочетания как различий в исходном составе первичных минералов, так и в составе метасоматизирующих жидкостей.

Детальные петрографические исследования ксенолитов из трубок Далдыно-Алакитского и Мало-Ботуобинского районов кимберлитовой провинции демонстрируют, что процесс частичного плавления проявлен в большинстве ксенолитов, особенно в эклогитах, а также в гранатовых вебстеритах и пироксенитах. Признаки проявления процессов частичного плавления наиболее ярко выражены в биминеральных и кианитовых эклогитах, включая алмазосодержащие разновидности. Частично девитрифицированные или полностью стекловатые продукты ясно наблюда-



Рис. 1. Продукты частичного плавления в ксенолитах эклогитов из кимберлитовой трубки Удачная. В скрещенных николях – a, b, d и с – в поляризованном свете.

Условные обозначения: Gt = гранат, Cpx = реликты омфацита, Cpx₂ = вторичный клинопироксен в "губчатой" (spongy) структуре, Cpx₃ = вторичный клинопироксен в прожилках частичного плавления, Sp = шпинель, Plag = плагиоклаз, Phl = флогопит.

(а) Общий вид тонкозернистых продуктов частичного плавления с отчетливой офиолитовой структурой, развитых между зернами породообразующих граната и клинопироксена. Присутствуют реликты первичного омфацита и граната. Видны секущие прожилки частичного плавления в клинопироксене. (b) Губчатая "spongy" структура вторичного (Cpx₂) с плагиоклазом и нераскристаллизованным стеклом. Гранат окружен келефитовыми каймами. (c) Удлиненные лейсты флогопита ассоциирующие с вторичным пироксеном, шпинелью и плагиоклазом в межзерновых продуктах частичного плавления. (d) Келефитовые каймы вокруг граната в межзерновых продуктах частичного плавления.

ются между зернами граната и клинопироксена, иногда в форме прожилков, секущих эти минералы. Степень частичного плавления изменяется между отдельными ксенолитами, также как и содержание продуктов плавления и соотношение минеральных новообразованных фаз, что показано в [12, 59].

Модальное соотношение продуктов частичного плавления широко варьирует [3, 121. Межгранулярный частично или полностью раскристаллизованный расплав, обычно состоит из новообразованного клинопироксена, плагиоклаза и шпинели, и более редко содержит флогопит, ортопироксен и амфибол. Дополнительными акцессориями могут быть кальцит и сульфиды. Калиевый фельдшпатоид, с подчиненным кварцем, присутствует среди продуктов расплава в кианитовых эклогитах. Стекло – не типично, но возможно; вторичные корунд и муллит развиты вокруг кианита. Первичный омфацит замещается ассоциацией плагиоклаза, стекла. вторичного клинопироксена, и часто сечется стекловатыми прожилками. Составы первичных гранатов и омфацитов из эклогитовых ксенолитов детально изучены [12]; поэтому, охарактеризуем главным образом минералы, сформированные при кристаллизации частичного расплава. Представительные анализы минералов ассоциации продуктов частичного плавления приведены в [59].

Минеральные фазы частичного плавления

Клинопироксены наиболее распространены в продуктах частичного плавления, обычно формируя ксеноморфные зерна приблизительно 0.01-0.4 в размере, иногда присутствуя в виде "решетоподобных" зерен MM включениями шпинели. часто насыщенных Очень вторичные клинопироксены образуют типичные "губчатые" структуры (spongy textures) - согласно [59], рис. 1б). Вторичные клинопироксены всегда имеют более низкое, чем первичный омфацит, содержание Na₂O (< 3 мас.%) и Al₂O₃ (< 1 мас.%), а также незначительное количество жадеитового компонента [52]. Относительно первичных омфацитов, они содержат большее количество MgO (от 12 до 16 мас. % против 8-11 мас.%) и имеют переменную Mg# от 70 до 87. Количество СаО подобно таковым в первичных омфацитах. Пироксен иногда обогащен TiO_2 (до 1.2 мас. %).

В некоторых эклогитах встречен вторичный пироксен призматически удлиненной формы до 0.2 мм по длинной оси с зелено-желтым плеохроизмом, который образуется на последних стадиях плавления, судя по взаимоотношениям с другими минералами. Эта фаза имеет высокое содержание Na₂O (до 10 мас. %), но низкий Al₂O₃ (< 1 мас.%). Минерал характеризуется высоким содержанием FeO (> 20 мас.%) и соответствует пироксену с большим количеством эгиринового компонента [NaFe³⁺Si₂O₆]. Резкое увеличение в Fe³⁺ указывает на возрастание потенциала кислорода в метасоматизирующем флюиде на последних этапах. Аналогичный эгиринсодержащий клинопироксен присутствует также в алмазоносных ксенолитах [56].

Шпинель является второй фазой (по времени и распространенности), кристаллизующейся из частичного расплава и представлена зернами 0.01-0.02 мм в размере (см. рис. 1с). Цвет шпинели обычно зеленый, хотя

встречается также серовато-коричневая и черная Темная шпинель. непрозрачная шпинель характерна для эклогитов железистого ряда [12]. Широко распространена зональная шпинель, наиболее ярко она проявлена в Ку-эклогитах с увеличением Al₂O₃ и MgO-содержаний во внешних зонах фракционной зерен, возможный результат кристаллизации. как Микрозондовые исследования показывают, что общие составы шпинелей между двумя конечными членами: шпинель-MgAl₂O₄ изменяются герценит-FeAl₂O₄ [59]. Содержание TiO₂ и Cr₂O₃ - обычно меньше чем 0.5 мас.%, но в некоторых образцах, шпинель содержит до 3.5 % Cr₂O₃.

Плагиоклаз присутствует в виде удлиненных игл с доминирующим размером 0.04-0.5 мм, редко как призматические кристаллы 0.02-1.0 мм в размере. Это обычно полисинтетические двойники (по альбитовому закону) с химической зональностью в пределах диапазона An 30-50. Плагиоклаз An30 развит обычно по первичному омфациту, иногда формируя графические срастания с вторичным клинопироксеном. Однако, обычно плагиоклаз присутствует как нерегулярные сегрегации размером приблизительно 0.01-0.03 мм. Среди продуктов частичного плавления в некоторых Ку-эклогитах отмечаются образования альбита. Присутствие этого плагиоклаза указывает на то, что кристаллизация фаз частичного расплава происходит при давлениях 10-15 кбар.

Флогопит типично развивается в интенсивно измененных образцах, преимущественно в Ку-эклогитах, где его размеры изменяются от 0.1 до 1.0 мм. Как видно в шлифах, этот флогопит сформирован позднее других фаз (рис. 1с). Микрозондовые исследования фиксируют вариации в содержании K_2O (от 8 до 13 мас.%) и TiO₂ (0.70-3.20 мас.%), но иногда TiO₂ может составлять до 9.50 мас.% (табл. 3). Содержание Ва обычно ниже обнаружимых пределов (< 0.04 %), но в одном ксенолите, флогопит содержал 0.65 мас.% ВаО.

Полевой шпат встречается в некоторых Ку-эклогитах, присутствуя в "губчатых" структурах развитых по первичному омфациту. Этот минерал был найден в метасоматизированных лерцолитах Китая (Snyder et al., 1997) и отмечен в эклогитах Робертс Виктор [63]. В статье В.Н. Соболева с соавторами [49] сообщается о находках полевого шпата в эклогитах, который содержит приблизительно 2 мас.% СаО, имеет высокие - K_2O (от 8 до 13 мас.%) и низкие - Na_2O (от 1 до 5 мас.%).

Стекло отмечено во многих образцах эклогитов, как сохранившийся закалочный продукт частичного расплава. Оно имеет межгранулярную природу, иногда в виде тонких прожилков, пересекает клинопироксен. Стекло найдено также в келефитовых каймах вокруг граната. Частично девитрифицированное стекло с микролитами плагиоклаза и шпинели часто встречается в Ку-эклогитах (см. рис. 1b). В обычных биминеральных эклогитах стекло в значительной степени девитрифицировано и содержит мелкие удлиненные иголки плагиоклаза, замещенные серицитом и другими вторичными минералами. Цвет стекла изменяется от темно-серого до коричневого. Стекло содержит 50-55 % SiO₂ [59] и обычно близко плагиоклазу по составу. Составы некоторых стекол с высоким SiO₂ отличаются присутствием кварца и его сферолитов [12, 50]. Стекла богаты в содержании натрия, обычно приблизительно 6 мас.% Na₂O веса и могут быть разделены на две группы с высоким и низким содержанием К₂О, соответственно - 2.3-3.5 и < 0.2 мас.%. Стекла с высоким К₂О содержат признаки кимберлитовых флюидов; однако, стекло с низким К₂О обычно встречается в ассоциации с раскристаллизованными фазами частичного расплава. Стекла могут широко варьировать по содержаниям Mg и Ti [59]. Содержание SiO₂ может составлять более 61 мас.%, т.е. выше, чем таковое в первичных омфацитах. Это предполагает вероятный привнос SiO₂ метасоматизирующими флюидами.

Причины частичного плавления

Имеются флюидов, лва возможных источника которые могли обусловить частичное плавление. Различие между ними заключается во времени метасоматоза. Это следующие два варианта: 1) кимберлитовый флюидами метасоматоз, изменением захваченного ксенолита с производными кимберлитовых магм; и 2) предкимберлитовый метасоматоз, с плавлением вызванным метасоматозом в мантии до захвата ксенолитов кимберлитами.

Фактически все мантийные ксенолиты подверглись некоторой форме метасоматоза во время нахождения в мантии, главным образом, намного раньше попадания их в кимберлитовый субстрат. Несколько наблюдений применимы хотя частичное плавление фиксируется злесь: 1) преимущественно в образцах глубинных ксенолитов, некоторые признаки такого процесса отмечены также в ксенолитах пород коры; 2) эклогиты, которые содержат свидетельства обширного плавления, часто несут также деформаций (катаклаз. милонитизация. несомненно, т.д.), следы И произошедших в мантии; 3) отсутствует пространственная связь между интенсивностью плавления и поверхностью ксенолитов; 4) неоднородное проявление процессов плавления и метасоматоза в пределах индивидуальных образцов; 5) присутствие секущих прожилков частичного плавления, а также свидетельства о наличии двух или более этапов данного процесса, возможно близко связанных во времени; 6) наличие внешних кайм на некоторых ксенолитах эклогитов. Эти каймы - прямой результат взаимодействия ксенолита с кимберлитовым расплавом, в противоположность частичному плавлению, которое имеет место по всему объему ксенолитов; 7) различия существуют в интенсивности частичного плавления однотипных ксенолитов из одной и той же трубки; 8) степень частичного плавления в однотипных эклогитах изменяется от одной трубки к другой даже в пределах единого кимберлитового поля, но более значимо в различных полях. Основанный на вышеприведенных и других фактах [59], возможен следующий сценарий этого процесса - первоначальная стадия частичного плавления, начинается как глобальный мантийный метасоматоз под влиянием флюидов, которые зародились глубоко в мантии и, возможно связана с небольшим снижением давления. Этот процесс мог быть близок по времени формированию кимберлитов, только предшествуя внедрению кимберлитовых магм. Полные эффекты метасоматоза мантийных ксенолитов, их минералогия и химия основных и примесных элементов описаны в [12, 29, 49, 59].

Метасоматоз ультраосновных ксенолитов

Петрографические наблюдения и банк данных по петрохимии и распределению примесных элементов свидетельствуют 0 том, что ультраосновные ксенолиты из кимберлитов Якутии обычно подверглись метасоматическому обогащению и в редких случаях, более позднему [12]. Это частичному плавлению доказывается широкой распространенностью флогопитизации мантийных ультрамафитовых ксенолитов и келефитизацией граната. Присутствие джерфишерита и иногда титаномагнетита, а также замещение некоторых первичных клинопироксенов и гранатов пузырями, состоящими из флогопита и других водосодержащих минералов также является доказательством относительно широкой распространенности метасоматических процессов И развития новых минеральных фаз в результате метасоматоза ультрамафитов.

Флогопит

Флогопит в небольшой пропорции встречается почти во всех разновидностях глубинных ксенолитов практически всех кимберлитовых трубок. Его содержание изменяется от десятых долей до 10-20 % и в редких случаях составляет до 80 % объема породы. Перидотиты и пироксениты, подвергнутые модальному метасоматозу содержат разнообразные флогопиты. Флогопиты из ультрамафитов - слюды магнезиального типа (20-30 % веса MgO) с высокой изменчивостью состава в отношении содержаний TiO₂, Al₂O₃, Cr₂O₃ и FeO (табл. 1). Содержание окислов Ti и Cr в них изменяется более чем на порядок. Сравнение флогопита из различных пород перидотит-пироксенитового ряда позволяет констатировать, что, во-первых, флогопиты ИЗ ксенолитов различных трубок имеют некоторые отличительные особенности относительно их химического состава; во вторых, часть крупных мегакристов флогопита в кимберлитах сформирована за счет дезинтеграции флогопитсодержащих ксенолитов [12].

<u>Джерфишерит</u>

Джерфишерит - один из несомненно метасоматических минералов, который присутствует приблизительно в 1/3 ультраосновных ксенолитов из Удачной, Обнаженной и других трубок и преобладает среди других сульфи-

Таблица 1.

Образцы	M-260	S- 9/272	U- 19/82	S- 9/399	S- 9/495	U- 19/82	U- 78/93	U-43	O- 19/74	M-84	M-923
Анализы	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	44.95	45.63	42.1	46.57	44.23	40.63	39.88	42	42.76	43.76	39.99
TiO ₂	0.2	0.24	0.54	0.3	0.25	2.8	3.02	2.53	2.05	3.8	1.68
Al_2O_3	11.41	13.92	13.02	11.76	11.58	12.88	10.68	13.5	13.62	10.38	14.44
Cr_2O_3	0.14	0.68	0.85	0.23	0.46	1.02	0.08	1.3	0.59	< 0.03	2.53
FeO	4.13	4.96	3.87	2.81	4.77	4.41	9.07	4.61	6.17	7.1	3.25
MnO	0.06	0.01	0.03	0.01	0.01	< 0.03	0.14	0.04	0.01	0.04	0.04
MgO	28.58	23.69	25.95	26.66	28.16	23.62	20.79	22.3	24.49	18.7	24.17
CaO	0.37	0.01	< 0.03	0.01	0.01	< 0.03	0.01	0.32	< 0.03	0.04	n.d
Na ₂ O	0.42	0.19	0.22	0.02	0.07	< 0.03	0.65	0.7	0.29	0.12	0.44
K ₂ O	7.75	6.89	10.35	10.71	10.21	11.03	9.92	8.97	7.61	9.3	9.73
Сумма	98.01	96.22	96.93	99.08	99.75	96.39	94.24	96.27	97.59	93.24	96.27

Представительные анализы флогопитов в ультрамафитах из кимберлитов

Примечания. Образцы: 1, 2 –верлиты, 3- ортопироксениты, 4, 5- Spлерцолиты, 6- IIm-пироксениты, 7-глиммериты, 8- Gt-перидоьтьы, 9- IIm-Gt-перидотиты, 10- алмазоносный Gt-пироксенит (по [9]), 11- алмазоносный Gt-перидотит.

Таблица 2.

	Представительные анализы	джерфишерита в	ультрамафитах	из кимберлитов
--	--------------------------	----------------	---------------	----------------

	Sample	Fe	Ni	Со	Cu	S	K	Cl	Сумма
1	U-1-80	36.95	14.37	0.22	2.67	33.04	9.98	1.72	98.95
2	U-3-80	38.03	14.08	0.02	1.91	33.09	9.68	1.71	98.52
3	U-10-81	37	13.86	0.16	4.22	32.96	9.61	1.58	99.39
4	U-25-81	37.09	9.51	0.16	8.92	32.93	10	< 0.03	98.64
5	U-25-83	41.42	10.4	0.28	2.41	32.95	10.01	1.69	99.16
6	U-19-84	38.71	16.19	0.15	1.92	31.93	9.5	1.7	100.1
7	U-20-84	36.86	19.35	0.08	1.08	32.4	9.17	0.18	99.12
8	U-2249	41.04	12.61	0.42	1.45	32.13	9.79	1.98	99.42
9	U-2281-a	39.43	12.72	0.35	3.55	32.13	9.22	1.34	98.74
10	U-2281-b	40.34	12.85	0.34	3.61	33.17	7.69	0.85	98.85
11	U-2283	36.39	14.41	0.8	4.12	32.32	9.94	1.78	99.76
12	U-2298	35.98	14.81	0.08	4.47	33.11	9.81	1.61	99.87
13	O-3214	34.35	10.79	0.1	10.47	32.57	7.14	1.66	97.08
14	O-3251	34.25	7.73	0.08	14	32.51	8.72	1.49	98.78
15	O-3441	37.72	11.07	0.1	7.08	33.09	8.94	1.68	99.68
16	0-3445	37.6	11.97	0.05	5.15	33.31	8.5	1.46	98.04
17	O-1590	34.16	11.78	0.11	8.44	33.72	9.88	1.54	99.63
18	O-1608	34.51	16.43	0.1	2.96	33.68	9.24	1.6	98.52

Примечание. 1, 3, 5, 7, 8, 12, 14, 16- Gt-перидотиты; 4, 11- Gt-Ilm- перидотиты; 2, 7, 14, 15, 17- Gt-верлиты и оливиниты; 6, 13- Gt-гарцбургиты; 9, 10, 18- Gt-вебстериты. U- трубка Удачная, О- трубка Обнаженная.

.

дов в ультрамафитах [6]. Он является калийсодержащим сульфидом с постоянной примесью хлора. Этот минерал замещает первичные Fe-Niсульфиды - пирротины и пентландиты, которые развиты между зернами породообразующих минералов. Обычно джерфишерит формирует внешние оторочки на зернах сульфидов (рис. 2). Следует подчеркнуть, что для этого минерала характерна неоднородность состава не только в различных зернах сульфидов из одного ксенолита, но и даже в пределах отдельных сульфидных выделений (образец У-2281, табл. 2). Это выражается в широких изменениях содержаний Ni, K и Cl. Такие свидетельства как высокое и непостоянное содержание К и присутствие Cl в этом минерале (табл. 2) предполагает его наиболее вероятное формирование на последних этапах метасоматоза и его вероятную взаимосвязь с внедрением кимберлитовых магм. Не исключено, что образование этого минерала, стимулируется взаимодействием с протокимберлитовыми флюидами.

Процессы частичного плавления наблюдаются в редких ксенолитах клинопироксенитов. Раскристаллизованные И частично стекловатые продукты частичного плавления развиты между зернами породообразующих минералов. Кроме того, они формируют секущие прожилки, карманы и пузыри до 10-20 мм в размере, занимающие иногда до 20 % первоначального объема породы. По своему составу они практически адекватны фазам частичного плавления, которые присутствуют в эклогитовых ксенолитах. В меньшей степени, частичное плавление имеет место В ксенолитах перидотитов, прежде где оно, всего, выражено повсеместной В келефитизации граната. Породы ультрамафитов зачастую подвергнуты также катаклазу и деформации. Это подтверждено присутствием порфировых и порфирокластических флюидизацией структур, частичной И рекристаллизацией оливинового матрикса в ксенолитах всех кимберлитовых трубок.

Келефитовые каймы на гранатах из ультамафитов

Келефитовые каймы широко развиты вокруг гранатов в кимберлитах и мантийных ксенолитах, практически во всех кимберлитовых трубках. вторичными минералами, представленными Обычно они сложены ассоциацией флогопита, шпинели, клино- и ортопипроксена. В некоторых случаях, особенно вокруг гранатов в кимберлитах, каймы имеют сложный состав и состоят из двух и более зон различных по составу. В ксенолитах гранатовых перидотитов из трубки Удачная, гранаты окружены коронами флогопита, шпинели и вторичных пироксенов. В то время как зональность в редких зернах гранатов, фиксируемая по основным и примесным элементам, объясняется результатом проявления метасоматических процессов на глубине [58], формирование келефитовых кайм вокруг гранатов обычно связывается с взаимодействием между гранатом и кимберлитовой магмой.

Чтобы проверить эту идею, был предпринят анализ примесных элемен-



Рис. 2. Изображения типичных зерен сульфидов (X-ray) в ультраосновных ксенолитах из трубки Удачная.

Пирротин замещается джерфишеритом. Образец У-2281 (Gt-верлит).

тов на химически гомогенных зернах гранатов с четкими келефитовыми каймами толщиной 300-500 мм, в двух ксенолитах гранатовых перидотитов из трубки Удачная: U-140/78 (катаклазированный Gt-лерцолит) и U-2292 (мозаично-порфировый Gt-гарцбургит). Пример такой келефитовой каймы показан на рис. 3. Очевидно, что широкая кайма занимает почти половину зерна первичного граната. Составы гранатов и развитых на них кайм изучен-



Рис. 3. Электрозондовое изображение в обратно-рассеянных электронах келефитовой каймы замещающей гранат в ксенолите катаклазированного Gt-перидотита из кимберлитовой трубки Удачная. (Образец У-2292).

Видны кратеры от лазерного пучка ICP-MS и показаны точки микрозондовых анализов (см. данные в табл. 3).

Таблица 3.

Образцы	U-229	2			U-140/78				
Анализы	Gt-1	Gt-kel-2	Gt-kel-3	01-4	Срх	Gt core	Gt rim (Gt kel	<u>Cpx</u>
SiO	41 61	34 65	32.77	40 54	56 29	41 67	42.5	38 59	53.2
TiO ₂	1.26	1.25	1.29	0.05	0.31	0.32	0.46	0.38	0.22
Al_2O_3	15.77	15.21	15.18	0.06	1.4	18.4	18.35	16.81	1.16
Cr_2O_3	7.23	6.98	7.24	0.04	1.47	5.64	5.46	5.62	1.31
FeO	7.32	8.24	7.67	8.64	3.65	7.83	7.48	8.05	2.24
MnO	0.33	0.37	0.31	0.12	n.d	0.32	0.25	0.33	n.d
MgO	20.03	21.27	19.41	47.76	19.1	20.17	20.06	23.8	19.25
CaO	5.81	6.04	7.38	0.04	17.4	5.44	5.32	4.24	19.91
Na ₂ O	0.16	0.36	0.47	0.03	1.36	n.d.	n.d.	n.d.	1.75
K ₂ O	n.d.	0.4	0.43	n.d.	n.d.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Total	99.52	94.77	92.15	97.263	100.98	99.79	99.88	97.82	99.04

Анализы породообразующих минералов, гранатов и келефитовых кайм на них в двух гранатовых перидотатах из трубки Удачная

Примечание. Номера: 1 - 4 отвечают точкам анализов на рис. 3.

ных образцов даны в табл. 3. Химизм и содержания главных элементов в породообразующих минералах обоих образцов очень близки. Реликты зерен первичных гранатов не показали никакой зональности. По содержанию основных породообразующих окислов клинопироксены и оливины, оба образца подобны, но гранаты, отличаются содержанием Cr₂O₃ и TiO₂ (табл. 3). Следует заметить, что келефитовые каймы по составу почти соответствуют флогопиту и состоят из крошечных срастаний шпинели и флогопита с явным преобладанием последнего. Примесные элементы были измерены с использованием лазерной аблиции - ICP-MS; диаметр пучка составлял 40 -50 мм.

<u>Примесные элементы как свидетельство образования келефитовых</u> <u>кайм</u>

Наблюдения в шлифах показали, что никакого взаимодействия между ксенолитами гранатовых перидотитов и кимберлитовым расплавом не фиксируется. Не имеется никаких очевидных взаимосвязей толщины келефитовых кайм с размером ксенолитов или увеличения их толщины во внешних частях образцов. В областях, где кимберлит находится в контакте с минералами внешней зоны ксенолитов, имеется острая граница между зерном граната и кимберлитом. Как показано А. Вишневским [66] келефитовые каймы на гранате в ксенолитах обычно представляют смесь минералов: Phl + Sp ± Ol ± Cpx ± Opx. В наших образцах флогопит преобладает, как это очевидно из исследованных составов келефитовых кайм, которые в обоих случаях представляют, почти чистый флогопит (см. табл. 3). Существенных различий в содержании основных и примесных элементов между ядром и каймами не наблюдалось в анализированных образцов. свидетельствует гранатах обоих Это 0 полном переуравновешивании минералов в течение или после процесса плавления и пластической деформации в мантии.

REE составы исследованных гранатов подобны, но гранат из образца U-2292 показывает обогащение в MREE, в отличие от граната из U-140 (рис. 4). Келефитовые каймы в этих двух образцах имеют отличные от друг друга, но по существу идентичные их гранату-хозяину концентрации элементовпримесей, за исключением обогащения в содержании Sr. Распределение REE в образцах относительно более ровное чем, следовало бы ожидать в случае уравновешивания с кимберлитовой магмой [28]. Высокий Sr, вероятно, унаследован из вторичного клинопироксена и локально высокий Ba (не показан) во вторичном флогопите. Подобие между гранатом и келифитом в распределении примесных элементов говорит о том, что процесс келефитизации не вовлек в общирный обмен с метасоматизирующей средой редкоземельных и других элементов и не связан с проникновением флюидных агентов из кимберлитового субстрата.

Две модели могут быть предложены, чтобы объяснить особенности



Рис. 4. Хондрит-нормализованное распределение редких и примесных элементов в гранатах и келефитовых каймах в ксенолитах деформированных гранатовых перидотитов (образцы U-140/78 и U-2292) из кимберлитовой трубки Удачная (по Spetsius and Griffin, [58]).

петрографии и распределения примесных элементов в келефитах.

1. РТ-оценки для келефитовых образований, используя ассоциации вторичных минералов в пределах короны, фиксируют температуры 1100-1250°С и давления приблизительно 20 кбар [25, 58]. Эти данные говорят о том, что келефитизация гранатов произошла в условиях верхней мантии. Согласно результатам [25], в ксенолитах кимберлитов Гибеона аналогичные метасоматические процессы происходили в пределах магматического очага, расположенного близко к границе между верхней мантией и нижней корой.

2. Было предложено альтернативное объяснение, основанное на данных содержаний элементов-примесей и особенностях их распределения, а также некоторых петрографических свидетельствах [48]. Аналитические данные говорят, что концентрации и распределение элементов-примесей гранатовых келефитов не связаны с кимберлитовой магмой, но подобны таковым замещаемого граната (рис. 4), с дополнением Sr, K и, вероятно, Ba; HFSEэлементы типа Zr, Hf, Ti и Nb, и REE не были подвижны в процессе келефитизации. Экспериментальные данные по распределению элементовпримесей указывают на то [15], что при высоком давлении многие из этих элементов не входят в водные флюиды в той же степени как в силикатный или карбонатитовый расплавы. Это говорит о том, что келефитизация граната не была результатом взаимодействия с силикатным или карбонатитовом расплавом и, что водосодержащие флюиды играли более важную роль в формировании келефитов на гранатах (на этой стадии

мантийного метасоматоза). Тонкозернистый размер минеральных фаз келефитов подразумевает, что процессы метасоматоза, которые являлись причиной замещения граната, были кратковременны и возможно были активны незадолго до внедрения кимберлитов. Можно полагать, что сформированы келефитовые ответ проникновение каймы. В на водосодержащих флюидов, предваряющих внедрение кимберлитовых магм. Источник и точная природа метасоматизирующих флюидов остаются проблематичными, но можно спекулировать, что они были связаны с протокимберлитовыми магмами.

Оценка времени метасоматических событий

Большинство известных оценок возрастов мантийных ксенолитов в кимберлитовых трубках выполнено Sm/Nd или Re/Os методами [41, 42, 47]. Nd и Sr изотопные данные по алмазоносным эклогитам из трубки Удачная и Сибирских эклогитов, комплексная Sm-Nd изотопная систематика интерпретируется как указание на раннюю (> 4 Ga) дифференциацию [42], сопровождаемую последующей (ранний протерозой) кристаллизацией эклогитов, по крайней мере, из двух различных источников. Перидотитовые осмиевые изотопные составы требуют Re истощения в середине архея (3.2Ga) согласно [41, 42], и этот возраст интерпретируется как время дифференциации Сибирской литосферной мантии. Древнее образование СКЛМ Сибирского кратона поддержано Re-Os и Sm-Nd данными возрастов для эклогитовых и перидотитовых ксенолитов из трубок Мир и Удачная, полученных различными авторами [14, 41, 42, 52]. Возраст формирования ксенолитов и их дифференцирования в мантии согласно изотопным данным и другим петрологическим свидетельствам - не меньше чем 3.0 Ga, но как показано [26, 42], СКЛМ под Сибирской платформой имеет сложную эволюцию, что выражается в многостадиальном метасоматозе. Данные по редким и примесным элементам для граната и клинопироксена включений и породообразующих минералов эклогитовых ксенолитов из Удачной. представленные в [29], также свидетельствуют о том, что Сибирские эклогиты испытали комплексный метасоматоз и частичное плавление после формирования. Чтобы литосферной понять эволюцию мантии. ИХ необходимо определить не только возраст образования пород мантии, но и возраста последующих процессов в мантии.

Не имеется никаких точных и бесспорных определений времени метасоматических событий в литосферной мантии Сибирского кратона. Такая попытка была сделана Г. Пирсоном и другими [42], которые определили архейский возраст для литосферной мантии под Сибирским кратоном и показали, что СКЛМ была изменена последующим многоступенчатым метасоматозом. Согласно их данным, основанным на Rb-Sr изотопных оценках, метасоматоз имел место в течение длительного периода эволюции кратона.

Мы имеем возможность оценить время проявления, по крайней мере одной из стадий мантийного метасоматоза в СКЛМ Сибирского кратона благодаря обнаружению уникального образца ксенолита гранатового ортопироксенита с цирконом в трубке Удачная. Уникальность этого образца определяется присутствием вторичной ассоциации метасоматических минералов: флогопит+рутил+циркон, которые развиты между зернами граната и ортопироксена и часто пересекают гранат (рис. 5).

Модальный состав образца следующий: Орх - 30.4 %, Gt - 29.4 %, Fl -36.6%, Ru - 3.0%, Zr - 0.6 %. Оранжевые зерна граната - размером 1-10 мм, обычно неправильной или овальной формы. Зерна граната замещены относительно мощными келефитовыми каймами. Ортопироксен формирует неправильные и овальные зерна размером 3-6 мм. Эта порода обогащена флогопитом, который представлен кристаллами правильной формы размером до 5 мм по длинной оси. Лейсты флогопита, обычно, развиты между зернами граната и ортопироксена, иногда имеют секущий характер. Рутил присутствует обычно в виде включений (0.2-0.3 мм) в гранате. Мелкие зерна приблизительно 0.1-0.2 MM циркона, ассоциируют с флогопитом. Необходимо подчеркнуть, что и флогопит и циркон в образце распределены неравномерно.

Состав породообразующих основных минералов окислов проанализированного образца показывает, что гранат богат пироповым компонентом и имеет низкое содержание Cr₂O₃ (табл. 4). Флогопит обогащен титаном, что является обычным для этого минерала из ультрамафитов Удачной, и согласно низкому содержанию Cr₂O₃, может быть, определен как первичная слюда. Рутил имеет высокое содержание FeO и довольно высокое содержание хрома. Состав основных элементов первичных минералов характеризуемого образца соответствует типичным гранатовым пироксенитам из этой трубки (табл. 4). Вторичные минералы, очевидно, замещают первичные гранат и ортопироксен. Следует подчеркнуть, что в этом образце присутствуют также шпинель и амфибол, которые, вероятно, принадлежат той же самой вторичной метасоматической ассоциации или представляют следующую стадию метасоматоза. Возраст циркона был определен в Картинском Технологическом Университете (Перт, Австралия) с использованием SHRIMPa. U-Pb изотопные отношение и концентрации были определены в зернах циркона in situ с использованием стандарта циркона 206Pb/238U=0/0928) Австралийского SL13 (572 Ma; Национального Университета. Более подробные детали аналитической процедуры и оценки экспериментальных данных приведены в [31 и ссылках там же].

Эти определения дают Pb-U возраст циркона 1.8 Ga (неопубликованные данные автора). Необходимо подчеркнуть, что этот возраст – пока единственные достоверные данные, которые определяют реальное время метасоматических событий в СКЛМ Сибирского кратона.

Такие свидетельства как неоднородное распределение в образце и рост



Рис. 5. Изображение в обратно-рассеянных электронах вторичного флогопита секущего гранат в ксенолите цирконсодержащего Gt-пироксенита из кимберлитовой трубки Удачная. (Образец У-2268).

Флогопит содержит включения рутила; помимо этого он корродирует зерно первичного граната. Между гранатом и флогопитом видна кайма, состоящая из вторичного амфибола и шпинели. Показаны точки микрозондовых анализов (данные в табл. 4).

Таблица 4

	Opx	Gt (1)	Fl (2)	Ru (3)	Sp (4)	Amf (5)
SiO ₂	52.96	41.08	39.61	0.03	0.1	48.85
TiO ₂	0.08	0.03	2.49	95.67	0.15	0.18
Al ₂ O ₃	4.7	22.75	13.46	0.02	59.63	9.37
Cr_2O_3	0.19	0.29	0.13	0.27	0.97	0.24
FeO	13.09	19.62	4.64	1.81	25.81	19
MnO	< 0.03	0.55	0.01	0.11	0.36	0.61
MgO	28.58	13.67	22.35	0.17	11.77	20.6
CaO	0.27	3.76	0.05	0.01	< 0.03	1.08
Na ₂ O	0.05	0.06	0.87	n.d.	n.d.	0.03
K ₂ O	n.d.	0.01	12.24	0.15	0.04	0.02
Total	99.96	101.81	95.86	98.24	98.83	99.97

Анализы минералов из ксенолита цирконсодержащего Gt-пироксенита из трубки Удачная (образец U-2268)

Примечание. Номера в скобках отвечают точкам анализов на рис. 5.

флогопита и, связанных с ним циркона и рутила, между породообразующими гранатом и ортопироксеном указывают на то, что эти минералы были сформированы как вторичные фазы. Очевидно, они образовались в процессе глобального метасоматоза пород мантии под Сибирской платформой. Как показано в работе [12], признаки мантийного метасоматоза в глубинных ксенолитах основного и ультраосновного состава отмечены во многих трубках Якутии. Единственные и относительно достоверные критерии проявления инфильтрационного метасоматоза - слюды и амфиболы, которые имеют метасоматическое происхождение в мантийных ксенолитах. Однако не имеется никаких достоверных данных, позволяющих судить об интенсивности проявления этих процессов в различных областях Сибирской платформы. На основании особенностей нахождения флогопита в породах мантии, который присутствует как в виде больших зерен, соизмеримых с другими минералами, так и в составе келефитовых кайм, очень вероятно, что метасоматические процессы в СКЛМ Сибирского кратона были повторны. В нашем случае, флогопит присутствует в виде больших зерен, подобных породообразующим гранату и ортопироксену. Наиболее вероятно, что образование флогопита и циркона имело место на одной из стадий модального метасоматоза, который, скорее всего, совпадал по времени с глобальным метасоматозом мантии. Таким образом, датированный возраст циркона в ксенолите гранатового ортопироксенита дает нам первую реальную оценку времени глобального метасоматоза мантии под Сибирским кратоном. Следует отметить, что возраст 1.8 Ga отвечает также времени главного этапа формирования коры Сибирской платформы [3], и таким образом указывает на совпадение этих событий.

Геохимия и эволюция представителей СКЛМ Сибирского кратона

Геохимические особенности вещества СКЛМ Сибирского кратона обсуждены с использованием данных по относительному содержанию и распределению элементов-примесей в эклогитовых и перидотитовых ксенолитах, а также с учетом аналогичных сведений для мегакристной продемонстрировано минералов. Как ЭТО результатами ассоциации протонного исследования и частично ICPMS данными, содержание и распределение примесных элементов в минералах эклогитовых ксенолитов из трубки Удачная и из таких трубок Южной Африки как Робертс Виктор, Монастери и другие - очень подобны [57, 62]. Главное различие - высокое обогащение эклогитов Удачной Sr и Ga и истощение гранатов и клинопироксенов Y и Zr. Эклогитовые клинопироксены Удачной больше обеднены LREE и менее радиогенны, чем таковые из ксенолитов Южной Африки, а гранат обогащен LREE [29, 57, 62]. Такое различие может быть объяснено как результат проявления более интенсивных метасоматических процессов в литосферной мантии под трубкой Удачная. ICPMS данные для эклогитов из Удачной подтвердили их подразделение на три группы в

терминах распределения элементов-примесей [62]. Подобные данные были получены для эклогитов Робертс Виктор и Мбуджи-Майи, которые указывают на сходство концентраций редкоземельных и других элементов в минералах эклогитов из этих двух столь удаленных кратонов [24, 30, 51]. Необходимо подчеркнуть, что эклогиты из Удачной и Робертс Виктор очень подобны в аспектах их петрографии, химизма и геохимии пород и минералов.

<u>Распределение примесных элементов в минеральных фазах эклогитов</u> <u>трубки Удачная</u>

Данные по примесным элементам для мантийных ксенолитов имеют важные значения по многим аспектам: (а) оценка распределения в минералах и правильное определение разделения примесных элементов между минералами пород мантии в зависимости от РТ- условий их формирования, (б) расшифровка сложной истории и эволюции мантийных эклогитов, что является дискуссионной темой [29, 30, 52, 57], (в) объяснение возможных различий в поведении примесных элементов в различных мантийных процессах.

Коллекция около 20 ксенолитов из трубки Удачная изучена на предмет состава и распределения примесных элементов в минералах. Только 5 из образцов были простыми биминеральными или кианитовыми эклогитами без алмазов. Алмазосодержащие ксенолиты помимо биминеральных эклогитов включали один образец гранатового клинопироксенита и два ксенолита гранатитов (с содержанием клинопироксена меньше чем 1 %). Содержание элементов-примесей изучалось В сосуществующих гранатах И клинопироксенах образцов, также вторичном почти всех а BO клинопироксене Специальная ксенолитах. проверка В некоторых центральных и периферийных частей зерен граната показала, что они гомогенны по содержанию как основных, так и примесных элементов. Небольшая зональность граната обнаружена только в двух образцах, где периферийные участки слегка обогащены в отношении Nd, Sm, Eu, Dy и Ho. при анализе первичного граната что Необходимо подчеркнуть, И клинопироксена в интенсивно метасоматизированных образцах и ксенолитах с частичным плавлением были выбраны только неизмененные реликты минералов.

Основные особенности результатов исследований LAM-анализов могут быть суммированы следующим образом:

-Хондрит-нормализованные REE в гранатах обычно показывают выпуклые формы и изменяются от слегка до сильно обогащенных в LREE (рис. 6), в то время как клинопироксены имеют обогащенные LREE распределения и характеризуются широкими вариациями в MREE (рис. 7).

-На основе REE распределения выделяются три различных типа гранатов в изученных эклогитовых ксенолитах: (1) "нормальная" группа,





Нормализованы по отношению к хондритовым значениям [36].





Нормализованы по отношению к хондритовым значениям [36].

имеющая выпуклую вверх форму с начальным резким прогрессивным увеличением в LREE, которое сопровождается более низким увеличением HREE, (2) " HREE-обедненная " группа, в которой HREE не показывают никакое отмеченное ранее увеличение от Dy до Yb и (3) " Еи-аномальная" группа, в которой имеется небольшая положительная Еи аномалия и общее плоское распределение HREE [55].

-Содержания примесных элементов в большинстве гранатов Группы (1) подобны, за исключением образца гранатита (Ud-220), где этот минерал очень богат Sc, Ga, Yt, Nb, Zr, Ce, Gd, Dy, Ho, Er, Yb, Lu и Hf (рис. 6).

- Широкие вариации в REE и также в распределении Sr наблюдаются для клинопироксенов (рис. 7); наиболее подходящее объяснение этого обогащения - частичное плавление, связанное с метасоматозом. Клинопироксен образца Ud-2260 имеет особенно высокие содержания Y, Sm, Dy, Ho, Er и Yb.

- Высокоглиноземистые ксенолиты имеют слегка положительные Euаномалии и низкие HFSE распределения, которые отчасти свидетельствуют в пользу корового протолита, в соответствии с результатами [30].

- Первичные клинопироксены большинства образцов обогащены в LREE, что указывает на широкое распространение скрытого метасоматоза во многих эклогитовых ксенолитах трубки Удачная; это подтверждает результаты петрографических наблюдений [44].

Следует подчеркнуть, что вхождение Sr, Ва и таких несовместимых элементов как V, Zr, Ni, и другие в гранат и клинопироксен не зависит по существу от Т и Р или общего состава минералов [40]. Эти наблюдения показывают, что часть элементов-примесей имеет независимое поведение и поддерживают предположение о том [29], что обогащение или истощение породообразующих минералов эклогитовых ксенолитов трубки Удачная некоторыми примесными элементами произошло вследствие процессов метасоматоза частичного плавления. REE распределение И сосуществующих гранатах и клинопироксенах и коэффициенты разделения Срх/Gt для многих примесных элементов в эклогитовых ксенолитах трубки Удачная [62] подобны таковым для эклогитов из Южной Африки, установленным авторами работы [40]. Однако, эти образования отличаются по Sr, Zr и Ni, что указывает на некоторые различия в эволюции мантийных эклогитов Сибирского и Южно-Африканского кратонов.

<u>Элементы-примеси как свидетельство проявления метасоматоза в</u> <u>ультрамафитовых ксенолитах</u>

Характер распределения примесных элементов в породах может отчасти использоваться для реконструкции мантийных процессов [22]. REEраспределение в клинопироксенах СКЛМ обычно очень подобно таковым хозяина перидотита, если перидотиты не содержат других фаз с высоким коэффициентом распределений для REE [22]. Это положение позволяет

использовать распределение примесных элементов в клинопироксенах ультрамафитов для оценки их поведения в породах. Многие мантийные перидотиты содержат клинопироксены, которые показывают сильное обогащение в LREE в результате влияния метасоматически LREEобогащенных флюидов. Свидетельством скрытого метасоматоза являются концентрации примесных несовместимые элементов В гранатах И клинопироксенах обогащенных гарцбургитов и гранатовых перидотитов из трубки Удачная. Это было установлено ICPMS-данными для минералов более 15 образцов. На рис. 8 показаны типичные REE-распределения для клинопироксенов в ультрамафитовых ксенолитах Удачной. Очевидно, что многие из перидотитов содержат клинопироксены с сильным обогащением в LREE в результате воздействия метасоматических LREE-обогащенных флюидов. Как показал Г.Довнис, на основании систематизации большого банка данных по поведению элементов-примесей в в минералах мантийных пород [22], REE-распределения в клинопироксенах, обычно, подобны таковым в породах. Это позволяет нам использовать распределение примесных элементов в клинопироксенах для оценки интенсивности метасоматических событий в мантийных ксенолитах. Имеются свидетельства [21], что во многих случаях это может быть более корректным методом в сравнении с данными по примесным элементам в породах, поскольку многие мантийных ксенолитов в кимберлитах содержат признаки образцы проникновения кимберлитового вещества или кимберлитовых агентов в виде тонких межзерновых прожилков в ксенолитах.

Представительные данные распределения примесных элементов в гранатах 18 образцов ультрамафитовых ксенолитов из трубки Удачная подтверждают широкое развитие и наличие скрытого метасоматоза среди мантийных ультрамафитов. Согласно [28, 46], это фиксируется в результате распределения элементов-примесей в гранатах и в первую очередь REEэлементов. Подобное поведение в распределении нормализованных концентраций REE-элементов имеют гранаты исследованных ультрамафитов из Удачной (рис. 9). Это отражается в выпуклом характере кривых распределения элементов, произошедшее в результате метасоматоза. Не возможно, обсуждать время и этапность метасоматических событий, которые являются непосредственно ответственными за этот эффект, но нет никаких сомнений, что в этом случае метасоматоз не связан с влиянием кимберлитовой магмы или воздействием флюидов.

<u>Re-Os систематика сульфидов в оливинах из кимберлитов эволюция</u> <u>СКЛМ Сибирского кратона</u>

Как показано выше, данные по распределению примесных элементов в различных типах ультрамафитов из кимберлитов Якутии весьма скудны. Однако, мы можем обсудить особенности геохимии ультрамафитов с привле-



Рис. 8. Хондрит-нормализованная диаграмма содержаний редких (REE) элементов в клинопироксенах ультрамафитов из кимберлитовой трубки Удачная. (Spetsius and Griffin., 1998, ICP-MS, GEMOC, неопубликованные данные).

Нормализованы по отношению к хондритовым значениям [36].





Нормализованы по отношению к хондритовым значениям [36].

чением данных, полученных по Re-Os изотопии сульфидов в мегакристах оливинов из трубки Удачная. Детальные Re/Os систематика изотопии сульфидов была получена более чем для 70 включений. Аналитическая процедуры для *in situ* Re-Os изотопного анализа дана в работе [26].

Сульфиды в мегакристах оливинов из трубки Удачная представлены срастаниями Fe-Ni-моносульфидных твердых растворов обедненных и богатых Ni с дополнением пентландита и халькопирита. Только 2/3 от всех исследованных сульфидных включений дают разумные модельные возраста. Модельные возраста большинства сульфидных включений варьируют от 2.4 до 3.5 Ga [26]. Главные пики времени их образования находятся в интервале 2.9 и 3.2. Ga (рис. 10). Мультивключения сульфидов были найдены и проанализированы в 10 оливинах. В большинстве случаев комбинации различных сульфидов в пределах отдельных зерен оливинов не дают Re-Os изохрон со значащими возрастами. Это предполагает, что эти включения представляют захваченные сульфиды различных генераций в одном зерне оливина [26].

Большинство Re-Os определений принадлежит датированию сульфидов в мантийных ксенолитах и алмазах из кимберлитов. Характеристики распределения изотопов Re и Os в ксенолитах мантии получены для пород в целом и обеспечивают возраста от 2.8 до 3.2 Ga для мафитовых и ультрамафитовых ксенолитов из якутских кимберлитов [41-44, 52]. Отношение изотопов Re-Os сульфидных включений в алмазы дает возраста образцов для Сибирской мантии, изменяющиеся от 2.8 до 3.5 Ga [44]. Как показано результатами *in-situ* Re-Os анализа сульфидных включений в оливинах Удачной, их возраста изменяются от 2.4-3.5 Ga с двумя пиками в 2.9 и 3.2 Ga [29]. Вероятно, они отражают главные события в СКЛМ Сибирской платформы.

Используя вышеприведенные данные, можно полагать, что большая СКЛМ под трубкой Удачная и, следовательно, под Сибирским часть кратоном, была сформирована в интервале 3.4 - 2.9 Ga, в результате одного или более процессов плавления и дифференциации протовещества [29, 42]. Результаты Re-Os изучения изотопов сульфидных включений в мегакристах оливина из кимберлитов показывают, что СКЛМ Сибирского кратона была стабилизирована преимущественно между 3.0 и 2.8 Ga назад. Главный пик значений Т_{МА} сульфидов в оливинах около 2.9 Ga (см. рис. 10) совпадает со временем кратонизации и окончанием главного этапа формирования СКЛМ, а также, вероятно, с повторным плавлением и образованием эклогитов [8, 29, 41, 47]. Несколько сульфидных включений в оливинах, имеющих низкий -Re/Os и T_{MA} =1.5-2.6 Ga, могут представлять новые дополнения к литосфере, и быть связаны с последними тектоническими событиями и нарушениями Re-Os систематик метасоматическими событиями. Эти результаты ясно демонстрируют сложную историю СКЛМ Сибирского кратона. Более молодое (протерозой) Re истощение возрастов интерпретируется, в основ-



Рис. 10. Обобщенная спектр-диаграмма модельных (T_{MA}) возрастов сульфидных включений в оливинах из трубки Удачная.

ном, как результат открытого поведения системы в течение последующей магматической деятельности и, вероятно, метасоматоза [29]. Такой возможный сценарий сложной истории Re-Os систематик подтверждает длительность формирования и эволюции литосферной мантии под Сибирского кратоном. Этот сценарий совместим с ограниченными данными относительно формирования коры в Далдынском и других террейнах [8].

Суммируя результаты исследований метасоматических процессов в ультрамафитах якутских кимберлитов, возможно выдвинуть следующие положения: а) развитие метасоматических минералов или обогащение примесными элементами наблюдается почти во всех разновидностях ксенолитов; б) наиболее явное проявление модального метасоматоза замещение первичных минеральных фаз флогопитом с дополнением шпинели и других минералов и развитие келефитовых кайм. Распределение примесных элементов в гранатах и их келефитах предполагает глубинное в) другое происхождение келефитизации; свидетельство модального метасоматоза в ксенолитах перидотитов - замещение орто- и клинопироксена водосодержащими и рудными фазами и развитие пузырей частичного плавления, состоящих ИЗ новых водосодержащих фаз В гранатах грубозернистых пироксенитов; г) метасоматические процессы обычно синхронизированы или очень близки к стадиям деформации пород мантии; д) согласно Re-Os определениям сульфидных включений в оливинах из Удачной, Os система была нарушена магматическими и метасоматическими событиями, которые имели место после формирования СКЛМ Сибирского кратона от 2.8 до 2.0 Ga; е) одна из стадий мантийного метасоматоза СКЛМ около 1.8 Ga подтверждена U-Pb SHRIMP-датированием циркона в метасоматизированном Gt-пироксените из Удачной; з) метасоматоз и процессы деформации более интенсивно проявлены в ксенолитах центральной части (Далдыно-Алакитский район) кимберлитовой провинции.

Метасоматоз и образование алмазов

<u>Многостадиальный рост алмазов</u>

Исследования кристаллов алмазов методами двупреломления, лазерной и катодолюминесценции показывают, что меньше 50 % алмазов из кимберлитов образовались в одноактном процессе [53]. Сложный рост демонстрируют многие алмазы, что отражается в их зональном строении, деформации, прерывистом и повторном росте, что весьма очевидно демонстрируется картинами внутреннего строения кристаллов полученным при исследовании алмазных пластин с помощью катодолюминесценции (рис. 11). Октаэдрические внешние формы кристаллов могут иметь центральные зоны различных форм. Это свидетельствует о том, что алмазы имеют многостадиальный и прерывистый рост, который отражает изменения окружающей среды и РТ-параметров в процессе их образования.

Существует ряд доказательств, что алмазы – ксенокристы в кимберлитах, наряду с ильменитом, гранатом и цирконом [12, 48, 53]. Однако имеется множество противоречий, которые трудно объяснить, при условии, что все алмазы в мантии кристаллизовались на первом этапе или одновременно с другими породообразующими минералами эклогитов или перидотитов.

Сложная и многоуровневая история роста установлена для части алмазов обоих основных ассоциаций мантийных пород, т.е. кристаллов с эклогитовым или перидотитовым парагенезисами. Это отражено в зональном росте алмазов, резорбции и деформации кристаллов и их более поздней Исследование перекристаллизации. больших кристаллов алмазных октаэдрического габитуса показало, что их центральные зоны могли иметь кубические, округлые, различные формы: кубо-октаэдрические или октаэдрические [16]. Это свидетельствует, ЧТО рост алмазов был прерывистый во времени, многостадиальный И что соответствовало изменениям химического состава среды их формирования и РТ-условий, а также вероятно, вариациям летучих и других подвижных компонентов, в первую очередь азота.

Свидетельства многостадиального роста алмазов достаточно убедительны и включают: (1) острые границы между зонами, имеющими различное содержание азота и его агрегатное состояние; (2) большие разли-



Рис. 11. Примеры зонального и мультистадийного роста алмазов по данным их катодолюминесценции.

чия в δ^{13} С и δ^{15} N во внутренних и внешних частях алмазов; (3) изобилие сульфидных включений, неоднородное их распределение в различных зонах и разнородность состава изотопов серы; (4) обнаружение комбинированных ассоциаций включений эклогитового и перидотитового парагенезисов в одном кристалле; (5) разнородность δ^{34} S, также как изотопов Pb сульфидов внутри отдельно взятых кристаллов алмаза. Соответствующие литературные ссылки и обсуждение вышеперечисленных фактов приведены в работах [54, 55, 61].

Несколько этапов формирования алмазов в мантии обосновывается результатами исследования включений в кристаллах из ряда кимберлитовых трубок Южной Африки [45]. Убедительное свидетельство было получено недавно благодаря Re-Os изотопному датированию индивидуальных сульфидных включений в алмазах из кимберлитов Коффифонтейна [43], которые дают два эпизода кристаллизации сульфидных включений и, соответственно, два возраста формирования алмазов.

Метасоматический рост алмазов в эклогитах

Алмазоносные эклогиты содержат петрографические и фотографические свидетельства, что, по меньшей мере, часть алмазов в них образовалась после формирования породы. Такими свидетельствами являются: а) практически

полное отсутствие алмазов внутри зерен первичных породообразующих гранатов; б) общее наблюдение, что в пределах отдельных образцов алмазы приурочены к зонам деформации или коррелируются с прожилками продуктов частичного плавления и изменения эклогитов; в) очевидная резорбция и особенности роста алмазов в этих зонах изменения; г) присутствие метасоматизированного с признаками частичного плавления ("губчатая" структура) клинопироксена в зонах изменения, а также в виде включений в алмазах [59]. Некоторые примеры метасоматического роста отдельных кристаллов даны на рис. 12.

Имеется ряд других прямых доказательств о вторичном росте алмазов и их взаимосвязи с процессами метасоматоза и частичного плавления. К ним можно отнести следующие: а) находки фаз частичного плавления в виде включений в алмазах трубки Мир и в кубических кристаллах из Заира и Ботсваны [16, 40], б) находки флогопита и плагиоклаза в алмазах трубки Монастери [40], в) обнаружение сингенетичных включений метасоматических минералов в алмазах [17, 33], г) недавнее сообщение об обнаружении микроалмазов метасоматического происхождения в ксенолитах Gt-пироксенитов - представителях мантии под Гавайями [67].

В результате исследования алмазов в эклогитовых ксенолитах из трубки Удачная, было установлено, что в редких образцах имеются два типа кристаллов, различных по морфологии, цвету, физическим и другим свойствам, которые могут быть идентифицированы с двумя исторически независимыми стадиями роста, соответственно, различными РТ-условиями или состояниям среды алмазообразования [55].

Большие монокристаллы главным образом октаэдрической формы вероятно были сформированы в более стабильных условиях и росли по тангенциальному закону [16], возможно, одновременно с основными породообразующими минералами эклогитов. Их рост В процессе метасоматоза также не исключен [64, 65]. Такие алмазы первой генерации в нередко содержат признаки индивидуальных ксенолитах сложной последующей истории - они могут быть искажены, содержать линии скольжения и следы пластической деформации, иногда нарушены и резорбированы [61].

В некоторых эклогитах наблюдается очевидная закономерность в распределении алмазов второй генерации [55], когда микроалмазы расположены по зонам частичного плавления или в келефитовых каймах вокруг гранатов, а также по общим зонам основных метасоматических изменений. Такое расположение алмазов было зафиксировано в ксенолитах эклогитов из Удачной, Сытыканской и других трубок Якутии. Алмазы второго поколения представлены кубами, алмазами в оболочке (возможно только оболочки этих кристаллов), и микроалмазами. Оболочки на алмазах и кубы были сформированы по неправильному механизму роста в условиях высокой степени пересыщения углеродом окружающей среды или питающих



Рис. 12. Алмазы, ассоциирующие с продуктами частичного плавления.

(a) Микроалмазы в продуктах частичного плавления (Образец Уд-24 в BSE + CL). (b) Алмаз с включениями вторичного клинопироксена и других фаз частичного плавления (Образец Уд-161 в BSE). (c) Алмаз с неярко выраженной зональностью во вторичном клинопироксене с секущими прожилками продуктов частичного плавления (Образец У-388 в BSE + CL). (d) Зональный кристалл скелетного алмаза с признаками резорбции частичным расплавом, расположенный между частично остеклованным клинопироксеном со "spongy" структурой и гранатом (Образец Уд-45 в BSE + CL).

флюидов. Такие условия могут быть реализованы на последних стадиях частичного плавления, когда расплав, был обогащен углеродом. Наиболее вероятно они росли при более низких РТ- условиях и кристаллизовались из сульфидно-силикатного расплава, обогащенного флюидными компонентами.

Эти факты и также возникновение алмазов в ряде эклогитов, когда вторичный характер алмазов в них очевиден (рост алмазов между и вокруг зерен породообразующих минералов и приуроченность кристаллов к прожилкам продуктов частичного плавления) позволяют выдвинуть гипотезу *позднего метасоматического образования алмазов* в некоторых эклогитах. Реальное доказательство подобной возможности - распределение алмазных кристаллов в продуктах частичного плавления и вокруг сегрегаций граната. Очевидно, что алмазы росли вокруг уже сформированных гранатов, к тому же в некоторых случаях алмазы второй генерации приурочены к келефитовым каймам вокруг граната и расположены в прожилках частичного плавления в клинопироксене [55, 59].

Взаимосвязь между процессом частичного плавления и ростом алмаза Существует несколько исследований, возможна. В которых весьма продемонстрировано, что алмазы подвергаются многостадиальному и прерывистому росту, что вызвано изменениями химического состава и РТусловий окружающей среды, например, [16, 54, 55, 59, 61, 65]. В частности, волокнистые алмазы содержат флюиды, которые высоко обогащены K, Na и другими несовместимыми элементами [40 и ссылки там же]. Недавно в соавторстве с другими опубликованы данные о Д.А.Зедгенизовым калийсодержащем клинопироксене включенном в алмаз из кимберлитовой представленное трубки Сытыканская [13]. Ядро этого включения, омфацитом, который окружен стекловатой оторочкой. Эти фазы выглядят подобно пироксенам эклогитов, вовлеченным в процесс частичного плавления с воздействием флюидов, которые в данном случае, вероятно, ответственны за плавление и образование стекловатой оторочки. Вполне возможно, что оторочки на оболочечных алмазах образовались в породах мантии, подвергнутых частичному плавлению, и выросли в результате подобного процесса. Другие алмазы, такие как кубы и микроалмазы, возможно, росли в результате проникновения метасоматических флюидов.

Не имеется, никаких однозначных свидетельств, на какой стадии мантийного метасоматоза или частичного плавления зарождались и росли алмазы, однако, взаимосвязь между ростом алмазов и частичным плавлением вполне вероятна. Это касается как роста оторочек и "рубашек" на кристаллах в стабильных и метастабильных условиях, так и резорбции алмазов, как показано на рис. 10 с, d. Предполагается, что метасоматический рост алмазов в ксенолитах эклогитов был неоднократным и был связан с частичным плавлением. Этот процесс мог иметь место в различные моменты эволюции мантии, и в некоторых случаях, вероятно, был связан с воздействием флюидов, предшествовавших внедрению кимберлитовых магм.

Заключение

Согласно Re-Os и Sm-Nd датировкам СКЛМ Сибирской платформы была сформирована в Архее. Вертикальная и латеральная неоднородности СКЛМ - результат первичной дифференциации вещества мантии, более позднего дополнения субдуцированной океанической коры в центральной части платформы и последующих преобразований процессами глобального метасоматоза и связанных с ним тектонических деформаций.

В кимберлитах Якутии ксенолиты эклогитов и других пород основного состава содержат свидетельства проявления процессов метасоматоза и частичного плавления. Модальный и скрытый метасоматоз распространен также в ксенолитах ультрамафитов из кимберлитов. Эти процессы часто взаимосвязаны с тектонической деформацией мантийных пород, вероятно, происходили неоднократно в СКЛМ Сибирского кратона, были более интенсивны в центральной части кимберлитовой провинции и коррелируются с главными тектоно-магматическими событиями, фиксируемыми в земной коре.

В большинстве трубок различных кимберлитовых полей Якутии разнообразие и распределение петрографических типов мантийных ксенолитов сходно, что свидетельствует о подобии СКЛМ Сибирского кратона, в целом. В то же время, эволюция СКЛМ различных районов внутри кимберлитовой провинции могла быть различна как по интенсивности развития мантийного метасоматоза, частичного плавления и тектонических деформаций, так и по времени проявления этих процессов и других тектономагматических событий.

Предполагается, что метасоматический рост алмазов в ксенолитах эклогитов мог быть близко связан с глобальным мантийным метасоматозом, который в свою очередь явился основной причиной частичного плавления. Согласно гипотезе метасоматического образования алмазов их рост мог происходить в мантийных условиях неоднократно как на различных этапах эволюции СКЛМ Сибирского кратона, так и незадолго до внедрения кимберлитовых магм при активном участии протокимберлитовых флюидов.

Благодарности

Я благодарю Билла Гриффина, Сюзанну О'Рейли и Вэйни Тейлора за совместные исследования с использованием ISPMS содержаний элементовпримесей в минералах из ксенолитов, а также за гостеприимство и финансовую поддержку в течение нескольких посещений Австралии. Автор глубоко признателен Брендону Гриффину за его поддержку в проведении электронно-зондовых исследований микроалмазов и вторичных минералов в Автор благодарен Александру Иванову эклогитах. за помощь микрозондовыми анализами и получение сканирующих электронных изображений, а также признателен Лэрри Тейлору за обсуждение процессов частичного плавления в ксенолитах, что помогло лучше понять их природу.

Литература

- 1. Бобриевич А.П., Бондаренко М.Н., Гневушев М.А. и др. Алмазные месторождения Якутии.-М.:Госгеолтехиздат, 1959.-525 с.
- 2. Буланова Г.П., Специус З.В., Лескова Н.В. Сульфиды в алмазах и ксенолитах из кимберлитовых трубок Якутии. Новосибирск, Наука, 1990, 120 с.
- 3. **Пономаренко А.И.**, 1977. Частичное плавление в эклогитах (природные процессы), Доклады АН СССР, 235, 1416-1418.
- 4. Пономаренко А.И., Лескова Н.В., 1980. Особенности химического состава минералов алькремитов из кимберлитовой трубки Удачная. Доклады АН СССР, 252, №3, 707-711.
- 5. **Пономаренко А.И., Серенко В.П., Лазько Е.Е.,** 1973. Первые находки алмазоносных эклогитов в кимберлитовой трубке "Удачная". Докл. АН СССР, 209, №1, 188-189.
- 6. **Пономаренко А.И., Соболев Н.В., Похиленко Н.А. и др.,** 1976. Алмазоносный гроспидит и алмазоносные дистеновые эклогиты из кимберлитовой трубки "Удачная", Якутия. Докл. АН СССР, т. 226, №4, 927-930.

- 7. Пономаренко А.И., Специус З.В., Любушкин В.А., 1977. Кианитовый эклогит с коэситом. Докл. АН СССР, 236, № 1, 21-22.
- 8. Розен О.М., Серенко В.П., Специус З.В., Манаков А.В., Зинчук Н.Н., 2002. Якутская кимберлитовая провинция: положение в структуре Сибирского кратона, особенности состава верхней и нижней коры. Геология и геофизика, № 1, 3-26.
- 9. Соболев Н.В. Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. Новосибирск, Наука, 1974, 264 с
- 10. Соловьева Л.В., Владимиров Б.М., Днепровская Л.В. и др. Кимберлиты и кимберлитовые породы: Вещество верхней мантии под древними платформами. Новосибирск: ВО «Наука», 1994, 238 с.
- 11. Специус З.В., Пономаренко А.И., 1979. Аморфизованные эклогиты представители астеносферы Земли, Доклады АН СССР, 235, 1415-1419.
- 12. Специус З.В., Серенко В.П. Состав континентальной верхней мантии и низов коры под Сибирской платформой. М.: Наука, 1990. 272 с.
- 13. Зедгенизов Д.А., Логвинова А.М., Шацкий, В.С., Соболев, Н.В., 1998. Включения в микроалмазах из кимберлитовых трубок Якутии. Доклады РАН, 359, 74–76.
- Beard, B. L., Fraracci, K. N., Taylor, L. A., Snyder, G. A., Clayton, R. N., Mayeda, T. and Sobolev, N. V., 1996. Petrography and geochemistry of eclogites from the Mir kimberlite, Yakutia, Russia. Contrib. Mineral. Petrol. 125, 293-310.
- 15. **Brenan, J.M., Shaw, H.F., Ryerson, F.J. and Phinney, D.L.,** 1995. Mineral-aqueous fluid partitioning of trace elements at 900oC and 2.0 GPa: Constraints on the trace element chemistry of mantle and deep crustal fluids. Geochimica et Cosmochimica Acta 55, 2203-2214.
- 16. Bulanova, G.P., 1995. The formation of diamond. J. Geochem. Explor. 53, 1-23.
- 17. Bulanova, G.P., Muchemwa, E., Pearson, D.G., Griffin, B.J., Kelly, S.P., Klemme, S. and Smith, C.B., 2003. Syngenetic inclusions of yimengite in diamond from Sese kimberlite (Zimbabwe) evidence for metasomatic conditions of growth. Ext. Abstracts of 8th Intern. Kimberlite Conf., Victoria, Canada.
- 18. Chinner, J. A. and Cornell, D. H., 1974. Evidence of kimberlite-grospydite reaction. Contribution Mineralogy and Petroogy, 45, 153-160.
- 19. Dawson, J. B., 1980. Kimberlites and their xenoliths. Berlin: Springer-Verlag, 252p.
- 20. **Dawson, J.B.,** 1987. Metasomatized harzburgites in kimberlite and alkaline magmas: enriched restites and "flushed" lherzolites. In: Menzies, M.A. and Hawkesworth, C.J. (eds) Mantle metasomatism. London: Academic Press, pp. 125-144.
- 21. **Dawson, J. B.,** 2002. Metasomatism and partial melting in upper-mantle peridotite xenoliths from the Lashaine volcano, Northern Tanzania. Journal of Petrology 43, 1749-1777.
- 22. **Downes, H.,** 2001. Formation and modification of the shallow sub-continental lithospheric mantle: a review of geochemical evidence from ultramafic xenolith suites and tectonically emplaced ultramafic massifs of western and central Europe. Journal of Petrology 42, 233-250.
- 23. Erlank, A.J., Water, F. G., Hawkesworth, C. J., Haggerty, S. E., Allsopp, H. L., Rickard, R. S., and Menzies, M., 1987. Evidence for mantle metasomatism in peridotite nodules from kimberlite pipes, South Africa. In: Menzies, M.A. and Hawkesworth, C.J. (eds) Mantle metasomatism. London: Academic Press, pp. 221-311.
- 24. **Fadili, S. El. and Demaiffe, D.,** 1999. Petrology of eclogite and granulite nodules from the Mbuji Mayi Kimberlites (Kasai, Congo): Significance of kyanite-omphacite intergrowths. In: Gurney, J.J., Gurney, J.L., Pascoe, M.D. and Richardson, S.H. (eds) Proceedings of 7th Intern. Kimberlite Conf. 1, Cape Town: Red Roof Design, 205-213.

- 25. Franz, L., Brey, G.P. and Okrusch, M., 1995. Metasomatic requuilibration of mantle xenjliths from the Gibeon kimberlite province (Namibia), Ext. Abstracts of 6th Intern. Kimberlite Conf., Novosibirsk, Russia, 169-171.
- 26. Griffin, W.L, Spetsius, Z.V., Pearson, N.J., and O'Reilly, S.Y., 2002. In-situ Re-Os analysis of sulfide inclusions in kimberlitic olivine: new constraints on depletion events in the Siberian lithospheric mantle. Geochemistry, Geophysics, Geosystems 1, N 11. GC000287.
- 27. Harte, B., Winternburn, P.A., and Gurney, J.J., 1987. Metasomatic and enrichment phenomena in garnet peridotite facies mantle xenoliths from the Matsoku kimberlite pipe, Lesotho. In: Menzies, M.A. and Hawkesworth, C.J. (eds) Mantle metasomatism. London: Academic Press, pp. 145-220.
- 28. Hoal, K.E.O., Hoal, B.G., Erlank, A.J., and Shimizu, N., 1994. Metasomatism of the mantle lithosphere recorded by rare earth elements in garnets. Earth and Planetary Science Letters 126, 303-313.
- 29. Ireland, T. R., Rudnick, R. L and Spetsius, Z. V., 1994. Trace elements in diamond inclusions from eclogites reveal link to Archean granites. Earth and Planetary Science Letters 128, 199-213.
- 30. Jacob, D., and Foley, S.F., 1999. Evidence for Archean oceanic crust with low high field strength element signature from diamondiferous eclogite xenoliths, Lithos 48, 317-336.
- 31. Kinny, P.D., Black, L.P. and Sheraton J.W., 1993. Zircon ages and the distribution of Archaean and Proterozoic rocks in the Rauer Islands. Antarctic Science 5, 193-206.
- 32. Kinny, P.D., Trautman R.L., Griffin B.J., Fitzsimons, I.C.W. and Harte B. 1999. Carbon isotopic composition of microdiamonds. Proceeding of 7th International Kimberlite Conference 1, 429-436.
- 33. Kopylova, M.G., Rickard, R.S., Kleyenstueber, A., Taylor, W.R., Gurney, J.J. and Daniels, L.R., 1997. First occurrence of strontian K-Cr loparite and Cr chevkinite in diamonds. The 6th IKC proceeding, Russian Geology and Geophysics 38, 405-420.
- 34. Lappin, M.A., 1978. The evolution of a grospydite from Roberts Victor Mine, South Africa. Contribution to Mineralogy and Petroogy 66, 229-241.
- 35. McCormick, T. C., Smyth, J. R. and Caporuscio F. A., 1994. Chemical systematics of secondary phases in mantle eclogites. In: Meyer, H.O.A. and Leonardos O.H. (ed) Kimberlites, related rocks and mantle xenoliths. Rio de Janeiro: Spec. Publ., Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais, 405-419.
- 36. McDonough, W. F. and Sun, S. S., 1995. The composition of the Earth. Chemical Geology 120, 223-253.
- 37. **Menzies, M. A.**, 1990. Petrology and geochemistry of the continental mantle: an historical perspective. In: Menzies M.A. (ed) Continental mantle. Oxford: Science Publication, 50-54.
- 38. **Meyer, H.O.A.**, 1985. Genesis of diamond: a mantle saga. American Mineralogist 70, 344-355.
- 39. Navon, O., 1999. Diamond formation in the Earth's mantle. The 7th IKC proceeding 2, 584-605.
- 40. **O'Reilly, S.Y. and Griffin, W.L.,** 1995. Trace-element partitioning between garnet and clinopyroxene in mantle-derived pyroxenites and eclogites: P-T-X controls, Chemical Geology 121, 105-130.
- 41. Pearson, D.G., 1999. The age of continental roots. Lithos 48, 171-194.
- 42. Pearson, D. G., Shirey, S. B., Carlson, R. W., Boyd, F. R., Pokhilenko, N. P. and Shimizu, N., 1995. Re-Os, Sm-Nd and Rb-Sr isotope evidence for think Archaean lithospheric mantle beneath the Siberia craton modified by multistage metasomatism. Geochimica et Cosmochimica Acta 59, 959-977.

- 43. **Pearson, D.G., Shirey, S.B., Harris, J.W. and Carlson, R.W.,** 1998. Sulphide inclusions in diamonds from the Koffiefontein kimberlite, S. Africa: constraints on diamond ages and mantle Re-Os systematics. Earth and Planetary Science Letters 160, 311-326.
- 44. **Pearson, D.G., Shirey, S.B., Bulanova, G. P., Carlson, R.W. and Milledge, H.J.,** 1999. Re-Os isotopic measurements of single sulfide inclusions in a Siberian diamond and its nitrogen aggregation systematics. Geochimica et Cosmochimica Acta 63, 703-711.
- 45. Richardson, S. H., Harris, J. W. and Garney, J. J., 1993. Three generations of diamonds from old continental mantle. Nature 366, 256-258.
- 46. Shimizu, N. and Richardson, S. H., 1987. Trace element abundance patterns of garnet inclusions in peridotite-suite diamonds. Geochimica et Cosmochimica Acta 51, 755-758.
- 47. Shirey, S.B., Carlson, R.W., Richardson, S.H., Menzies, A., Gurney, J., Pearson, D.G., Harris, J.W. and Wiechert, U., 2001. Archean emplacement of eclogitic components into the lithospheric mantle during formation of the Kaapvaal Craton. Geophysics Research Letters 28, p. 2509-2512.
- 48. **Sobolev, N.V.,** 1977. Deep-seated Inclusions in Kimberlites and the Problem of Upper Mantle Composition, Novosibirsk: Nauka, Engl. Translation by Brown, D.A., and Boyd, F.R., (ed.), American Geophysics Union, Washington, D.C., 279 p.
- 49. Sobolev, V.N., Taylor, L.A., Snyder, G.A Jerde, E.A., Neal, C.R. and Sobolev, N.V., 1999. Quantifying the Effects of metasomatism in mantle xenoliths: Constraints from secondary chemistry and mineralogy in Udachnaya eclogites, Yakutia, In'l. Geology Review 41, 391-416.
- 50. Sobolev, V.N., Taylor, L.A., Snyder, G.A., Sobolev, N.V., Pokhilenko, N.P. and Kharkiv, A. D., 1997. A unique metasomatized peridotite from the Siberian Platform. Proceedings of 6th Intern. Kimberlite Conf. 1: Kimberlites, Related Rocks, and Mantle Xenoliths. Russian Geology and Geophysics 38, 218-228.
- 51. Snyder, G.A., Taylor, L.A., Crozaz, G., Halliday, A.N., Beard, B.L, Sobolev, V.N. and Sobolev, N.V., 1997. The origin of Yakutian eclogite xenoliths. Journal of Petrology 38, 85-113.
- 52. Snyder, G.A., Taylor, L.A., Crozaz, G., Halliday, A.N., Beard, B.L., Sobolev, V.N. and Sobolev, N.V., 1998. The diamond-bearing Mir eclogites, Yakutia: Nd and Sr isotopic evidence for the continental crustal imput in an Archean oceanic environment. Ext. Abstracts of 7th Intern. Kimberlite Conf., Cape Town, South Africa, pp. 826-828.
- 53. **Spetsius, Z.V.,** 1995. Occurrence of diamond in the mantle: a case study from the Siberian Platform. Journal of Geochemical Exploration 53, 25-39.
- 54. **Spetsius, Z. V.,** 1995. Diamondiferous eclogites from Yakutia: Evidence for a late and multistage formation of diamonds. Ext. Abstracts of 6th Intern. Kimberlite Conf., Novosibirsk, 572-574.
- 55. **Spetsius, Z.V.,** 1999. Two generation of diamonds in the eclogite xenoliths. In: Gurney, J.J., Gurney, J.L., Pascoe, M.D. and Richardson, S.H. (eds) Proceedings of 7th Intern. Kimberlite Conf. 2. Cape Town: Red Roof Design, 823-828.
- 56. **Spetsius, Z.V. and Griffin, B.J.**, 1998. Secondary phases associated with diamonds in eclogites from the Udachnaya kimberlite pipe: Implications for diamond genesis, Ext. Abstracts of 7th Intern. Kimberlite Conf., Cape Town, South Africa, 850-852.
- 57. **Spetsius, Z.V. and Griffin, W. L.,** 1997. Trace elements in minerals from eclogites from the Udachnaya kimberlite pipe, Yakutia. Proceedings of 6th Intern. Kimberlite Conf., Russian Geology and Geophysics 38, 240-246.
- 58. **Spetsius, Z.V. and Griffin, W.L.,** 1998. Trace element composition of garnet kelyphites in xenoliths from Udachnaya as evidence of their origin. Ext. Abstracts of 7th Intern. Kimberlite Conf., Cape Town, South Africa, 853-855.
- 59. **Spetsius, Z.V. and Taylor, L.A.,** 2002. Partial Melting in Mantle Eclogite Xenoliths: Connection with Diamond Paragenesis. In'l. Geology Review 44, 973-987.
- 60. **Spetsius, Z.V. and Taylor, L.A.,** 2003. Kimberlite xenoliths as evidence for subducted oceanic crust in the formation of the Siberian craton. Proceedings of 3d Intern. Workshop: Plumes and problem of deep sources of alkaline magmatism. Irkutsk, 5-19.
- 61. **Spetsius, Z.V. and Taylor, L.A.,** 2003. Metasomatic diamonds in eclogite xenoliths: petrologic and photographic evidence. Ext. Abstracts of 8th Intern. Kimberlite Conf., Victoria, Canada.
- 62. **Spetsius, Z.V., Taylor, W.R. and Griffin, B.J.,** 1998. Major and trace-element partitioning between mineral phases in diamondiferous and non-diamondiferous eclogites from the Udachnaya kimberlite pipe, Yakutia. Ext. Abstracts of 7th Intern. Kimberlite Conf., Cape Town, South Africa, 856-858.
- 63. Switzer, G. and Melson, W. G., 1969. Partially melted kyanite eclogite from the Roberts Victor mine. South Africa, Smithsonning Contribution Earth Science 1, 1-9.
- 64. Taylor, L.A., Milledge, H.J., Bulanova, G.P., Snyder, G.A. and Keller, R.A. 1998. Metasomatic eclogitic diamond growth: evidence from multiple diamond inclusions. Int. Geol. Rev. 40, 663-676.
- 65. Taylor, L. A., Keller, R. A., Snyder, G. A., Wang, W. Y., Carlson, W. D., Hauri, E. H., McCandless, T., Kim, K.R., Sobolev, N. V., 2000. Diamonds and their mineral inclusions, and what they tell us: A detailed "pull-apart" of a diamondiferous eclogite. Int. Geol. Rev. 42, 959-983.
- 66. **Vischnevsky, A.A.,** 1991. Kelyphites on garnets in mantle xenoliths and kimberlites: compositions, genesis, petrological applications. Extended Abstracts of 5th International Kimberlite Conference, Araxa, Brasilia, pp. 571-572.
- 67. Wirth, R., and Rocholl, A., 2003. Nanocrystalline diamond from the Earth's mantle underneath Hawaii. Earth and Planetary Science Letters 211, 357-369.

УДК 551.22 +552.11

Строение мантийной колонны под кимберлитовой трубкой Айхал (Алакитское поле, Якутия)

Ащепков И.В.¹, Владыкин Н.В.², Ротман А.Я.³, Логвинова А.М.¹, Кучкин А.С.¹, Палесский С.В.¹, Сапрыкин А.И.¹, Аношин Г.Н.¹, Хмельникова О.С.¹

¹ ОИГГиМ СО РАН, Новосибирск, Россия ² Институт геохимии СО РАН, Иркутск, Россия ³ ЦНИГРИ, АЛРОСА, Мирный, Россия

Концентрат из кимберлитовой трубки Айхал – был проанализирован на микрозонде и LAM ICP MS. Детальная термобарометрия на основе граната (Ashchepkov, 2003) и клинопироксена (Ashchepkov, 2003а) позволила построить мантийный разрез литосферы, состоящий из 9 уровней. Нижние горизонты имеют первичную дунит _ гарцбургитовую природу. Клинопироксеновая геотерма почти непрерывна в средней части и соответствует тепловому потоку 35 мвт/м² и менее. Два нижних горизонта (65-50 кбар) разогреты до 45 мвт/м2, скорее всего под влиянием внедрившихся протокимберлитовых расплавов, что сопровождалось кристаллизацией мегакристовой ассоциации и титанистых перидотитовых минералов. Два вышележащих горизонта существенно лерцолит- гарбургитовы с большой долей метасоматитов. Пироксенитовая линза состоит из нижнего уровня представленного гранатовыми разностями И верхнего, существенно без граната и хромита. Вышележащие пироксенитового гранатовые перидотиты истощены до гарцбургитов, гранат – шпинелевые перидотиты также умерено истощены. Шпинелевая фация мантии аномально разогрета и содержит существенную долю гранатовых пироксенитов. Безгранатовые железистые разности трассируют основание коры.

При изменении состава минералов по отдельным уровням мантии наблюдаются сопряженные тенденции. Ильменитовые нодули частично кристаллизовались за счет AFC процесса с растворением хромитов. Расщепление ильменитового тренда по Cr₂O₃ обусловлена кристаллизацией его в крупных магматических телах и оперяющих трещинах в перидотитах. В свою очередь жильная система, в которой кристаллизовался ильменит, вероятно влияла на геохимические характеристики породообразующих перидотитовых минералов.

Геохимические особенности минералов: гранатов (12), клинопироксенов (7), хромитов (7), ильментиов (3), цирконов (3), проанализированных LAM ICP MS методом обнаруживают слабое истощение HFSE компонентами и более отчетливое для Zr, которое возрастает при при уменьшении уровня REE, почти примитивное LILE распределение и обогащение Th, U. Для гранатов характерны пики Pb, а для пироксенов минимумы. Ильмениты резко дифференцированы мелкие разности из конечной части ильменитового тренда 1000 обогащены LREE относительно разновидностей из начальной части тренда. REE для хромитов по конфигурации близки к ильменитовым.

Алмазы обнаруживают резкое обогащение Ba, Sr, Pb и Eu аномалии свойственные эклогитам для разновидностей с низким уровнем REE ~0.1 относительно C1, обогащенные разности ~10 C1 не имеют этих тенденций.

Введение

Кимберлитовая трубка Айхал – одна из наиболее продуктивных в Сибирской алмазоносной провинции расположена в центральной части Алакитского кимберлитового поля (рис. 1). Кимберлиты в этой трубки и ксенолиты глубинных пород [16] глубоко изменены серпентинизированы и карбонатизированы, хотя первичные парагенезисы и петрографический тип пород могут быть восстановлены. Особенности минералогии мантии под кимберлитовой трубкой изучены в основном по концентрату [20]. В данной работе приведены дополнительные данные о геохимии и минералогии мантийных пород и реконструкции особенностей строения мантийной колонны жильной системы и процессов, происходящих под кимберлитовой трубкой по этим данным.

Кимберлиты и концентрат изучались визуальным с отбором из концентрата представительных выборок по отдельным минеральным видам. Затем они анализировались в аналитическом центре ОИИГГиМ СО РАН на микрозонде CamebaxMicro (аналитик *O.C. Хмельникова*), а наиболее интересные зерна исследовались методом LAM ICP MS на масспектрометре "ELEMENT" (Finnigan) с лазерной приставкой UV LaserProbe (аналитики *Палесский С.В., Кучкин С.М., Сапрыкин А.И.*). По данным минеральной термобарометрии [3, 21, 22] реконструировано строение мантийной колонны.

Минералогия концентрата

Минеральный концентрат был получен из протолочек керна скважин наиболее свежего кимберлита и из шлама, оставшегося при обогащении кимберлитов. Распределения фигуративных точек гранатов и ильменитов на вариационных диаграммах по разным пробам несколько различаются, различается и количественные соотношения отдельных фаз. Наиболее богаты глубинным ультраосновным материалом туфогенная толща верхней части кимберлитовой трубки с глубин <100 м, где мелкий ксеногенный материал окатан до шарообразной формы, как в продуктах фреатомагматических извержений, например – пикрит-базальтов Витимского плато [4].

Гранат. Распределение гранатов для трубки Айхал весьма специфично. Дунит – гарцбургитовые гранаты здесь распространены чаще, чем в других трубках Алакитского поля (рис. 2). Они начинают встречаться от 3% Cr_2O_3 , затем преобладают, начиная от 6% Cr_2O_3 , а при 8-10% они слагают практически весь интервал, причем степень обеднения CaO и истощения материнских пород растет с хромистостью до 9% Cr_2O_3 . Основной тренд лерцолитовых гранатов протягивается непрерывно от 1 до 8 % Cr_2O_3 и около 9%, далее они появляются в интервале 11-12% Cr_2O_3 . Наиболее хромистые



Рис. 1. Схема положения изученных кимберлитовых трубок в пределах Алакитского и Далдынского районов.

1. $P_2 - T_1$ траппы, 2. $C_2 - P_1$ песчаники, 3. $Cm_2 - S_1$ карбонатные толщи, 4. кимберлитовые трубки (а- продуктивные, б – с неустановленной продуктивностью).

разности ~15% Cr_2O_3 попадают в верхнюю часть гарцбургитового поля. Пироксенитовые гранаты [50] встречаются на отрезке от 4 до 6,5% Cr_2O_3 . судя по CaO, но обогащение TiO₂ характерно и для малохромистых гранатов – до 4 %. Повышение FeO также выражено в интервалах 0-3,5 и 4-7 % Cr_2O_3 .

Cr- диопсиды. В предыдущих исследованиях хромистый клинопироксен для данной трубки практически не отмечался [20], хотя в первых же протолочках кимберлита он был обнаружен в образцах керна богатого гранатом пикроильменитом и другим ксеногенным материалом. Обогащение Na₂O свойственно малоглубинным низкохромистым гранатам и скорее отвечает пироксенитам.

Моноклинные пироксены из трубки Айхал гетерогенны, различаются, как минимум, 3 группы хромистых клинопироксенов. Наиболее железистые 4-6,5% FeO обнаруживают 2 тренда совместного роста TiO₂ и FeO и падения CaO, что типично для процесса магматической дифференциации (рис.3).



Рис. 2. Вариации состава гранатов из кимберлитовой трубки Айхал.

Почти стабильные содержания Na₂O и Al₂O₃ позволяют предполагать процесс взаимодействия эволюционирующего расплав с мантийными уровне мантии. перидотитами на ОДНОМ Данные термобарометрии показывают, что железистый тренд образован наложением двух групп одна из которых (~4-6% FeO) отвечает наиболее глубинным условиям, а другая (>6% FeO) – шпинелевой фации мантии. Промежуточные значения отвечают различным продуктам взаимодействия глубинных расплавов и мантийных перидотитов на разных уровнях мантийной колонны. Основная группа FeO гетерогенна и образована вероятнее всего перидотитов 1-3% различными по петрографическому составу перидотитами. Сг-диопсиды с высокими концентрациями Cr- Na обычно типичны для метасоматических ассоциаций [29, 57]. Совмещение высоко- и низкобарических трендов с различными тенденциями привело к тому, что обычно четкие зависимости положительных корреляций FeO- TiO₂- Na₂O Al₂O₃ и отрицательного FeO-Cr₂O₃ проявлены неотчетливо.

Хромиты, которые являются также типичными перидотитовыми минералами, в концентрате из трубки Айхал преобладают над ильменитами. Гистограмма Cr₂O₃ имеет резко ассиметричное логнормальное распределение с максимумом соответствующим алмазным парагенезисам 60-64 % Cr₂O₃ (рис.4). Кроме того, имеется не менее 6 дополнительных максимумов, которые вероятно отвечают расслоенности мантийной колонны. Хромитовый трубках, обнаруживает тренд, также как и в других расщепление на ульвошпинелевую и хромитовую ветви в интервале 40-64%



Рис. 3. Вариации состава Cr- диопсидов из кимберлитовой трубки Айхал.

Cr₂O₃. На отдельных отрезках существуют серии непрерывных составов, которые связывают две ветви и могут отвечать вариациям составов отдельных пород контактового типа (между титанистыми парагенезисами и типичными перидотитами) или магматической или метасоматической зональности. В интервале 37-30% Cr₂O₃ у хромитового тренда пропуск, затем



Рис. 4. Вариации состава хромитов из кимберлитовой трубки Айхал.

начинают преобладать обогащенные MgO разновидности шпинелидов. Возрастание содержания NiO от 0,05 до 0,3%, скорее всего, связано с окислительно- восстановительными условиями [59] и, что более вероятно, с потенциалом S, который повышается в нижней части мантийной колонны. Концентрация V_2O_5 в хромистых ассоциациях обнаруживает существенные вариации и в целом снижется вместе с Cr_2O_3 с 0,5 до 0,1%, что нетипично для хромитовых трендов.

Ильмениты в трубке Айхал распространены не во всех разновидностях кимберлита и преобладают в полимиктовых туфах и брекчиях. Интервал вариаций TiO_2 составляет 45-55%, что обычно для трубок Алакитского района (рис. 5) Для более магнезиальных разновидностей характерно расщепление тренда на низко- и высокохромистые ветви, более резкое, чем для тр. Зарница [2]. По всей вероятности, это обусловлено кристаллизацией в разных условиях: в крупных магматических телах, где влияние вмещающих перидотитов минимально, и жильных телах с контаминацией перидотитами. Низкохромистые (<1%) в интервале 55-48 % TiO₂ имеют тенденцию снижения хромистости, вероятно, за счет сокристаллизации хромита (ульвошпинелевой ветви), для высокохромистых разновидностей характерно, наоборот, постепенное повышение концентраций Cr_2O_3 , что также типично и для трубки Юбилейная [7]. Как и в других трубках отмечается резкое повы-



Рис. 5. Вариации состава ильменитов из кимберлитовой трубки Айхал.

шение хромистости в начале и в конце тренда (до 6% Cr₂O₃). Ильменитовый тренд трубки Айхал близок по конфигурации к тренду из трубки Сытыканская [51]. Для Al₂O₃ отмечаются отдельные отрезки, на которых ветви с резким снижением концентраций этого компонента на фоне общего долее плавного убывания. Вероятнее всего, это связано с сопутствующим фракционированием граната в разных пропорциях на отдельных отрезках тренда (уровнях глубинности мантийной колонны). NiO имеет общую тенденцию снижения, в конце наблюдается отрезок резкого возрастания его концентраций, вероятно за счет взаимодействия с мантийными перидотитами остаточных порций протокимберлитового расплава, ИЗ которого кристаллизовался ильменит при формировании системы подводящих каналов Уровень концентраций перед извержениями. MnO для средней И низкомагнезиальной части тренда почти постоянный 0,2-0,3%. В начале тренда отмечаются наиболее высокие содержания до 3% и отдельные субтренды снижения концентраций MnO. Начиная с 51% TiO₂, уровень MnO в ильменитах стабилизируется. Вероятно, что высокие концентрации могут быть связаны с некоторой примесью субдукционного материала в нижней части мантийной колонны, поскольку объяснять широкие вариации FeO-MnO чисто темепературными условиями маловероятно [30]. Такие вариации

147

были обнаружены ранее в пределах поликристаллических ильменитовых нодулей киберлитовой трубки КL-1 Колорадо [5], причем наиболее высокие концентрации отмечены в мелких изометричных зернах интерстициального вида. Для V₂O₅ характерны тенденции небольшого роста, что типично для магматических процессов. Возрастание до 3% отмечено лишь в начале тренда и, возможно, отвечает полной кристаллизации небольших порций расплава в слепых жилах. Окислительные условия, судя по уровню окисного железа, несколько растут в конце ильменитового тренда. Кимберлитовые пикроильмениты, которые продуктами долгое время считаются дифференциации кимберлитовой магмы [32, 42] благодаря сходству по изотопному составу [45] более вероятно кристаллизовались ИЗ протокимберлитового расплава в полибарической системе на стадии формирования подводящих каналов.

Флогопиты в данной трубке встречаются часто, но ограниченное число проанализированных зерен не позволяет рассмотреть систематические вариации – два из проанализированных зерен относятся к перидотитовому типу кристаллизовавшихся в слабоистощенных породах.

Проанализированный Na-К *амфибол* относится к хромсодержащим паргаситам [55] и, вероятно, не очень глубинный.

Термобарометрия

Из-за почти полного отсутствия сростков минералов была применена лишь мономинеральная термобарометрия по клинопироксену [3,22] и гранату [21]. Геотерма, полученная по клинопироксену с использованием жадеит – диопсидовой термобарометрии [21] регулярна и похожа на многие трубки Южной Африки [44], отвечая в средней части тепловому потоку 35 мвт/м² и даже ниже, а в нижней части на уровне ~ 65 кбар разогреву до 45 мвт/м² (рис. 5) Пропуск в интервале 60-65 кбар вероятнее всего отвечает дунит гарцбургитовому горизонту мегакристаллических перидотитов [12]. В верхней части на уровне 10-25 кбар отмечена высокотемпературная ветвь, которая более типична для ксенолитов щелочных базальтоидов [4] и определена также для трубки Удачная [10] и кимберлитоподобных пород Алдана [24] и некоторых других районов. Это доказывает что близко-одновременное проявления базальтового и кимберлитового магматизма [52] типично и для данного района.

Сг- клинопироксеновая термобарометрия [44] дает близкую геотерму, более компактную в средней части и более глубинную для разогретой ветви которая распадается на два интервала ~ 70 и ~75 кбар. В верхней части колонны высокотемпературная ветвь практически совпадает с Юго-Восточной Австралийской геотермой [48].

Гранатовая термобарометия [9] позволяет получить очень близкую геотерму с наложением на полученную по клинопироксену (рис. 6). В основном варианте (уравнения {1-7} [9]) эта геотерма дает 7 (8) сгущений, в





1 - оценки по клинопироксеновому термобарометру T°C [3] и P (кбар) [7]; 2 - оценки по клинопироксеновому термобарометру T°C и P (кбар) [44]; 3 - оценки по гранатовому термобарометру [9] T°C [1] - P 2 [6], и 4- то же по [9], T°C [3] - P2 [5].

нижней части количество точек намного выше, что свидетельствует о преобладании сравнительно истощенных пироксеном, но обогащенных гранатом мантийных парагенезисов на глубине. В нижней части мантийной колоны гранатовая геотерма расщепляется на высокотемпературную ~ 43 мв/м2 и отвечающую изобарическому разогреву ветви. Высокотемепартурная гарцбургитовый горизонт. ветвь трассирует дунит по видимому, неравномерно и аномально высоко разогретый. Продолжения этой ветви отмечаются до 42 кбар. Скорее всего, эти гранаты отвечают сравнительно высокотитанистым парагенезисам, сформированным под влиянием формирующейся подводящих системы каналов И подъема протокимберлитовых расплавов. Вариант с определением давления по

упрощенному варианту, который применяется для пироксенитов уравнение {5} [9], дает в основном высокотемепературную ветвь, хотя некоторая часть попадает и на низкотемпературную геотерму.

Расслоенность литосферной части мантии под континентами [35], по – видимому, является обычным свойством и сформирована при подслаивании субдукционных пластин [49]. Для верхнепалеозойских кимберлитов число горизонтов, определенных для мантийных колонн под отдельными трубками, почти постоянно и колеблется от 7 до 9. Мы построили модели расслоенности по проанализированным минералам на основе графиков вариаций основных компонентов в минералах от давления определенного по гранату [22] и клинопироксену [22]. Для хромитов сделано то же на основе хромистости, поскольку она линейно связана с давлением [47], что было эмпирически проверено также для ксенолитов из многих трубок, включая тр. Удачная [10, 26, 54] и тр. Обнаженная (рис. 7).

Ильменитовый тренд, по нашим представлениям, тоже полибарический, а MgTiO₃ минал коррелирует с давлением [53]. Поскольку MgO линейно связан с TiO₂, последний компонент можно использовать в первом в барометрии. правомерности приближении целях В пользу таких представлений помимо экспериментальных данных [52] свидетельствует постоянство содержаний TiO₂ в поликристаллических нодулях трубки KL1 Колорадо [6], несмотря на широки вариации содержаний FeO, MnO. Нижний предел давления 65 кбар отвечает ~55 % TiO₂, а верхний приблизительно 30 кбар -содержаниям 6 % MgO и 44% TiO₂. Более детальная калибровка с учетом всех компонентов позволит сделать более надежную модель для строения жильной системы на стадии, предшествующей извержению. В настоящем варианте можно предполагать, что начальный хромистый отрезок тренда связан с высокотемпературными алмазоносными метасоматитами [13] пироксенитами [11], a отдельные линейные отрезки участкам И протокимберлитовых каналов в мантии, а конечные с метасоматитами ветвящихся жил заключительной стадии. По клинопироксену определено 9 горизонтов в строении литосферной мантии. Самый нижний (9) должен отвечать деформированным перидотитам или продуктам взаимодействия с тип плюмовыми расплавами. Этот пироксенов же но менее высокотмпературный и железистый установлен в верхнем горизонте 65-60 кбар (8), который, скорее всего, судя по особенностям минералогии гранатов дунит-гарцбургитовый. существенно Минералогия гранатов высокотемпературный свидетельствует, что и нижележащий горизонт изначально также был представлен истощенными породами. Следующий мантийный уровень 60-50 (7), исходя из высоких содержаний Na-Cr в пироксенах – существенно лерцолит- гарцбргитовый с высокой долей метасоматитов. Близкая минералогия, но с более стабильным составом гранатов и более истощенным у пироксенов отмечена на следующем мантийном уровне 50-48 кбар (6).



Рис. 7. Реконструкция слоистости мантийной колонны под кимберлитовой трубкой Айхал и изменение состава минералов с глубиной.

Пироксенитовая линза, которая дает излом лерцолитового поля на диаграмме Cr₂O₃-CaO для гранатов в данной мантийной колонне, скорее всего, гетерогенна. В интервале 37-42 кбар (5) отмечается повышенной железистостью значительной доли гранатов и клинопироксенов, что скорее всего отвечает гранатовым пироксенитам. Вышележащий горизонт в кбар отличается преобладанием пироксенового интервале 30-38 (4) материала над гранатовым, широкими вариациями железистости и других компонентов. Хромиты на данном отрезке давления встречаются редко, а высокохромистые вероятно, замещают хромиты ильмениты И, В перидотитовых парагенезисах. Горизонт в интервале 30-21 кбар – это видимо гранат – шпинелевые перидотиты. Хром-шпинели вероятно мелкозернистые и слабо представлены в изученной выборке. Шпинелевая фация мантии в интервале 14-22 кбар (2) представлена гранатами из двух типов пироксенитов железистых 10-12% FeO и более магнезиальных анатектических 7-8% FeO. Последний мантийный горизонт ~13-10 кбар в нашей выборке представлен лишь высокотемпературными низконатровыми железистыми пироксенитами без граната.

Составы шпинелидов обнаруживают ритмичное возрастание содержаний железа в трех нижних горизонтах (8-6) здесь же широко проявлены ульвошпинелевые составы, причем содержания TiO₂ растут почти монотонно. В нижней части пироксенитовой линзы концентрации FeO - TiO₂ в ильмените повышены. Но ниже чем в предшествующих. В гранат – шпинелевом горизонте вместо хромитов представлены Cr- пикотиты.

Для ильменитов высокие концентрации Al₂O₃ и низкие Cr₂O₃ характерны для горизонтов (9-7), выше (слой 6) типичны более хромистые парагенезисы, менее обогащенные глиноземом, концентрация которого скачкообразно падает в хромитах вышележащего горизонта (5). Ильменит из горизонта сконцентрированы, скорее всего, (4) В перидотитах протокимберлитовыми импрегнированных расплавами И жильных парагенезисах. Выше по разрезу протокимберлитовые расплавы в мантии под трубкой Айхал, вероятно, не поднимались. Отдельные ильмениты вероятно из метасоматических пород [31, 56] отмечены на уровне 30 кбар.

Геохимия редких элементов

Геохимия редких элементов для гранатов (12), клинопироксенов (7), хромитов (7), ильменитов (3), цирконов (3) получена методом LAM ICP MS (рис. 8).

Для клинопироксенов определены спектры распределения REE с глубинности алмазной фации La/Yb_n относительно низкими для отношениями, которые свидетельствуют о сравнительно низкой доле граната в породе и лишь один из спектров с высоким La/Yb_n и La/Sm_n,>1 отвечает наиболее глубинным ассоциациям, причем метасоматическим. Ha спайдердиаграммах у всех пироксенов отмечаются достаточно высокий



Рис. 8. Спектры REE и спайдердиаграммы TRE для минералов из концентрата кимберлитовой трубки Айхал.

уровень U,Th и Ta- Nb троги, глубина которых и Ta/Nb отношения растут вместе уровнем REE. Для граната с высокими наклонов REE характерна высокая концентрация Th, но очень низкая U. Для всех пироксенов характерны Pb (кроме одного) и Zr минимумы.

Различаются 4 типа *гранатов*: 1 – с обычными округлыми REE истощенными LREE спектрами [36] и небольшими Се максимумами; 2- с истощенными LREE спектрами, изломом на Nd и низкими концентрациями REE в целом; 3 – с уплощенными REE спектрами; 4- с S – образными, обогащенными LREE спектрами. Для всех гранатов характерны глубокие минимумы Sr, Zr (кроме двух) и высокие максимумы Pb. Почти для всех характерны почти примитивный тип левой части спайдердиаграмм с небольшими флуктуациями и небольшими пиками U. У двух зерен гранатов с S- образными распределениями, обогащенными LREE, определены очень высокие концентрации Th, U, Nb, Ta, вероятно за счет микровключений рутила ильменита, а LILE группа – флогопита.

Ильменитовые спектры TRE, определенные для трех зерен различаются – один ильменит, обогащенный REE (~10 La_n) имеет дифференцированный наклонный обогащенный LREE спектр также приподнятые U, Th на спайдердиаграмме, вероятно за счет включений рутила, два других – слабо наклонены графики REE. Пики HFSE для одного близки, к определенным для другого значительно ниже. Для всех характерны Pb пики.

Хромиты из данной трубки имеет слабо наклонные спектры REE с низкими концентрациями от 1 до 0,01 La_n, зерна с более высокими концентрациями имеют больший наклон, что подразумевает дифференциацию исходного расплава. Для всех хромитов, кроме одного характерны спектры с небольшим обогащением HFSE (Ta > Nb, Zr>Hf) и пиками Pb, тем выше, чем выше уровень REE, лишь для одного определен Zr минимум, но небольшой пик U. Хромит с самым низким уровнем REE имеет небольшой Y минимум и несколько приподнятый уровень левого крыла спайдердиаграммы.

Цирконы имеют типичные спектры [57] слабонаклонные с обеднением LREE, два из них с более низким уровнем обнаруживают Еи минимум и вероятно имеют эклогитовую или нижнекоровую природу. Другой с высоким уровнем REE имеет уровень обогащения ~100 для La_n и ~1000 Yb_n скорее относится к мегакристовой ассоциации. У всех цирконов хорошо выражены Zr-Hf Th-U пики, максимум Pb.

Геохимия алмазов. Мелкие прозрачные алмазы (14) октаэдрического типа были проанализированы тем же методом (LAM ICP MS) и спектром анализируемых элементов. На графике распределения REE у алмазов (рис. 8) обнаружены наклонные, обогащенные LREE спектры с уровнем обогащения ~10- 0.1 La_n, как и для хромитов ильменитов, степень обогащения и наклон коррелируются. Для зерен с самым низким содержанием установлен минимум Eu и максимум U для других с La_n <1 наоборот максимумы Eu что

предполагает эклогитовую природу алмазов и небольшие пики U не выраженные у более обогащенных TRE разновидностей. Для всех кристаллов характерны высокие пики Ba, Sr, Pb и небольшие минимумы Y.

Дискуссия

В настоящей статье приведен материал, который позволяет сделать строении мантийной колонны выводы 0 И возможной СВЯЗИ мегакристаллических образований, которые пока представлены только ильменитом, не рассматривая специально подборки ксенолитов, которые требуют более детального изучения. Даже высокая степень изменения кимберлитов, которая привела к фактическому исчезновения из концентрата ортопироксена и оливина позволила сделать достаточно детальную модель литосферной мантии. Вариации строения химические особенности отдельных минеральных видов, несомненно, надо рассматривать с позиций их положения в мантийном разрезе. Надежность мономинеральной термобарометрии еще требует некоторого подтверждения, однако на примере трубки Удачная и других кимберлитовых трубок показана хорошая сходимость данных полученных по клинопироксену и гранату [9]. Проблему в настоящее время представляет в основном деление на отдельные разновидности – эклогитовые, пироксенитовые и перидотитовые с тем, чтобы грамотно применять к ним термобарометрические методы. Из выборки проанализированных зерен в основном были исключены оранжевые эклогитовые гранаты, к сожалению, среди клинопироксенов не были проанализированы омфацитовые разновидности, доля которых должна быть существенной, судя по гранатам. Обращает внимание с одной стороны различия по главным компонентам, что в целом определяется по – видимому исходным составом пород – степенью их истощения. Даже на одном мантийном уровне они могут быть различны, что показано при рассмотрении минералогии отдельных горизонтов мантии. С одной стороны ясно, что первичная гетерогенность строения мантийной колонны несомненно обусловлена субдукционными процессами [34, 48, 49]. Как было показано возраст отдельных пластин [49] омолаживается к нижней части литосферной мантии кратонов. Скорее всего, 4 нижних горизонта были причленены к литосферному килю в палеозое, имея в виду девонский возраст кимберлитов можно полагать, что период цикличности близок к 60 млн. лет, что в принципе совпадает с цикличностью, которая определяет продолжительность геологических периодов и определяется особенностями конвекционного режима. Несомненно, что требует выяснения природа дунитовых горизонтов в основании литосферы и определение природы увеличения степени истощения пород мантийного киля кротона с глубиной. Она может иметь геодинамический характер, когда последовательно снизу к литосфере "привариваются" породы континентальной окраины, мантийного клина и ультраистощенные перидотиты океанических желобов. В пользу этого

свидетельствует наличие эклогитов, которые по ТР параметрам часто относятся к самым глубинным горизонтам и чередуются с дунитами, как например в тр Удачная.

Однако такие же породы могут быть сформированы в зонах промывки в мантии сконцентрированными потоками флюидов, например субдукционной природы. Подобные шлиры дунитов фиксируются в перидотитах различного уровня глубинности начиная от офиодитовых разрезов, где с ними ассоциируют подиформные залежи хромитов. В ксенолитах щелочных базальтов гнезда дунитов часто более железисты и обусловлены фильтрацией водонасыщенных расплавов сопряженных с развитием щелочнобазальтовых систем [4]. Схожий процесс вероятен для кимберлитов, это, например, ильменитовые дуниты с выскохромистыми пиропами. Обращает внимание довольно высокий уровень концентрации литофильных компонентов LILE, что может быть связана с миграцией флюидов связанных с разложением флогопитов или влиянием глубоко субдуцированной континентальной коры.

В целом геохимический облик минералов, несмотря на ультраистощенный состав многих перидотитов, трубки Айхал имеет многие черты континентальной мантии (и коры). Истощенность выражается в низких содержаниях Al в пироксенах и CaO в гранатах и видимо пониженной модальной доли граната в мантийных породах глубинного уровня, что привело к довольно низким La/Yb_n отношениям и смещению пика Cr на диаграммах для гранатов. Однако для шпинелей этот пик резко смещен в хромистую область, и говорит о том, что доля потенциально алмазоносных пород очень велика.

Заметно. что геохимические характеристики TRE отдельных минеральных видов часто совпадает, несмотря на различии в химизме макрокомпонентов, это может означать наличие сквозных процессов, которые не могли существенно повлиять на макросостав в данном случае, но могли определить основной спектр микроэлементов. Обращает внимание также на контрастные различия с геохимических спектрах, например, гранатов и клинопироксенов – потивоположные экстремумы для Pb и Ce и более скоррелированное поведение инертных компонентов HFSE, Th. Это может свидетельствовать о многостадийности процессов, когда разные минеральные виды кристаллизовались как результат процесса сродни масштабному метасоматозу, охватывавшему большие протяженные ПО вертикали зоны мантии близкоодновременно, когда росли например титанистые гранаты и т.д. Источник таких метасоматизирующих процессов может быть разным: 1- флюидно – магматически потоки, сопряженные непосредственно субдукцией; 2 плюмовое воздействие С на метасоматические и гидратированные горизонты в мантии. 3 - процессы, с кимберлитообразованием непосредственно связанные на стадии формирования подводящих каналов.

Обилие циркона в трубке Айхал может оказаться сопряженным с общим истощением пород и минералов этим элементов под влиянием специфических условий.

Геохимические спектры алмазов показывают, что первичная субдукционная природа алмазов несомненна, однако природа пиков Ba, Sr, быть как первично субдукционной, так и обусловлена Pb может карбонатитовым метасоматозом например вокруг протокимберлитовых магматических систем.

Отсутствие данных о положении эклогитов в разрезе мантийной колонны и минеральных включений в алмазах из трубки Айхал определение конкретного положение в мантии алмазоносных горизонтов пока проблематично. Это требует дальнейшего совершенствования методов термобарометрии для эклогитовых систем и анализа самих эклогитовых минералов.

Строение жильной системы, к которой относятся ильмениты, интерес большой обусловлено строением несомненно, вызывает И перидотитовой колонны. Сопряженное поведение хромитов и ильменитов (рис.7) в разрезе мантии также коррелируется и с поведением силикатных минералов. По-видимому, первичная слоистость определила строение жильной системы, которая развивалась лишь до пироксенитовой линзы. С другой стороны развитие богатых Ті магматической системы повлияло на кристаллизацию хромитов, что привело к образованию титанистых парагенезисов – гранатов, клинопироксенов, хромитов.

Внедрение протокимберлитовых расплавов на уровень 50- 65 кбар (9-7), по-видимому, привело к обильной кристаллизации ильменита, существенному разогреву и, скорее всего, сопровождалось существенным метасоматозом и изменением первичных парагенезисов перидотитов. Эти процессы могли сопровождаться образованием и перекристаллизацией и ростом крупных алмазов, для которых температурный фактор играет существенную роль [32]

Выводы

- 1. Изменение состава перидотитовых минералов и системы, в которой кристаллизовалась мегакристовая ассоциация из протокимберлитовых расплавов, происходит сопряжено.
- 2. Существенный разогрев в нижней части колонны под действием на уровне 50-65 кбар, который обусловлен внедрением протокимберлитовых масс по-видимому был причиной высокой продуктивности кимберлитовой трубки.
- 3. Перидотитовый субстрат под кимберлитовой трубкой Айхал представлен аномально истощенным веществом по крайней мере на 2 нижних горизонтах.

- 4. Материал из мантии кимберлитовой трубкой захватывался в основном с нижних уровней из алмазной фации, что наглядно показано по рапредлению хромистости шпинелидов.
- 5. Геохимические характеристики минералов перидотитовой колонны обусловлены метасоматическими агентами отщепившимися при субдукционных процессах от погруженных блоков коры (осадков) континентального типа.
- 6. Мелкие алмазы из трубки Айхал имеют в основном геохимические характеристики свойственные эклогитам континентального типа.
- 7. Жильная протокимберлитовая система существенно влияла на алмазоносность мантийной колонны.

Благодарности

Авторы благодарны сотрудникам аналитического Центра ОИГГиМ. а также Н.П. Похиленко и Н.В. Соболеву за полезную дискуссию.

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

Литература

- 1. Алымова Н.А., Костровицкий С.И., Иванов А.С., Серов В.П. Пикроильмениты из кимберлитов Далдынского поля Якутия // Доклады Академии Наук . 2004. Т. 395а. № 3. С. 444 -447. Подписи к рисункам.
- 2. Амшинский А.Н., Похиленко Н.П. Особенности составов ильменитов из кимберлитовой трубки Зарница // Геология и геофизика. 1983. № 11. С. 116-119.
- 3. Ащепков И.В. Уточненное уравнение Jd-Di барометра. Вестник РАН Отделение наук о Земле. 2003, N1. pp.45-46.
- 4. Ащепков И.В., Андре Л. Дифференциация мантийных расплавов на примере пироксенитовых ксенолитов пикробазальтов Витимского плато // Геол. и геофиз., 2002, 43, N 4, с.343-363.
- 5. Ащепков И.В., Владыкин Н.В., Митчелл Р.Г. Куперсмит Г., Сапрыкин А.И., Хмельникова О.С., Аношин Г.Н. Мантийная эволюция плато Колорадо Температурный градиент и строение литосферного киля: интерпретация изучения минералов концентрата из трубки КL-1 Юго- восточного края Сибирского кратона- реконструкции по дезинтегрированным ксенолитам кимберлитовых трубок Алданского щита // Доклады Академии Наук. 2002. Т. 385. № 4. С. 721-726.
- 6. Ащепков И.В., Владыкин Н.В., Митчелл Р.Х., Куперсмит Г., Гаранин В.Г., Сапрыкин А.И., Хмельникова О.С., Аношин Г.Н. Мантийная эволюция под плато Колорадо: интерпретация изучения концентрата кимберлитовой трубки КL-1. Доклады Академии Наук, 2002., т.385. N 6, с. 721-726.
- 7. Ащепков И.В., Владыкин Н.В., Николаева И.В., Палесский С.В., Логвинова А. М., Сапрыкин А.И., Хмельникова О.С., Аношин Г.Н. О минералогии и геохимии мантийных включений и строении мантийной колонны кимберлитовой трубки Юбилейная, Алакитское поле, Якутия. // Доклады Академии Наук .2004. Т.395. № 4. С.1-7.
- 8. Ащепков И.В., Владыкин Н.В., Николаева И.В., Палесский С.В., Логвинова А. М., Сапрыкин А.И., Хмельникова О.С., Аношин Г.Н. О минералогии и геохимии мантийных включений и строении мантийной колонны кимберлитовой трубки

Юбилейная, Алакитское поле, Якутия. // Доклады Академии Наук .2004. Т.395. № 4. С.1-7.

- 9. Ащепков И.В., Владыкин Н.В., Ротман А.Я., Логвинова А.М, Афанасьев В.П., Вишнякова Е.В., Хмельникова О.С. Применение новых версий термобарометрии гранатов для реконструкции строения мантии под кимберлитовыми районами сибирской платформы и для оценки перспектив их алмазоносности // Эффективность прогнозирования и поисков месторождений алмазов: прошлое, настоящее и будущее. (Алмазы-50) 25-27 мая 2004 г. с.34-36.
- 10. Малыгина Е.В., Похиленко Н.П. Ассоциация пироп-хромшпинелид в ксенолитах перидотитов из кимберлитов и особенности реакции гранатизации перидотитов в литосфере Сибирской платформы // Петрография на рубеже XXI века: итоги и перспективы: Материалы Второго Всероссийского петрографического совещания, 27-30 июня 2000 г., Сыктывкар. Т. IV, Сыктывкар, 2000, с. 286-289.
- 11. Пономаренко А.И., Специус З.В., Соболев Н.В. Новый тип алмазоносных пород гранатовые пироксениты // Докл. АН СССР, 1980, 251, N 2, с.438-441.
- 12. 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, с.71-84.
- 13. Похиленко Н.П., Соболев Н.В., Соболев В.С., Лаврентьев Ю.Г. Ксенолит алмазоносного ильменитпиропового лерцолита из кимберлитовой трубки "Удачная" (Якутия) // Докл. АН СССР, 1976, 231, с.438-442.
- 14. Розен О.М.; Серенко В.П.; Специус З.В.; Манаков А.В.; Зинчук Н.Н. Якутская кимберлитовая провинция: положение в структуре Сибирского кратона, особенности состава верхней и нижней коры // Геол. и геофиз. 2002. Т. 43. N 1. С. 3-26
- 15. **Ротман А.Я.** Кимберлит-базитовые соотношения в алмазоносных провинциях Сыктывкар: Изд-во Ин-та геол. Коми НЦ УрО РАН, 2000. Т. 1 –с. 179-182.
- 16. Саврасов Д.И. Ксенолты глубинных попрод в кимберлитах Якутии. Новосибирск: Издво НИЦ ОИГГМ СО РАН, 1998. – 377.
- 17. Смелов А.П.; Тимофеев В.Ф.; Зайцев А.И. Строение, этапы становления фундамента Северо-Азиатского кратона и фанерозойский кимберлитовый магматизм Мирный: Мирнин. гор. типогр., 2003. с.186-191
- 18. Соболев Н.В., Похиленко Н.П., Ефимова Э.С. Ксенолиты алмазоносных перидотитов в кимберлитах и проблема происхождения алмазов // Геол. и геофиз., 1984, N 12, с.63-80
- 19. Соболев Н.В., Похиленко Н.П., Зюзин Н.И. Хромсодержащие гранаты из ксенолитов ультраосновных пород в кимберлитах Якутии // Геол. и геофиз., 1973, N 2, с.66-73.
- 20. Харькив А.Д., Зинчук Н.Н., Крючков А.И. Месторождения алмазов Мира. Москва: Недра. 1998. 545 с.
- 21. Ashchepkov I.V. Empirical garnet thermobarometer for mantle peridotites // Seattle Annual Meeting (November 2-5, 2003). Abstract ID: 65507.
- 22. Ashchepkov I.V. Jd-Di barometer for mantle peridotites and eclogites // Experiment in Geosciences. V. 10. № 1. C. 137-138.
- 23. Ashchepkov I.V., Vladykin N.V., Rotman A.Y., Logvinova A.M., Nikolaeva I.A., Palessky V.S., Saprykin A.I., Anoshin G.N., Kuchkin A., Khmel'nikova O.S. Reconstructions of the mantle layering beneath the Alakite kimberlite field: comparative characteristics of the mineral geochemistry and TP sequences./ Plume and problems of deep sources of alkaline magamtism. Proceedings of Intrernational workshop. 2004 Irkutsk. Irkutsk State University. Ulan-Ude. Pp..
- 24. Ashchepkov I.V., Vladykin N.V., Saprykin A.I., Khmelnikova O.S. Composition a thermal structure of the mantle in peripheral parts of the ancient shields within Siberian craton // Revista Brasileira de Geociencias. 2001. V. 31(4). P. 527-636.

- 25. **Boyd F.R., Pearson D.G., Nixon P.H., Mertzman S.A.** Low-calcium garnet harzburgites from South Africa: their relations to craton structure and diamond crystallization // Contrib. Mineral. Petrol. 1993. V. 113. P. 352 366.
- 26. Boyd F.R., Pokhilenko N.P., Pearson D.G., Mertzman S.A., Sobolev N.V., Finger L.W. Composition of the Siberian cratonic mantle: evidence from Udachnaya peridotite xenoliths. //Contrib. Mineral. Petrol. 1997. V. 128. № 2-3. P. 228-246.
- 27. Brey G.P., Kohler T. Geothermobarometry in four-phase lherzolites II: new thermobarometers, and practical assessment of existing thermobarometers // J. Petrol. 1990. V. 31. P. 1353 –1378.
- 28. **Dawson J.B., Stephens W.E.** Statistical classification of garnets from kimberlite and associated xenoliths // J. Geol. 1975. V. 83. P. 589-607.
- 29. **Dencker I., Nimis P., Zanetti A., Sobolev N.V.** Major and Trace Elements Composition of Cr-Diopsides from the Zagadochnaya Kimberlite Pipe (Yakutia, Russia): Insights into Metasomatic Processes in the Yakutian Lithosphere. //Extended Abstracts of the 8International Kimberlite Conference. 2003. FLA_0234.
- 30. Feenstra A., Engi M. An experimental study of the Fe-Mn exchange between garnet and ilmenite// Contrib. Mineral. Petrol. 1998 v131: pp.379-392
- 31. **Gregoire M., Bell D.R., Le Roex A.P.** Trace element geochemistry of phlogopite-rich mafic mantle xenoliths: their classification and their relationship to phlogopite-bearing peridotites and kimberlites revisited // Contrib. Mineral. Petrol. 2002. V.142(5).P. 603-625.
- 32. **Fedortchouk Y., Canil D., Carlson J.A.** Oxygen Fugacity of Kimberlite Magmas and their Relationship to the Characteristics of Diamond Populations, Lac de Gras, N.W.T., Canada. //Extended Abstracts of the 8International Kimberlite Conference. 2003. FLA_0098.
- Griffin W.L., Moore R.O., Ryan C.G., Gurney J.J., Win T.T. Geochemistry of magnesian ilmenite megacrysts from Southern African kimberlites // Russian Geol. Geophys. 1997. V. 38(2). P. 398-419.
- Griffin W.L., Ryan C.G., Kaminsky F.V., O'Reilly S.Y., Natapov L.M., Win T.T., Kinny P.D., Ilupin I.P. The Siberian lithosphere traverse: mantle terranes and the assembly of the Siberian Craton // Tectonophysics. 1999. V. 310. P. 1–35.
- 35. Griffin W.L.; Doyle B.J.; Ryan C.G.; Pearson N.J.; O'Reilly Suzanne Y.; Davies R.; Kivi K.; Van Achterbergh 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.
- 36. Griffin, W. L., Fisher N. I., Friedman J. H., O'Reilly S. Y., and Ryan C. G. Cr-pyrope garnets in the lithospheric mantle. 2. Compositional populations and their distribution in time and space // Geochem. Geophys. Geosyst. 2002. V. 3(12). P. 35.
- 37. **Hearn B.C.** Jr. Upper-Mantle Xenoliths in the Homestead Kimberlite, Central Montana, USA: Depleted and Re-Enriched Wyoming Craton Samples // 8th International Kimberlite Conference Extended Abstracts.
- 38. Kennedy C.S., Kennedy G.C. The equilibrium boundary between graphite and diamond, J. Geophys. Res. 81 (1976) 2467–2470.
- 39. Kostrovitsky S.I., Alymova N.V., Ivanov A.S., Serov V.P. Structure of the Daldyn Field (Yakutian Province) Based on the Study of Picroilmenite Composition //Extended Abstracts of the 8International Kimberlite Conference. 2003.FLA_0207.
- 40. **Krogh, E. J.** 1988. The garnet-clinopyroxene Fe-Mg geothermometer a reinterpretation of existing experimental data. // Contrib. Mineral. Petrol. V.99, pp.44-48
- 41. Kuligin S., Malkovets V., Pokhilenko N., Vavilov M., Griffin W., O'Reilly S. Mineralogical and geochemical characteristic of a unique mantle xenoliths from the Udachnaya kimberlite pipe. // 8 th International Kimberlite Conference Extended Abstracts.
- 42. **McGregor I.D.** The system MgO- SiO₂- Al₂O₃: solubility of Al₂O₃ in enstatite for spinel and garnet peridotite compositions // Am. Miner. 1974. V. 59. P. 110-117
- 43. Moor R.O., Griffin W.L., Gurney et al. Trace element geochemistry of ilmenites megacrysts from the Monastery kimberlite, South Africa // Lithos. 1992. V. 29. P.1-18.

- 44. Nimis P., Taylor W. Single clinopyroxene thermobarometry for garnet peridotites. Part I. Calibration and testing of a Cr-in-Cpx barometer and an enstatite-in-Cpx thermometer // Contrib. Mineral. Petrol. 2000. V. 139. № 5. P. 541-554.
- 45. **Nixon, P.H.** Ed.1973 Lesotho Kimberlites./Cape and Transvaal, Cape Town, 470 Nickel KG, Green DH. Empirical geothermobarometry for garnet peridotites and implications for the nature of the lithosphere, kimberlites and diamonds. //Earth Planet .Sci. Lett . 1985. V.73: pp.158-170.
- 46. Nowell G.M., Pearson D.G., Bell D.R., Carlson R.W., Smith C.B., Kempton P. D., And Noble S. R. Hf Isotope Systematics of Kimberlites and their Megacrysts: New Constraints on their Source Regions. // J. Petrology . 2004 v.45, pp.1583-1612.
- 47. **O'Neil H.S.C.** The transitions between spinel lherzolite and garnet lherzolite, and its use as a geobarometer // Contrib.Miner.and Petrol., 1981, 77, 2, 185-194
- 48. **O'Reilly S.Y., Griffin W.L., Poudium Diomany, Morgan P.** Are lithosphers forever? // GSA Today. 2001. V. 11. P. 4-9.
- 49. Pearson D.G. The age of continental roots. // Lithos 1999. Vol. 48. P. 171-194.
- 50. **Pokhilenko N. P., Sobolev N.V., Kuligin S. S., Shimizu N.** Peculiarities of distribution of pyroxenite paragenesis garnets in Yakutian kimberlites and some aspects of the evolution of the Siberian craton lithospheric mantle // Proceedings of the VII International Kimberlite Conference. 2000. The P.H. Nixon volume. P. 690-707.
- 51. **Reimers L.F., Pokhilenko N.P., Yefimova E.S., Sobolev N.V.** Ultramafic mantle assemblages from Sytykanskaya kimberlite pipe (Yakutia) // Seventh International Kimberlite Conference, Cape Town, April 1998: Extended Abstracts, Cape Town, 1998, pp. 730-732.
- 52. Ryan C. G.; Griffin W. L.; Pearson N. J. Garnet geotherms: Pressure-temperature data from Cr-pyrope garnet xenocrysts in volcanic rocks. // J. Geophys. Res. B. 1996. V. 101. № 3. P. 5611-5625.
- 53. Saxena, S.K., Chatterjee N., Fei Y., Shen G.. Thermodynamic Data on Oxides and Silicates, Springer, Berlin, 1993, 428 pp.
- 54. **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.,
- 55. Tindle A.G., Webb P.C. PROBE-AMPH; a spreadsheet program to classify micro-probederived amphibole analysis. //Computers and Geosciences. 1994.V 20. (7-8). P. 1201-1228.
- 56. Van Achterberg E., Griffin W.L., Steinfenhofer J. Metasomatism in mantle xenoliths from Letlhakane kimberlites estimation of element fluxes // Contrib. Mineral.0 Petrol. 2001. V. 141. P. 397-414.
- 57. Spetsius Z.V., Belousova E.A., Griffn W.L., O'Reilly S.Y., Pearson N.J. Archean sul¢de inclusions in Paleozoic zircon megacrysts from the Mir kimberlite, Yakutia: implications for the dating of diamonds //Earth and Planetary Science Letters. 2002. v.199 pp. 111-126
- 58. Van Keken P. E., Kiefer B., Peacock S.M. High-resolution models of subduction zones: Implications for mineral dehydration reactions and the transport of water into the deep mantle // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2002. V. 3. № 10.
- 59. Wang W.Y. & Gasparik T. Metasomatic clinopyroxene inclusions in diamonds from the Liaoning province, China // Geochim. Cosmochim. Acta. 2001. V. 65. P. 611-620
- 60. Wood B.J. 1991 Oxygen barometry of spinel peridotites. // Rev. Mineral. v 25 pp. 417 -432.
- 61. Zack T., Brumm R. Ilmenite/liquid partition coefficients for 26 trace elements determined through ilmenite/clinopyroxene partitioning in garnet pyroxenites // 7th International Kimberlite Conference. Extended abstracts. Cape. Town, 1998, 702-704.

УДК 552.11+551.22

Геохимия мантийных ксенолитов из кимберлитов и щелочных базальтов как отражение вещественной неоднородности континентальной литосферной мантии

Глебовицкий В.А¹, Никитина Л.П.¹, Овчинников Н.О.¹, Салтыкова А.К.,¹ Егоров К.Н.², Ащепков И.В.³

¹ ИГГД РАН, Санкт-Петербург, Россия ² Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия ³ ОИГГиМ СО РАН, Новосибирск, Россия

В работе рассматриваются петрохимические И геохимические характеристики состава мантийных ксенолитов ИЗ кимберлитов, представляющих мантию под раннедокембрийскими структурами (архейскими кратонами в фундаменте Восточно-Сибирской платформы, Карельским, Каапваальским, Вайоминг, Западный Дарвар, ранне- и среднепротерозойскими складчатыми поясами, Западно-Оленекским, Натал, Холлс Крик), и ксенолитов из щелочных базальтов, представляющих мантию под позднепротерозойскимифанерозойскими структурами (складчатыми поясами Центрально-Азиатским, южной Мозамбикским. оконечности Америки, Южной а также Среднегерманским кристаллическим поясом). В результате исследований **установлено**: различие (1)химического состава мантии пол раннедокембрийскими структурами и позднепротерозойскими-фанерозойскладчатыми структурами на уровне основных, редких скими И редкоземельных элементов, отражающее более высокую степень плавления примитивной мантии и деплетирования ее магмофильными элементами под древними структурами по сравнению с молодыми; (2) значительная первичная неоднородность мантии, подстилающей И раннедокембрийские И позднепротеозойские-фанерозойские структуры, которая проявляется как по содержанию основных окислов, так и по содержанию несовместимых редких и редкоземельных элементов и их отношений; состав мантии под кратонами Восточно-Сибирской платформы, Вайоминг и Карельским неодинаков по соотношению Zr/Y, La/Sm, Ce/Sm, Gd/Yb и Lu/Hf; (3) уменьшение степени плавления примитивной мантии с глубиной, о чем свидетельствует отрицательная зависимость от давления (и соответсвенно глубины) отношений MgO/SiO₂ и положительная зависимость отношений Al₂O₃/ MgO в ксенолитах; (4) уменьшение содержания Y, Zr, Ti, Sm, Gd и Yb и суммарного содержания тяжелых РЗЭ в мантии по мере возрастания степени плавления; соответственно наиболее истощенное этими несовместимыми редкими и редкоземельными элементами вещество слагает верхние части разреза литосферной континетальной мантии.

Введение

Проблема вещественной неоднородности континентальной литосферной мантии в последнее десятилетие широко обсуждается в геологической литературе. Результаты исследований по геохимии мантийных ксенолитов из

кимберлитов архейских кратонов Восточной Сибири, Каапваал, Вайоминг, Слейв, Карельский [9, 10, 15, 11, 36, 39, 27] и щелочных базальтов вулканических полей Юго-Восточного Китая, Монголии, Забакалья. Танзании, Южной Америки [40, 50, 51, 48, 22, 26, 29] свидетельствуют о различии состава мантии, подстилающей архейские, протерозойские и фанерозойские структуры по соотношению в ней Ca/Al, Fe/Al, Cr/Al при одинаковых значениях mg [15, 16]. Согласно С. О'Рейли и У. Гриффину [34] континентальная литосферная мантия под архейскими, протерозойскими и фанерозойскими структурами характеризуется средним содержанием CaO, равным 0.6, 1.7 и 3.1 мас.% соответственно, средней плотностью – 3.31, 3.34 и 3.37 г/см2 и Vp на глубине 100 км - 8.18, 8.05 и 7.85 км/с. Изучение распределения типов пород (гранатовых и шпинелевых перидотитов, пироксенитов и эклогитов) в вертикльных разрезах мантии, подстилающей архейские кратоны, свидетельствует о закономерной смене породных ассоциаций в мантии по вертикали и пространственном различии породного состава мантии [34, 16, 39, 1]. Возникновение вещественной неоднородности мантии объясняется либо первичной неоднородностью вещества Земли, либо процессами дифференциального плавления примитивной мантии, либо погружением в мантию океанической коры в результате плейттектонических процессов, либо как результат вещественного обмена между геосферами.

Однако, несмотря на то, что существование вещественной неоднородности верхней мантии, в настоящее время в общих чертах установлено, требуются дальнейшие исследования для решения ряда вопросов. К ним относятся:

- время возникновения вещественной неоднородности верхней мантии,

- однороден ли петрохимический и геохимический состав верхней мантии под архейскими кратонами на различных континентах,

- однороден ли состав мантии под различными фанерозойскими складчатыми поясами и в пределах каждого пояса,

- изменяется ли петрохимический и геохимический состав мантии с глубиной и, если он изменяется, в каком направлении происходит это изменение,

- как изменяется содержание несовместимых редких и редкоземельных элементов в мантийных перидотитах в зависимости от степени деплетированности перидотитов магмофильными элементами.

Решение этих вопросов важно для установления, когда и в результате каких процессов возникли неоднородности химического состава в континентальной литосферной мантии, для понимания природы мантийных килей под древними кратонами.

Для ответа на перечисленные выше вопросы необходимо комплексное исследование серий ксенолитов, представляющих мантию под разновозрастными тектоническими структурами, всестороннее петро- и геохимическое изучение и определение условий образования и возраста

каждого ксенолита. В большинстве же современных работ детально рассматриваются отдельные стороны химического состава ксенолитов (в время особенно многочисленны исследования последнее изотопных отношений в системах Sm-Nd, Rb-Sr, U-Pb) или состава минералов и p,T условий равновесия минеральных ассоциаций. Комплексные исследования мантийных ксенолитов с определением их валового химического состава и состава сосуществующих минералов на уровне петрогенных, редких и редкоземельных элементов, изотопных отношений в различных системах и определением температур и давлений равновесия минеральных ассоциаций в настоящее время очень ограничены. В данной работе, мы, опираясь на результаты собственных исследований и опубликованные в литературе данные по мантийным ксенолитам, делаем попытку, найти в той или иной мере обоснованные ответы на некоторые нерешенные вопросы состава литосферной работе континентальной мантии. В рассматриваются и геохимические характеристики состава мантийных петрохимические кимберлитов, представляющих ксенолитов мантию ИЗ под раннедокембрийскими структурами, и ксенолитов из щелочных базальтов, мантию под позднепротерозойскими-фанерозойскими представляющих структурами. В ней анализируются данные по перидотитовым ксенолитам из кимберлитов и родственных пород в архейских кратонах: в фундаменте Восточно-Сибирской платформы [наши данные, 6], Карельском [36], Каапваальском [9], Вайоминг [11], Западный Дарвар [31], и протерозойских складчатых поясах: Западно-Оленекском [6], Натал; [12] и Холлс Крик Западной Австралии [24]. Перидотитовые ксенолиты из щелочных базальтов относятся к вулканическим полям Забайкалья [наши данные; 4], хр. Хамар-Дабан [3] и Монголии [наши данные; 43, 48, 22] в пределах Центральнополям палеозойского Азиатского пояса. также К вулканическим а складчатого пояса южной оконечности Южной Америки [42, 26].

РЕЗУЛЬТАТЫ

Петрохимия

Вариационные диаграммы, представленные на рис. 1, характеризуют состав ксенолитов из кимберлитов (левая колонка) и щелочных базальтов (правая колонка). На этих диаграмме показан также состав примитивной мантии ПМ и пиролитов [24, 35, 7, 17, 44, 5, 45, 49, 30] хондр из углистого хондрита [20] и примитивных лерцолитов (состав заимствован из работы [4]. На диаграммах видно, что все ксенолиты относительно ПМ обогащены MgO. Содержание этого окисла в них составляет 37–49 мас.%, а в ПМ – 35.1–37.77 мас. % . Значения MgO/SiO₂ колеблются в пределах 0.8–1.2 и являются более высокими по сравнению с ПМ (0.703–0.830).

Ксенолиты из кимберлитов относительно ПМ значительно обеднены



Рис. 1. Вариационные диаграммы состава перидотитовых ксенолитов из кимберлитов (а) и щелочных базальтов (б).

СаО (содержание окисла обычно ниже 3.0, а во многих образцах меньше 1 мас. %), и $A_{12}O_3$ (содержание обычно ниже 3.0 и до 0.1 мас. %). тогда как в ПМ содержание этих окислов по разным оценкам составляет 2.89–4.36 и 3.54–4.45 мас. %. соответственно. Отношение Al_2O_3/SiO_2 колеблются в пределах 0.003–0.105, CaO/SiO₂ для большинства образцов - от 0.005 до 0.04. По сравнению с ПМ большая часть ксенолитов обеднена FeOoбщ (до 6 мас.%)

Залитыми значками показан состав примитивных лерцолитов (3), примитивной мантии (4-6), пиролита (7) и хондр из углистого хондрита (8).



в ПМ: 7.50–8.50 мас. %) обогащена K₂O (содержание окисла достигает 0.3 мас. %). Содержание Ni составляет 1900-2800г/т (PM: 1880–2000г/т). Содержание Cr, хотя и колеблется в широких пределах (700–6000г/т), но в основной массе ксенолитов оно составляет 1000–3400г/т. Между содержанием Ni и Cr наблюдается отчетливая отрицательная зависимость.

Ксенолиты из щелочных базальтов характеризуются более высоким содержанием окислов CaO (2-4 мас. %), Al_2O_3 (2-4.5 мас. %) и FeOoбщ (до 9.0-9.5 мас. %). Наиболее близкими к ПМ по содержанию CaO и Al2O3 являются ксенолиты из базальтов вулканических полей Забайкалья. На диаграммах CaO-Al_2O_3, CaO/SiO_2-Al_2O_3/SiO_2, MgO/SiO_2-Al_2O_3/SiO_2 ксенолиты из кимберлитов и базальтов образуют различные поля, хотя и имеется область перекрытия, в которую попадает часть ксенолитов Пали-Айка. Для ксенолитов из базальтов наблюдается положительная зависимость между содержанием в них Ni (1000-2800г/т) и Cr (1000-5000г/т). Такой характер зависимости отличает ксенолиты из базальтов от ксенолитов из кимберлитов из базальтов межтов от ксенолитов из кимберлитов.

Таким образом, вариационные диаграммы демонстрируют существенное различие состава ксенолитов из кимберлитов и щелочных базальтов. Оно FeO^{общ} выражается в различном содержании окислов CaO. Al_2O_3 . MgO/SiO₂, CaO/SiO₂ и Al₂O₃/SiO₂, характере соотношении окислов зависимости между содержанием Ni и MgO, TiO₂ и MgO, Ni и Cr. Это указывает на различие состава верхней мантии под раннедокембрийскими структурами, развит кимберлитовый магматизм, позднепрогде И терозойскими-фанерозойскими складчатыми поясами, проявлен где щелочнобазальтовый магматизм. Судя по составу перидотитовых ксенолитов в кимберлитах, состав мантии под раннедокембрийскими структурами отличается высокой степенью деплетированности окислами CaO, Al₂O₃ и FeO.

Геохимия

Редкие и редкоземельные элементы изучены наиболее полно в ксенолитах из кимберлитов кратонов в фундаменте Восточно-Сибирской платформы, Вайоминг и Карельском. Хондрит-нормированные диаграммы для элементов-примесей В ксенолитах этих регионов (рис. 2) характеризуются общими чертами, а именно: (1) близкое к хондритовому содержание K, Rb, Zr, Sc, Cr, (2) обогащение (до 12-кратного) Ва, Nb, в меньшей мере Th, U, Sr и легкими редкоземельными элементами (La, Ce, Pr), (3) пониженное (до 0.10 -кратного) содержание Ті, Ү, а также средних и тяжелых редкоземельных (Sm, Eu, Gd, Dy, Ho, Er, Lu) и некоторых редких элементов (V, Zn, Cu, Ni). Относительно ПМ (рис. 2) ксенолиты обогащены щелочами (K, Rb, Cs), Ba, Nb и обеднены тяжелыми РЗЭ, а также V, Cu.



Рис. 2. Нормированное к хондриту (1) и примитивной мантии (2) распределение редких элементов в перидотитовых ксенолитах из кимберлитов архейских кратонов.

В фундаменте Восточно-Сибирской платформы (а), Вайоминг (б), Карельском (в), Каапваальском (г, д-трубки Премьер и Кимберли соответственно) и ксенолитов из лампроитов раннепротерозойского складчатого пояса Холлс Крик (е).

2



Рис. 2. (Окончание).



Рис. 3. Нормированное к примитивной мантии распределение редкоземельных элементов в перидотитовых ксенолитах из кимберлитов и лампроитов раннедокембрийских структур (а) и ксенолитах из щелочных базальтов Центрально-Азиатского склачатого пояса (б).

Содержание, близкое к ПМ, наблюдается для Sr, Sc, Zn, Ni, Cr. Такие же особенности в распределении редких элементов относительно хондрита и примитивной мантии характерны для ксенолитов из кимберлитов Каапваальского кратона и лампроитов раннепротерозойского складчатого пояса Холлс Крик Австралии.

Общность геохимических особенностей перидотитовых ксенолитов из вулканитов, развитых в пределах раннедокембрийских структур, особенно наглядно проявляется в характере спайдерграмм редкоземельных элементов, нормированных к примитивной мантии (рис. 3a). Все они имеют асимметричный характер, отражающий деплетирование тяжелыми РЗЭ и



Рис. 4. Нормированное к примитивной мантии распределение редких элементов в перидотитовых ксенолитах из щелочных базальтов Центрально-Азиатского складчатого пояса.

а, б, в, г-вулканические поля плато Дариганга, депрессии Тариат, хр. Хамар-Дабан и Витимского плато, соответственно.

некоторое обогащение легкими.

Геохимические особенности ксенолитов ИЗ шелочных базальтов демонстрируют нормированные к примитивной мантии диаграммы несовместимых редких распределения совместимых и элементов ксенолитах различных областей Центрально-Азиатского складчатого пояса (рис. 4). Они показывают близкое к ПМ содержание редких элементов. Некоторое исключение представляют собой ксенолиты из базальтов хр. Хамар-Дабан, обогащенные Cs. Относительно хондрита все ксенолиты, за исключением ксенолитов хр. Хамар-Дабан, обеднены Rb, Cs, Tl, V, Zn, Cu, Ni. Содержание редкоземельных элементов в ксенолитах близко к содержанию их в примитивной мантии. Распределение РЗЭ характеризуется тремя типами спайдерграмм (рис. 3б): 1) плоские, нефракционированные показывающие некоторое (преобладают), 2) пологие, обогашение относительно примитивной мантии легкими и близкое к ней содержание отражающие незначительное 3) пологие, тяжелых РЗЭ. обеднение относительно ПМ легкими и близкое к мантийному содержанию тяжелых РЗЭ.

Соотношение между петрогенными и несовместимыми редкими и редкоземельными элементами в ксенолитах

В таблице 1 приведены значения MgO/SiO₂, Al₂O₃/MgO, содержание некоторых РЗЭ (La, Ce, Sm, Gd, Yb), суммарное содержание тяжелых РЗЭ (^{tot}HREE) и некоторых РЭ (Ti, Zr, Y), в ксенолитах из кимберлитов кратонов (Вайоминг, Карельский и в фундаменте Восточно-Сибирской платформы) и из щелочных базальтов Витимского плато Центрально-Азиатского складчатого пояса. Таблица 2 содержит нормированные к ПМ [45] отношения РЗЭ и РЭ для тех же образцов.

Как видно на рис. 5, содержание La и Ce не зависит от отношения MgO/SiO_2 , тогда как содержание Sm, Gd и Yb уменьшается по мере увеличения MgO/SiO_2 . В этом же направлении изменяется и суммарное содержание тяжелых P3Э. Содержание Y, Zr, Ti также отрицательно коррелирует с величиной MgO/SiO_2 и положительно с величиной Al_2O_3/MgO (рис. 6). Зависимость содержания Y и Ti от Al_2O_3/MgO практически линейная.

Отношения (La/Sm)pm, (Ce/Sm)pm и (Ce/Yb)pm увеличиваются с увеличением MgO/SiO₂ и отрицательно зависят от величины Al₂O₃/MgO (рис. 7). Такой характер зависимостей определяется тем, что содержание La и Ce практически не зависит от отношения MgO/SiO₂ и Al₂O₃/MgO, а содержание Sm и Yb уменьшаются с увеличением MgO/SiO₂ и увеличивается с увеличением Al₂O₃/MgO. Отношение (Gd/Yb)pm увеличивается с увеличением MgO/SiO₂ и отрицательно зависит от величины Al₂O₃/MgO. Хотя содержание и Gd и Yb уменьшается с увеличением MgO/SiO₂ и уменьшением Al₂O₃/MgO, но для Yb эти зависимости более сильные, чем для

Таблица 1.

		Сод Кимб	(ержание р ерлитов ар	едкоземелі хейских ку Централь	ьных р ратонс но-Ази	1 редкі ов и из аатско	их эле щело го скл	иентон чных б адчато	s (ррт (азаьто ого поя) в ксе ов фан іса	нолитах и ерозойскоі	10 3		
Nº oбp	°C	<i>Р</i> , кбар	Al ₂ O ₃ /SiO ₂	MgO/SiO2	SiO ₂	La	Ce	Sm	Gd	Yb	ZHREE pm	Zr	Y	Ti
					KI	оатон B:	айомин	L						
H-67- 281		1	0.012	0.986	44.01	1.840	3.284	0.248	0.160	0.021	0.182	3.42	0.095	
H-68- 16B	915	37.7	0.025	0.981	44.6	2.157	4.212	0.286	0.206	0.019	0.220	5.39	0.45	
T3-4	'	•	0.018	1.002	43.55	1.683	3.311	0.287	0.203	0.033	0.266	7.49	0.27	1
H69- 15F	1300	49.8	0.024	0.997	43.45	0.477	1.165	0.197	0.201	0.047	0.327	5.00	0.51	
WP28- 3-1	'	1	0.020	1.006	43.39	0.539	1.263	0.163	0.133	0.034	0.198	5.14	0.164	
H81- 21			0.024	1.021	43.35	0.706	1.791	0.157	0.098	0.011	0.096	2.87		
					Kaj	рельски	ій крато	HO						
9.2/1	895	36.0	-	-	-	3.03	4.78	0.25	-		ī	4.6	0.27	253
9.2/2	840	34.4	0.023	1.025	42.98	2.37	3.88	0.15	ı	ı	I	2.74	0.18	20
14.07/1	885	36.5	0.006	1.034	42.67	5.82	8.54	0.24	I	1	I	1.1	0.21	457
14.07/2	1	ı	0.005	1.131	41.78	1.77	3.07	0.12	I	I	I	2.41	0.14	44.9
14.01/1	1110	45.8	0.020	0.889	46.59	2.27	3.81	0.19	ı	I	I	3.15	0.28	124
5.8/1	Т	Т	0.027	0.959	44.22	0.67	1.33	0.1	I	I	I	2.54	0.74	304
5.8/2	1260	50.4	0.057	0.927	42.49	1.16	2.18	0.18	I	I	I	7.8	1.12	263

Таблица 2.

				, I	n				
N⁰	La/Nb	La/Sm	Ce/Sm	Ce/Yb	Gd/Yb	Sm/Nd	Sr/Nd	Lu/Hf	Zr/Y
			К	ратон Вай	ÍОМИН Г				
H-67-281	0.635	4.699	3.174	40.525	6.174	0.957	2.368	0.039	7.310
H-68-16B	0.427	4.776	3.510	57.448	8.786	0.839	1.348	0.025	4.978
T3-4	0.352	3.714	2.759	26.001	4.984	0.973	2.298	0.018	3.113
H69-15F	0.527	1.534	1.408	6.423	3.468	1.625	2.149	0.120	4.075
WP28-3-1	0.549	2.094	1.908	9.626	3.169	1.300	4.835	0.029	13.026
H81-21	0.637	2.847	2.705	42.193	7.227	0.904	2.319	0.097	-
			Ка	рельский	кратон				
9.2/1	0.455	7.676	4.621	24.770	-	0.798	2.283	-	7.081
9.2/2	0.870	16.381	6.251	16.760	-	0.655	2.790	-	6.327
14.07	0.599	15.358	8.599	44.262	-	0.556	2.615	-	2.178
14.07/2	0.307	9.941	6.183	15.911	-	0.604	1.761	-	7.155
14.01/1	0.751	7.567	4.846	19.746	-	0.624	1.467	-	4.675
5.8/1	0.870	4.243	3.214	4.924	-	1.130	1.352	-	1.426
5.8/2	0.880	4.075	2.927	3.139	-	1.055	1.451	-	2.894
	Кра	атон в фу	ндамент	е Восточн	о-Сибир	ской пла	тформь	J	
87/43	0.783	2.409	2.403	1.966	1.333	0.577	2.015	0.545	1.436
87/50	0.575	7.492	7.492	31.347	4.00	0.434	2.452	-	3.076
87/55	0.582	8.409	5.826	28.109	3.500	0.398	2.191	1.417	3.891
87/59	0.622	3.826	2.837	26.08	6.250	0.537	2.287	0.302	3.255
87/72	0.329	8.127	5.343	34.37	5.333	0.473	2.794	0.387	4.807
87/91	0.658	2.347	2.090	2.987	1.549	0.679	2.955	0.872	1.064
87/100	0.617	8.347	6.283	37.047	5.500	0.368	4.476	0.851	3.488
87/187	0.882	3.093	2.720	5.225	1.583	0.511	2.447	0.511	1.468
87/192	0.463	11.4	7.724	33.42	2.0	0.300	5.127	-	6.754
	Цент	рально-А	зиатски	й складча	тый поя	с. Витим	ское пла	ато	
Vt-4	1.068	1.339	1.258	3.405	2.508	1.265	0.728	0.410	2.092
Vt-5	0.782	1.212	1.070	0.913	0.829	1.329	0.950	1.153	0.965
Vt-8	0.624	1.844	1.423	1.249	0.855	1.467	1.189	1.389	0.975
Vt-10	0.831	3.832	2.916	8.387	2.726	0.856	1.023	0.297	2.110
Vt-11	1.849	4.073	1.834	7.213	2.972	1.178	1.633	0.271	1.554
Vt-12	0.397	1.673	1.638	1.216	0.78	1.097	0.967	0.758	1.278
Vt-13	0.838	3.619	2.606	6.520	1.756	0.718	0.678	1.538	1.818
Vt-14	0.885	2.591	1.620	1.960	1.267	0.569	0.608	0.385	1.175

Нормированные к примитивной мантии (Taylor, McLennan, 1985) отношения редких и редкоземельных элементов в ксенолитах из кимберлитов архейских кратонов и ксенолитов из щелочных базальтов Центрально-Азиатского складчатого пояса

Gd. Зависимость отношения (Sm/Nd)pm от MgO/SiO₂ и Al₂O₃/MgO выражена слабо, хотя можно говорить о некотором уменьшении отношения по мере уменьшения Al_2O_3/MgO .

Отношение (Lu/Hf)рт минимально в ксенолитах из кратона Вайоминг (<0.1), характеризующихся и минимальными значениями отношения Al_2O_3/MgO (<0.025), и максимально в ксенолитах из базальтов Витима, в которых Al_2O_3/MgO от 0.057 до 0.113.



Рис. 5. Зависимость содержания La (а), Ce (б), Sm (в), Gd (г), Yb (д) и суммы тяжелых P3Э (е) от MgO/SiO₂ в ксенолитах архейских кратонов.

Кратоны: Вайоминг (1), Карельский (2) и Восточно-Сибирской платформы (3), а также в ксенолитах из щелочных базальтов Витимского плато Центрально-Азиатского пояса (4).

На диаграммах, показывающих зависимость (Zr/Y)pm, (Ce/Yb)pm, (La/Sm)pm, (Rb/Sr)pm, (Sm/Nd)pm и (Lu/Hf)pm от Al₂O₃/MgO, (рис. 7б) выделено 4 квадранта (I, II, III, IV). Границами их являются величина Al₂O₃/MgO в ПМ (0.082÷0.120, среднее – 0.104) и равные 1.0 величины нормированных к ПМ отношений несовместимых редких и/или редкоземель-


Рис. 6. Зависимость содержания Ti, Zr иY от MgO/SiO₂ (а) и Al₂O₃/MgO (б) в ксенолитах. Условные обозначения те же, что на рис. 5.

ных элементов. В квадрантах I и II значения $Al_2O_3/MgO \le 0.82$, а величины отношения РЭ и/или РЗЭ меньше и больше 1.0 соответственно. Они характеризуют деплетированную Al_2O_3 мантию с низкими (I) и высокими (II) отношениями РЭ и/или РЗЭ. В квадрантах III и IV значения $Al_2O_3/MgO \ge 0.105$ и величины отношений несовместимых элементов больше и меньше 1.0 соответственно. Они характеризуют недеплетированную Al_2O_3 мантию с высокими (III) и низкими (IV) отношениями несовместимых элементов. На



Рис. 7. Зависимость отношений (La/Sm)_{pm} (Ce/Sm)_{pm}, (Gd/Yb)_{pm}, (Ce/Yb)_{pm}, (Zr/Y)_{pm} от MgO/SiO₂ (a) и Al₂O₃/MgO (б) в ксенолитах.

Условные обозначения те же, что на рис. 6.

диаграммах (Zr/Y)pm–Al₂O₃/MgO, (Rb/Sr)pm–Al₂O₃/MgO, (Ce/Yb)pm–Al₂O₃/MgO, (La/Sm)pm–Al₂O₃/MgO фигуративные точки ксенолитов из базальтов Центрально-Азиатского пояса ложатся в область сочленения всех четырех квадрантов. Точки ксенолитов из кимберлитов кратонов находятся в квадранте II и при высокой степени деплетированности Al₂O₃ показывают высокие значения отношений (Zr/Y)pm, (Rb/Sr)pm, (Ce/Yb)pm, (La/Sm)pm по сравнению с ПМ. Величины отношений закономерно уменьшается по мере уменьшения степени деплетированности Al₂O₃ и приближения состава ксенолитов к составу ПМ. Противоположная тенденция наблюдается для отношения (Sm/Nd)pm. В ксенолитах из кимберлитов оно обычно меньше 1.0, тогда как в ксенолитах из базальтов – более 1.0.

Связь между составом ксенолитов и параметрами равновесия (T, p) их минеральных ассоциаций

Для некоторых ксенолитов из кимберлитов кратонов Вайоминг, Карельского и Восточно-Сибирской платформы, а также из базальтов в Центрально-Азиатского складчатого пояса, кроме их валового рифеидах состава, определен состав сосуществующих гранатов и ортопироксенов [11, 36; наши данные]. Это позволило нам оценить Т, р условия равновесия ассоциаций ксенолитах минеральных В c помощью гранатортопироксенового геотермобарометра [32]. На рис. 8 показаны зависимости отношений MgO/SiO₂ и Al₂O₃/MgO в ксенолитах от температуры и давления. Они свидетельствуют об уменьшении MgO/SiO2 и увеличении Al2O3/MgO в ксенолитах с повышением температуры и давления равновесия ассоциации гранат-ортопироксен и соответственно глубины нахождения ксенолитов в мантии на момент извержения кимберлитов и базальтов. Температурные и барические зависимости наблюдаются также для содержания Y и Zr (рис. 9) и отношений (La/Sm)pm (Ce/Sm)pm, (Gd/Yb)pm, (Ce/Yb)pm, (Zr/Y)pm (рис. 10) в ксенолитах. Содержание Y и Zr увеличивается с возрастанием температуры и давления. Отношения (La/Sm)pm (Ce/Sm)pm, (Gd/Yb)pm, (Ce/Yb)pm, (Zr/Y)рт уменьшаются с увеличением температуры и давления. На ряде диаграмм фигуративные точки ксенолитов кратонов Вайоминг, Карельского и Восточно-Сибирской платформы образуют индивидуальные тренды. Зависимость отношения (Lu/Hf)рт от температуры и давления наблюдается только для Витимских образцов: оно возрастает с увеличением обоих параметров.

Обсуждение результатов

Полученные результаты свидетельствуют о различии химического состава верхней мантии под раннедокембрийскими и фанерозойскими тектоническими структурами как на уровне петрогенных, так и на уровне редких и редкоземельных элементов. Оно проявляется в различной степени



Рис. 8. .Зависимость MgO/SiO₂ (а) и Al₂O₃/MgO (б) в ксенолитах от температуры и давления равновесия в них гранат-ортопироксеновых ассоциаций.



Условные обозначения те же, что на рис. 5.

Рис. 9. Зависимость содержания Y и Zr в ксенолитах от температуры и давления равновесия в них гранат-ортопироксеновых ассоциаций.

Условные обозначения те же, что на рис. 5.



Рис. 10. Зависимость отношений (La/Sm)_{pm} (Ce/Sm)_{pm}, (Gd/Yb)_{pm}, (Ce/Yb)_{pm}, (Zr/Y)_{pm} в ксенолитах от температуры и давления равновесия в них гранат-ортопироксеновых ассоциаций.

Условные обозначения те же, что на рис 5.

деплетированности ксенолитов относительно примитивной мантии магмофильными окислами CaO, Al₂O₃, FeO, совместимыми и несовместимыми редкими элементами.

Различие в составе между перидотитами из ксенолитов Южной Африки перидотитами разнообразного происхождения объяснялось иссле-И дователями либо тем, что они представляют собой продукты «примитивной негомогенности» источника, либо, что ксенолиты отражают различную фракционирования вещества ИЗ хондритового источника. степень Массбалансовые расчеты, выполненные Р. Бойдом [8], позволили ему предположить, что перидотиты верхней мантии под архейскими кратонами являются реститами при экстракции ИЗ фертильных перидотитов ультрамафических расплавов, подобных коматиитам. Гипотеза об образовании деплетированной мантии под кратонами за счет экстракции коматиитовых расплавов из «первичной» мантии подтверждается И экспериментами по плавлению пиролитов в широком диапазоне температур и давлений [18, 21, 19, 47].

Наши результаты не противоречат гипотезе реститовой природы верхней мантии под раннедокембрийскими структурами. На диаграмме MgO/SiO₂-SiO₂ (рис. 11) фигуративные точки ксенолитов из кимберлитов располагаются вдоль тренда изменения состава рестита, возникающего при степенях плавления ксенолита шпинелевого различных лерцолита, представляющего фертильную мантию, и экстракции из него расплава коматиитового состава (pyrolite residue trend, [47]). При этом на диаграмме фигуративные ксенолитов различными точки ИЗ мантии под раннедокембрийскими структурами образуют индивидуальные тренды. Так подстилающей Восточно-Сибирскую ксенолитов ИЗ мантии, точки платформу, наиболее близки к «реститовому» тренду и располагаются между линиями смешения оливин-клинопироксен и оливин-гранат. Ксенолиты этого региона характеризуются отношением MgO/SiO₂ от 0.85 до 1.21 и содержанием SiO₂ - от 41 до 46 мас. %. Точки ксенолитов из мантии под Каапваальским кратоном и протерозойским складчатым поясом Натал в Южной Африке, а также под нижнепротерозойским поясом Холлс Крик в Австралии на диаграмме MgO/SiO₂-SiO₂ располагаются между линиями смешения оливин-ортопироксен и оливин-клинопироксен. Отношение MgO/SiO_2 в ксенолитах колеблется от 0.9 до 1.2, содержание SiO₂ – от 43 до 46 мас. %. Между трендами ксенолитов Восточной Сибири и Южной Африки-Австралии располагаются тренды, образуемые точками ксенолитов из мантии под кратонами Вайоминг, Карельский и Дарвар. Все это указывает на различие состава мантии под нижнедокембрийскими структурами, что может быть следствием различной степени плавления примитивной мантии и первичной неоднородности хондритового вещества на ранней стадии дифференциации Земли. М. Валтер [47] предполагает, что высоко- и низкотемпературные перидотиты, наблюдаемые среди ксенолитов в кимбер-



Рис. 11. Диаграмма MgO/SiO₂-SiO₂ для ксенолитов из кимберлитов и лампроитов, прорывающих архейские кратоны.

Кратоны: 1-Каапваальский, 2-Вайоминг, 3-Карельский, 4-Дарвар, 5-Восточно-Сибирская платформа) и раннедокембрийские складчатые пояса (6-Натал, 7-Холлс Крик). Здесь и далее на рис 13 залитым кружком показан состав примитивной мантии по различным авторам, звездочкой – состав оливинов, ортопироксенов, клинопироксенов и гранатов, пунктирной линией - тренд изменения состава рестита при возрастании степени плавления пиролита KLB-1 (pyrolite residue trend; [47]), сплошными линиями - линии смешения оливин-ортопироксен (Ol-Opx), оливинклинопироксен (Ol-Cpx), оливин-гранат (Ol-Gr).

литах Каапваальского кратона, имеют источники, в различной мере обогащенные SiO_2 по сравнению с пиролитовой мантией. Подтверждением первичной неоднородности вещества мантии являются также индивидуальные тренды для ксенолитов кратонов Вайоминг, Карельского и Восточно-Сибирской платформы на диаграммах температурной и барической зависимости содержания Zr иY, отношений Zr/Y, La/Sm, Ce/Sm, Gd/Yb кратонических ксенолитах (см. рис. 9 и 10), а также на диаграмме (La/Sm)pm-(Ce/Yb)pm (рис. 12).

На диаграмме MgO/SiO₂-SiO₂ точки ксенолитов из щелочных базальтов Центрально-Азиатского пояса (базальты Монголии, Хамар-Дабана и Витимского плато Забайкалья) также ложатся вдоль «реститового» тренда, но близко к точкам примитивной мантии и между линиями смешения оливин-клинопироксен и гранат-оливин (рис. 13). Их положение на диаграмме отражает низкую степень плавления мантии в этих областях. В то же время на диаграмме Al_2O_3 -CaO/Al₂O₃ (рис. 14) наблюдается разделение



Рис.12. Диаграмма (La/Sm)_{ch}-(Ce/Yb)_{ch} для перидотитовых ксенолитов из кимберлитов архейских кратонов.

Кратоны: Вайоминг (1) и Карельского (2) и ксенолитов из базальтов Витимского плато Центрально-Азиатского складчатого пояса (3).



Рис. 13. Диаграмма MgO/SiO₂-SiO₂ для ксенолитов из щелочных базальтов Центрально-Азиатского складчатого пояса.

1-Монголия, 2-Хамар-Дабан, 3-Витимское плато.



Рис. 14. Диаграмма Al₂O₃⁻CaO/Al₂O₃ для ксенолитов из щелочных базальтов Центрально-Азиатского складчатого пояса.

Условные обозначения те же, что на рис. 13.

точек ксенолитов Монголии, Хамар-Дабана и Забайкалья, и это, повидимому, отражает неоднородность состава источника.

Таким образом, приведенные данные позволяют сделать вывод не только о различной степени плавления мантийного вещества под раннедокембрийскими и позднепротерозойскими-фанерозойскими структурами, но и значительной первичной неоднородности мантии, подстилающей те и другие структуры. Это различие в составе проявляется как по содержанию основных окислов, так и по содержанию несовместимых редких и редкоземельных элементов и их отношений. Состав мантии под кратонами Вайоминг, Карельский и в фундаменте Восточно-Сибирской платформы по соотношению Zr/Y, La/Sm, Ce/Sm, Gd/Yb и Lu/Hf неодинаков.

Судя по установленной нами зависимости отношений MgO/SiO₂, Al₂O₃/ MgO от температуры и давления (и соответственно глубины), можно говорить, что степень плавления мантийного вещества уменьшается с глубиной и где-то на глубине 180-220 км под архейскими кратонами мантия уже слабо затронута процессами плавления.

Вещественная неоднородность верхней мантии под раннедокембрийскими и позднепротерозойскими-фанерозойскими структурами в определенной мере коррелирует с неоднородностью ее термального состояния. Как термобарометрические показали исследования [2, верхнемантийных 38. 14], термальное ксенолитов состояние континентальной литосферной мантии, подстилающей раннедокембрийские и позднепротерозойские-фанерозойские тектонические структуры земной коры, существенно различается. Верхняя мантия под архейскими кратонами и раннедокембрийскими складчатыми поясами относительно холодная и характеризуется значениями геотермических градиентов от 6.5 до 8.5°С/км, тогда как мантия под фанерозойскими поясами значительно более «горячая» и геотермические градиенты здесь выше: от 8.5 до 12.5°С/км [14].

Полученные нами данные свидетельствуют, что содержание легких РЗЭ (La, Ce) в ксенолитах мантийных перидотитов не зависит от соотношений MgO/SiO₂ и Al₂O₃/MgO, характеризующих степень плавления источника. Содержание же средних и тяжелых РЗЭ, начиная от Sm до Lu, а также Y, Zr, Ті закономерно уменьшается по мере увеличения степени плавления ПМ. Таким различным поведением легких, средних и тяжелых редкоземельных элементов при плавлении ПМ определяется и характер зависимости от MgO/SiO₂ и Al₂O₃/MgO отношений легких к средним (La/Sm, Ce/Sm), средних к тяжелым (Gd/Yb) и легких к тяжелым (Ce/Yb) РЗЭ. Обеднение мантийных перидотитов средними и тяжелыми РЗЭ по мере увеличения MgO/SiO₂ и уменьшения Al₂O₃/MgO предполагает накопление этих элементов в расплаве. Это не согласуется с величинами коэффициентов распределения РЗЭ между расплавом и мантийными минералами, гранатом, ромбическим моноклинным которые оливином, И пироксенами, увеличиваются от легких к тяжелым РЗЭ [33, 25], в соответствии с которыми средние и тяжелые РЗЭ должны были бы накапливаться в рестите. Такое противоречие можно было бы объяснить изменением коэффициентов распределения РЗЭ между расплавом и минералами рестита при высоких температурах и давлениях, существующих в верхней мантии. Однако такие Незначительное данные отсутствуют. изменение коэффициентов распределения для некоторых редких элементов (Ti, Cr, Ni) установлено в экспериментах по плавлению перидотита при давлении в 20-24.5 ГПа [46]. Очевидна необходимость исследования характера распределения редких и сосуществующими редкоземельных элементов между минералами В ксенолитах и зависимости коэффициентов распределения элементов между минералами от температуры и давления.

Заключение

Полученные данные позволяют сделать следующие выводы:

1) Перидотитовые ксенолиты из кимберлитов и щелочных базальтов имеют реститовую природу. Разнообразие их химического состава является результатом различной степени дифференциального плавления примитивной (фертильной) мантии и первичной неоднородности хондритового вещества Земли.

2) Химический состав мантии под раннедокембрийскими структурами (архейские кратоны, ранне- и среднепротерозойские складчатые пояса) и позднепротерозойскими-фанерозойскими складчатыми структурами различается на уровне основных, редких и редкоземельных элементов, отражая более высокую степень плавления примитивной мантии и деплетирования ее магмофильными элементами под древними структурами по сравнению с молодыми.

3) Наблюдается значительная первичная неоднородность мантии, подстилающей и раннедокембрийские и позднепротеозойские-фанерозойские структуры. Она проявляется как по содержанию основных окислов, так и по содержанию несовместимых редких и редкоземельных элементов и их отношений; состав мантии под кратонами Восточно-Сибирской платформы, Вайоминг и Карельским неодинаков по соотношению Zr/Y, La/Sm, Ce/Sm, Gd/Yb и Lu/Hf;

4) Степень плавления примитивной мантии уменьшается с глубиной, о чем свидетельствует отрицательная зависимость от давления (и соответсвенно глубины) отношений MgO/SiO₂ и положительная зависимость отношений Al₂O₃/ MgO в ксенолитах.

5) Содержание Y, Zr, Ti, Sm, Gd и Yb и суммарное содержание тяжелых РЗЭ уменьшается в мантии по мере возрастания степени плавления. Соответственно наиболее истощенное этими несовместимыми редкими и редкоземельными элементами вещество слагает верхние части разреза литосферной континетальной мантии.

Работа выполнена при поддержке Российского Фонда Фундаментальных Исследований (проект № 02-05-64822) и в рамках программы №503 фундаментальных исследований ОНЗ РАН «Глубинное строение Земли, геодинамика, магматизм, взаимодействие геосфер».

Благодарности

Авторы благодарят А.Б. Вревского и Ю.Д. Пушкарева (ИГГД РАН) за обсуждение работы и ценные советы при подготовке статьи к печати

Литература

1. Ащепков И.В., Владыкин Н.В., Герасимов П.А., Сапрыкин А.И., Хмельникова О.С., Аношин Г.Н. Температурный градиент и строение температурного киля Юговосточного края Сибирского кратона -реконструкции по дезинтегрированным ксенолитам кимберлитовых трубок Алданского щита // Доклады Академии Наук. 2001. Т. 378. №4. С. 495-499

- 2. Глебовицкий В.А., Никитина Л.П., Хильтова В.Я. Термальное состояние мантии, подстилающей докембрийские и фанерозойские структуры (по данным гранатортопироксеновой термобарометрии ксенолитов гранатовых перидотитов в кимберлитах и щелочных базальтах) // Физика Земли, 2001. Т.З. С. 3-25
- 3. Грачев А. Ф. Хамар-Дабан горячая точка Байкальского рифта: данные химической геодинамики // Физика Земли, 1998. №3. С. 3-28
- 4. Ионов Д.А., Ащепков И.В. Штош Х.Г., Зек Х.А., Витт-Айкшен Г. Ксенолиты гранатовых перидотитов Витимского вулканического поля Забайкалья: петрология и геохимия гранат-шпинелевых перидотитов переходной зоны субконтитнентальной мантии/ Под ред. Богатикова, О.А. и др. Магматизм рифтов и складчатых поясов. М.: Наука, 1993. С.169-211.
- 5. Когарко Л.Н., Турков В.А. Рябчиков И.Д. Состав первичной мантии Земли (по данным исследования нодулей) // Докл. АН СССР. 1987. Т.290. №1 С.
- 6. Уханов А.В., Рябчиков И.Д., Харькив А.Д. Литосферная мантия Якутской кимберлитовой провинции / М.: Наука, 1988. 286 с.
- 7. **Bonatti F., Ottonello G., Hamlyn P.R.** Peridotites from the island of Zabargad (St. John), Red See: petrology and geochemistry // J Geophys. Res. 1986. V. 91. P.599-631.
- 8. **Boyd F.R.** Compositional distinction between oceanic and cratonic lithosphere // Earth Planet. Sci. Lett. 1989. V. 96. P. 15-26.
- 9. Boyd F.R., Pearson D.G., Mertzman S.A. Spinel-facies peridotites from the Kaapvaal Root//Proceed. VII Internat. Conf. 1999. V.1. P.40-48
- Boyd F.R, Pokhilenko N.P., Pearson D.G. et al. Composition of the Siberian cratonic mantle: evidence from Udachnaya peridotite xenoliths // Contr. Mineral. Petrol. 1997. 128. 228-246.
- 11. Carlson R.W, Irving A.J., Hearn B.C. Jr. Chemical and isotopic systematics of peridotite xenoliths from the Williams kimberlite, Montana: clues to processes of lithosphere formation, modification and destruction // Proceed. VII Intern. Conf. 1999. V. 1. P. 90-96.
- Carswell D.A., Clarke D.B., Mitchell R.H. The petrology and geochemistry of ultramafic nodules from Pipe 200, northern Lesotho//The mantle sample: Inclusions in kimberlites and other volcanics. Eds.: Boyd,R.G., Meyer,H.O.A. Proceed. Second Inter. Kimb. Conf. 1979. V. 2. P. 127-144.
- 13. Cohen L., Snelling N.L., Vail, I.R. The Geochronology and Evolution of Africa. Clarendon, Oxford. 1974.
- 14. Glebovitssky V.A., Nikitina L.P., Khiltova V. Ya., Ovchinnikov N.O. The Thermal Regimes of the Upper Mantle beneath Precambrian and Phanerozoic Structures up to the Thermobarometry data of Mantle Xenoliths // Lithos. 2004. V. 74. P. 1-26.
- Griffin W.L, O'Reilly S.Y., Ryan C.G., Gaul C.G., Ionov D. Secular variation in the composition of subcontinental lithospheric mantle // In: J. Braun et al. (eds.). Structure and evolution of the Australian continent. Amer. Geophys. Union. Geodynam ser., 1998. V. 26. P. 1-26.
- 16. 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 litosphere traverse: mantle terranes and assembly of the Siberian craton // Tectonophysics, 1999. V. 310. P. 1-35.
- Hart S.R., Zindler G.A. In search of a bulk-earth composition // Chem. Geol. 1986. V.57. P.247-267
- 18. Herzberg C., Gasparik T., Sawamoto H. Origin of mantle peridotite: constraints from melting experiments to 16.5 GPa // J. Geophys. Res. 1990. V. 95. P.779-803
- 19. Herzberg C., Zhang J. Melting experiments of comatilte analog compositions at 5 GPa // Amer. Mineralog. 1997. V. 82. P. 354-367.

- 20. Hewins R. H., Herzberg C.T. Nebular turbulence chondrule formation and the composition of the Earth // Earth Planet. Sci. Lett. 1996. V.144. P. 1-17.
- 21. **Hirose K., Kushiro I.** Partial melting of dry peridotites at high pressures. Determination of compositions of melts segregated from peridotite using aggregates of diamond // Earth Planet. Sci. Lett. 1993. V. 114. N4. P. 477-490.
- 22. Ionov D.A., Griffin W.L., O'Reilly S.Y. Off-cratonic garnet and spinel peridotite xenoliths from Dsun-Bussular, SE Mongolia // Proceed. VII IKC, 1999. V. 1. P. 383-390.
- 23. Jagoutz E., Palme H., Baddenhausen H., Blum K. et al. The abundances of major, minor and trace elements in the Earth's mantle as derived from primitive ultramafic nodules // Proceed. Of the 10th Lunar and Planet. Sci. Conf. // Geochem. Cosmochem. Suppl. 1979. P. 2031-2050.
- 24. Jaques A.L., O'Neill H.St.C., Smith C.B, Moon J., Chappell B.W. Diamondiferous peridotite xenoliths from the Argyle (AK1) lamproite pipe, Western Australia // Contrib. Mineral. Petrol. 1990. V. 104. P. 255-276.
- 25. Johnson K.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. V. 133. P. 60-68.
- 26. Kempton P.D., Lopez-Escobar L., Hawkesworth C.J., Pearson D. G., Wright D.W., Ware A. J. Spinel±garnet lherzolite xenoliths from Pali Aike, Part 1: Petrography, mineral chemistry and geothermobarometry // Proc. of Seventh Int. Kimb. Conf. (Cape Town. 1998). 1999. V. 1. P. 403-414.
- 27. Kopylova M. G., Russell, J.K., Cookenboo, H. Mapping the lithsphere beneath the North Central Slave craton // Proceed. VII IKC, 1999. V.1.P. 468-479.
- Kukkonen I.V, Peltonen P. Xenoliths-controlled geotherm for the central Fennoscandian shield: implications for lithospere-astenosphere relations // Tectonophysics. 1999. V. 304. P. 301-315.
- 29. Lee C.T., Rudnick R.L. Compositionally stratified cratonic lithosphere: petrology and geochemistry of peridotite xenoliths from Labait volcano, Tanzania//Proceed. VII IKC, 1999. V.2. P.503-524.
- 30. McDonough, Sun S.-S. The composition of the Earth // Chem. Geol. 1995. V. 120. P. 223-253.
- Nehru, C.E. and Reddy, A.K. Ultrabasic Xenoliths from Vajrakurer Kimberlites, India// In: Ross, J. et al. (Eds). Kimberlites and Related Rocks (Proc. Fourth Int. Kimberlite Conf. GSA, Spec. Publ. 14). 1989. V. 2. P. 745–759.
- 32. Nikitina, L.P. Garnet-orthopyoxene and garnet-clinopyroxene thermobarometers for the mantle xenoliths// In:"Capricious Earth: models and modelling of geologic processes and objects". Eds. Glebovissky V.A., Dech V.N. Theophrastus contributions to advanced studies in geology. V. III. St. Petersburg-Athens. 2000. P.44-53.
- 33. Nykonen V.M., Vuollo J.I., Liippo J.P., Piirainen T.A. Transitional (2.1 Ga) Fe-tholeiitictholeiitic magmatism in the Fennoscandian shield signifying lhithospheric thinning during Palaeoproterozoic extensional tectonics // Precambr. Res. 1994. V.70. P.45-65.
- 34. **O'Reilly S., Griffin W.** Petrologic and geophysical characteristics of the lithosphere and lithosphere–astenosphere boundary through time // Ofioliti. 1999. V. 224. No 1. P. 146-157.
- 35. **Palme H., Nickel K.G.** Ca/Al ratio and composition of the Earth mantle // Geochem. Cosmochem.Acta. 1985. V.49. P. 2123-2132
- 36. **Peltonen P., Huhma H, Tuni M., Shimizu N.** Garnet peridotite xenoliths from kimberlites of Finland: nature of the continental mantle at the archean craton-protterozoic mobile belt transition // Proc. of Seventh Int. Kimb. Conf. 1999. V. 2. P. 664-676.
- 37. Peters S.W. Regional Geology of Africa. Lecture Notes in Earth Sciences. 40. Springer-Verlag, Berlin. 1991.

- 38. Podium Djomani Y.H., O'Reilly S.Y., Griffin W.L., Morgan P. The density structure of subcontinental lithosphere through time//Earth. Planet. Sci Lett. 2001. V. 184. P. 605-621.
- 39. Pokhilenko N.P., Sobolev N.V., Kuligin S.S., Shimizu N. Pecularities of distribution of pyroxenite paragenesisis garnets in Yakutian kimberlites and some aspects of the evolution of the Siberian craton lithospheric mantle// Proceedings of the VII International Kimberlite Conference. 2000. The P.H. Nixon volume. P. 690-707.
- 40. Qi Q., Taylor L.A., Zhou X. Petrology and geochemistry of mantle peridotite xenoliths from SE China // J. Petrol. 1995. V.36. Pt. P.55-79.
- 41. **Reid A.M., Donaldson C.H., Brown R.W., Ridley W.J., Dawson J.B.** Mineral chemistry of peridotite xenoliths from the Lashaine volcano, Tanzania // Phys. Chem. Earth. 1975. V.9. P.525-543.
- 42. Stern, C.R., Saul, S., Skewes, M.A., and Futa, K. Garnet Peridotite Xenoliths from the Pali-Aike Alkali Basalts of Southernmost South America // In: Ross, J. et al. (Eds.), Kimberlites and Related Rocks (Proc. Fourth Int. Kimberlite Conf. GSA, Spec. Publ. 14). 1989. V. 2. P. 735–744.
- 43. Stosch H.G, Lugmaair G.W., Kovalenko V.I. Spinel peridotite xenoliths from the Tariat depression, Mongolia. II; Geochemistry and Nd and Sr isotopic composition and their implications for the evolution of the subcontinental lithosphere // Geochim. Cosmochim. Acta. 1986. V. 50. P. 2601-2614.
- 44. **Takahashi E.** Melting of a dry peridotite KLB-1 up to 14 Gpa: implication on the origin peridotitic upper mantle // J. Geophys. Res. 1986. V.91. P.15941-15954.
- 45. **Taylor S.R., McLennan S.M.** The continental crust: its composition and evolution / Oxford. Blackwall Sci. Publ. 1985. 312 p.
- 46. **Tronnes R.G., Frost D.J.** Peridotite melting and mineral-melt partitioning of major and minor elements at 22-24.5 GPa // Earth Planet. Sci. Lett. 2002. V. 197. P. 117-131.
- 47. Walter M.J. Melting of garnet peridotite and the origin komatiite and depleted lithospere // J. Petrol. 1998. V. 39. P. 29-60.
- 48. Wiechert U., Ionov D.A., Wedepohl K.H. Spinel peridotite xenoliths from Atsagin-Dush volcano, Dariganga lava plateau, Mongolia: a record of partial melting and criptic metasomatism in the upper mantle // Contrib. Mineral. Petrol. 1997. V. 126. P 345-364.
- 49. Xue X., Baadsgaard H., Irving A.J., Scarfe C.M. Geochemical and isotopic characteristics of lithosperic mantle beneath West Kettle River, British Columbia: evidence from ultramafic xenoliths // J. Geophys. Res. 1990. V. 95. P. 15879-15891
- 50. Xu X., O'Reilly S.Y., Griffin W.L., Zhou X. Genesis of young lithospheric mantle in SE China // J. Petrol. 2000. V. 41. P. 111-148.
- Xu X., O'Reilly S.Y., Griffin W.L., Zhou X. Enrichment of upper mantle peridotite: petrological, trace element and isotopic evidence in xenoliths from SE China // Chem. Geol. 2003. V. 198. P. 163-188.

УДК 551.22 +552.11

Особенности строения литосферной мантии Накынского кимберлитово поля и по ксенолитам и ксенокристаллам кимберлитовой трубки Нюрбинская

Ащепков И.В.¹, Владыкин Н.В.², Ротман А.Я.³, Похиленко Н.П.¹, Логвинова А.М.¹, Стегницкий Ю.Б.³, Палесский С.В.¹, Кучкин С.И.¹, Травин С.В.¹, Сапрыкин А.И.¹, Аношин Г.Н.¹, Хмельникова О.С.¹

¹ ОИГГиМ СО РАН, Новосибирск, Россия ² Институт геохимии СО РАН, Иркутск, Россия ³ ЦНИГРИ, АЛРОСА, Мирный, Россия

Накынское кимберлитовое поле, открытое сравнительно недавно, отличается повышенной алмазоносностью. Низкотитанистые кимберлиты выносят большое число ксенолитов метаосадочных пород эклогитов, пироксенитов и перидотитов. Перидотитовые минералы дают длинные ряды изменения составов, свидетельствующие о повышенной мощности литосферы, значительная часть которых, судя по повышенной хромистости, особенно хромитов, относится к алмазной фации мантии. Сг- диопсиды из трубки Нюрбинская обнаруживают тренд близкий к пироксеновому тр. Мир, но более железистый и хромистый. Ильменитовые мегакристаллы, найденные в одной из проб, разбиваются на две группы составов магнезиальные – 55-52% TiO₂ близких к метасоматическому типу и более железисты. Ильменитовый тренд с быстрым снижением 14- 9% MgO и NiO и небольшими концентрациями Al₂O₃, Cr₂O₃ ограничен по TiO₂ до 44%.

ТР условия, определенные с помощью клинопироксеновых и гранатовых термобарометров, обнаруживают хорошее совпадение в низкотемпературной части. Клинопироксеновые составы дают низкотемпературные геотерму выше 50 кбар, а ниже – существенный разогрев. По гранату определены две ветви: близкая к клинопироксеновой и высотемпературную ~ 43 мв/м². Реконструкция слоистости мантийной колонны с помощью построения вариаций компонентов от вычисленного давления для граната и клинопироксена и от TiO₂ для ильменита и Cr₂O₃ для хромита обнаруживает хорошее совпадение. Судя по гранату, мантийная колонна расслоена на 9 -10 основных горизонтов, можно определить более тонкую слоистость в нижней части разреза. Обогащенный пироксеном линза, обычная ~ 35-45 кбар под Накынским полем сравнительно мощная и опущена до 38-55 кбар. Нижняя часть резко истощена и частично вновь регенирирована. В нижней части мантийной колонны, вероятно, 2xприсутствуют не менее горизонтов сравнительно легкоплавких эклогитоподобных пород.

Состав микрокомпонентов проанализированный методом LAM ICP MS на 40 элементов для минералов из концентрата кимберлитовых показала, что мантийные минералы Накынского поля имеют компоненту, типа зрелых осадков –Се- аномалии, Та- Nb – U обогащение и т.п. Гранаты из верхней части мантийной колонны имеют округлые спектры, а из нижней части– минимумы

HREE или S- образные. Клинопироксены из различных частей разрезы TRE и REE диаграммы резко различаются, от S- образных до обычных для глубинных частей кратона, резко обогащенных LREE составов или с обратным наклоном, характерным для шпинелевой фации.

Ильменитовый тренд, судя по обогащению REE конечных составов (~ в 10000 относительно недифференцированных) трассирует непротяженную по вертикали систему подводящих каналов протокимберлитовой стадии и отражает почти полную кристаллизацию этих магм. Начальные порции расплавов, продуцировавших ильмениты, имели плоские или слаженные W-спектры REE с Ce аномалиями как и у хромитов, а конечные дифференцированные с резким обогащением LREE.

Повышенная алмазоносность, по-видимому, связана с субдукцией сиалического богатого H₂O и летучими субстрата, вызвавшего реакцию, а затем внедрением и полной кристаллизацией протокимберитовых расплавов в нижней части мантийной колонны, что сопровождалось сильным разогревов и, вероятно, ростом и укрупнением алмазов.

Введение

Накынское кимберлитовое поле, Сибиркой алмазоносной провинции, открытое сравнительно недавно [24], отличается аномальным строением литосферы [11, 12, 14] повышенной алмазоносностью, причем среди ксенолитов [20] встречаются алмазоносные железистые эклогитоподобные ассоциации с альмандином, доля которых и их обломков высоки и типичные эклогиты, в том числе с алмазами [21]. Среди ксеногенного перидотитового материала преобладают хромистые ассоциации пиропов и хромитов [14], что наряду с геохимическими признаками [28] самих кимберлитовых расплавов свидетельствуют о глубинности выносимого материала [7]. В этом поле пространственным совмещены базитовый и кимберлитового вулканизм [10, 16, 26]. Трубки, сложенные преимущественно поликмиктовыми брекчиями [23], имеют возраст, близкий к возрастам других среднепалеозойских кимберлитов [9], что подтверждается и нашими определениями для трубки Ботуобинская (352±33 млн. лет). Спектры TRE характеризуются обычными La/Yb_n отношениями с Се минимумами и несколько пониженным наклоном левого крыла REE спектра и значениями некогерентных элементов LILE U, Th, Nb, Ta, Zr, Hf, для отдельных проб, другие отвечают средним значениям для палеозойских кимберлитов Сибирской платформы (наши данные и [28]).

В статье впервые приведены составы клинопироксенов и ильменитов, которые существенно помогают понять картину строения литосферного киля и системы каналов продвижения протокимберлитовых расплавов.

Минералогия

Гранаты из тр. Нюрбинская относятся к эклогитовым и перидотитовым составам [11, 12, 13, 28], так же как и трубки Ботуобинская [22]. Первые железистые - 16-26 %. Низкокальциевых эклогитовых гранатов ~1% СаО в обнаруженных в алмазоносном эклогите в данной выборке не найдено, самые

низкие концентрации 2,4% CaO у эклогитовых гранатов (FeO-17%). Пиропы 1-13,5% Сг₂О₃, несмотря на в основном трассируют лерцолитовое поле перидотитовых существенно истощенный состав ксенолитов. Более хромистые составы относятся к гарцбургитовому типу. Данная выборка, состоящая из 420 анализов зерен гранатов по химизму блика к опубликованы ранее [13, 28], но отличается отсутствием гранатов с содержание ~ 15% Cr₂O₃. Изученная выборка состоит из зерен из протолочек 4х проб скважин 22/400 и 16/320, 103/3; 110-15. Отдельные пробы отличаются несущественно, однако в пробе, содержащей ильменит, отмечены повышенные содержания Na₂O и TiO₂ в гранатах. (рис. 1.) Несколько близ- изобарических трендов субкальциевых гранатов [19, 39, 41, 45] зафиксировано начиная с 7% Cr₂O₃ диаграмме Cr₂O₃-CaO. Высококальциевые составы и тренды в на пироксенитоую область [19] не характерны. В интервале 0-4% Cr₂O₃ отмечено снижение FeO от 12% до 8% для гранатов мегакристовой образование ассоциации, что предполагает ИХ ИЗ расплавов, контаминированных перидотитами. Как и для трубки Зарница [2, 6] основной максимуму встречаемости относится низкохромистому интервалу 3 % Cr₂O₃.

Cr- диопсиды из кимберлитов Накынского поля в данной работе описаны впервые. Они встречены в больших количествах в той же пробе, что и ильмениты, в других гораздо реже. Эти минералы образуют обычный тренд снижения Cr с с увеличением железистости, как и Na₂O; для TiO₂ и Al₂O₃ отмечается слабый рост (рис. 2.). Данный тренд немного более железист, чем у перидотитовых клинопироксенов из тр. Мир.

У *хромитов* максимум встречаемости относится к интервалу 64% - Cr_2O_3 алмазной фации, которые встречаются в виде включений [18] (рис. 3). Хромиты до 50% Cr_2O_3 . быстро обогащаются ульвошпинелевым миналом с содержаниями TiO₂ до 4%, а затем титанистость резко падает. Одновременно с титаном растут NiO, FeO и V₂O₅, затем при 50% Cr_2O_3 перелом трендов со снижением данных компонентов. Хромиты из изученной ранее выборки [14] имеют близкую конфигурацию, но доля низкохромистых составов значительно выше.

Ильмениты, которые ранее отмечались в виде единичных зерен [14] в одной из проб обнаружены в значительных количествах в пробе керна туфобрекчии. В отличие от регулярных трендов определенных для большинства Африканских трубок [43, 51] и большинства трубок Сибирской платформы [1, 2, 5, 25] данные выборка отличается большим разбросом составов ильменитов. Они делятся на 2 группы с TiO_2 48-51% и > 52% и лишь 1 состав с высокой хромистостью имеет содержание TiO_2 45%. Анализы ильменитов имеют специфическое распределение с очень быстрым снижением содержаний MgO (рис. 4), NiO, V_2O_5 , Fe O при этом растут. Cr_2O_3 , будучи постоянным в пределах группы снижается от 1,7 до 1 %., концентрации Al_2O_3 низки ~0.5%. Самые магнезиальные составы близки к тем, что встечаются в алмазоносных ассоциациях [12].



Рис. 1. Вариации состава гранатов из кимберлитовой трубки Нюрбинская.

1 - все проанализированные зерна, 2 - зерна из пробы содержащей клинопироксен и ильменит



Рис.2. Вариации состава Сг- диопсидов из кимберлитовой трубки Нюрбинская. 1 - трубка Нюрбинская, 2 -. трубка Ботуобинская.



Рис.3. Вариации состава хромитов из кимберлитовой трубки Нюрбинская.





Термобарометрия

ТР условия для данной трубки определены впервые с применением мономинеральной гранатовой [30, 33] и клинопироксеновой термобарометрии [3, 31], согласованной с ортопироксеновой термобарометрией [40, 50]. Область локализации ТР параметров для гранатов и клинопироксенов существенно перекрываются. Определения по клинопироксену в основном отвечают трем интервалам глубинности в алмазной фации. Самые глубинные характеризуют уровень вблизи подошвы литосферы. Интервал 40-55 кбар обогащенный лерцолитовыми пироксенами. Возможно, верхняя часть его отвечает пироксенитовой линзе на уровене 38-43 кбар. Излом гранатового тренда на диаграмме Cr₂O₃ -CaO фиксирует изменения, связанные с резкой сменой химизма перидотитов. Однако в пироксенах существенного увеличения содержаний TiO₂ – Na₂O – FeO, которые обычно отмечаются на этом уровне, обнаружено не было. От 65 до 55 кбар отмечена ветвь разогрева ~40 мв/м², которая состоит из двух интервалов (рис. 5). Использование пироксеновой барометрии Нимиса-Тэйлора [52] дает очень близкие результаты с определениями по Jd-Di версии [3] барометра для средних давлений, а больших глубин – облако ТР значений, рассеянное в низкотемпературной области, многие из которых нереальны. Гранатовая термобарометрия, [6, 33] уравнения {1-7} обнаруживает расщепление ТР областей наотдельные геотерм. Низкотемпературная область гранатовых определений полностью перекрываются с клинопироксеновыми, но большая глубинных ассоциаций, из которых выносились гранаты значительно по-видимому, сформированы под разогреты И. влиянием теплового внедрившихся источника магматических масс. Отмечается высокотемпературная параллельная клинопироксеновой ветвь вблизи 42 мв/м², которая также состоит из нескольких интервалов. Использование Ni – термометрии [59] позволяет получить более низкие температуры для большего числа ассоциаций, многие из которых отвечают нереально низкому тепловому потоку.

Реконструкции строения мантийного разреза

Подход с параллельным построением вариаций основных компонентов определенных давлений по согласованным гранатовому ОТ И клинопироксеновому барометрам [3, 6, 30, 33] (рис. 6) позволяет надежно предположить определить слоистость. Можно последовательность ассоциаций снизу вверх по группировке фигуративных точек граната с учетом вариаций клинопироксекна. Использование в качестве барофильных компонентов Cr₂O₃ для Cr- шпинелидов [52] и TiO₂ для пикроильменитов позволило предположить и схемы изменения состава с глубиной и для этих элементов. Калибровка по осям совпадает с предложенной при построении подобного разреза для трубки Айхал (см настоящий сборник) и дает также правдоподобные результаты.



Рис. 5. **ТР** диаграмма для мантийной колонны под кимберлитовой трубкой Нюрбинская.

Астеносферный уровень (10) представлен клинопироксенами повышенной железистости, до 4% с низкой хромистостью, повышения Na₂O и Al₂O₃ характерного для дефомированных перидотитов [37, 53] не наблюдается, скорее тренд отвечает высокотемпературному магматическому взаимодействию. Гранаты наиболее хромиты 10-13%, с повышенной Хромиты железистостью. отвечают типичным составам, которые встречаются в виде включений в алмазах [18], а ильмениты наиболее хромиты. Ha следующем уровне (9) 62-58 кбар отмечается для клинопироксенов расщепление на тренд с характерными тенденциями деформированных перидотитов [40] и составами обычной мантийной железистости ~2 % FeO. Для гранатов характерно снижение концентраций Cr_2O_3 и CaO. В хромитах резко повышается доля TiO₂, в ильменитах уровень

^{1 -} оценки по клинопироксеновому термобарометру T°C [3] и P (кбар)[3] {7}; 2 - оценки по клинопироксеновому термобарометру T°C и P (кбар) [47]; 3 - оценки по гранатовому термобарометру [6] T°C{1} - P 2 {6}; и 4 - тоже [6] T°C{3} - P2 {5}.



Рис. 6. Реконструкция слоистости мантийной колонны под кимберлитовой трубкой Нюрбинская и изменение состава минералов с глубиной.

FeO. Следующий уровень (8) характеризуется снижением количества клинопироксеновых ассоциаций, для этого минерала, также как и граната отмечены некоторое повышение TiO2. На следующих уровнях (7) происходит сначала рост СаО в гранате, а затем его плавное снижение (6). Клинопироксены обнаруживают расщепление трендов на 1) железистую Cr-Na ветвь метасоматического типа и 2) и тренд нормальных по железистости составов с теми же тенденциями. В хромитах из этого интервала ульвошпинелевая компонента исчезает, ильменитовый тренд заканчивается высокохромистыми составами метасоматического типа на уровне (7). При давлениях ~40кбар резко снижается количество клинопироксеновых ассоциаций на уровне (6) и затем отсутствие в интервале (5), характерно резкое падение содержаний TiO₂ в гранате. Появление выше по мантийному разрезу в целом менее богатых Na-Al клинопироксенов (4) отвечает истощенным перидотитам гранатовой фации. У хромитов отмечается снижение хромитового минала FeCr₂O₄ – начинает доминировать MgAl₂O₄, что типично для гранат – шпинелевых ассоциаций. Такие составы Crшпинелидов преобладают в следующем интервале (4). Горизонты 2-3 – это гранат – шпинелевая фация мантии, для которой характерны снижение СаО в рост FeO в пиропе. Подобные тенденции с увеличением TiO₂ в гранате отвечают пироксенитовым ассоциациям шпинелевой фации (1).

Геохимия минералов

Гранатовые зерна из перидотитовых ассоциаций трубки Нюрбинская на графиках распределения REE проявляют тенденции, характерные и для других мантийных разрезов (рис. 7). Для уровня гранатовой фации и вблизи 40 кбар характерны округлые спектры [45] с высокими концентрациями HREE до 10 С1, проявлены Се – минимумы. Подобные распределения без Се аномалии определены и для гранатов из работы [27]. С увеличением давления появляются минимумы HMREE и далее S-образные распределения с резким обогащением LMREE у субкальциевых гранатов. У всех гранатов типичны минимумы Sr максимумы Pb, U, Ta, Rb, причем характеристики гранатов из двух разных съемок LAM ICP MS совпали. У клинопироксенов обычны наклонные спектры с вариациями уровня LREE от 5 до 100 С1, который, как обычно, выше у более глубинных пироксенов. От La до Nd уровень редких элементов почти близок, только у одного из составов. La выше, Се флуктуирует. На спайдердиаграммах отчетливо проявлен Zr минимум, как у клинопироксенов из тр. Айхал. Почти у всех составов заметен Th максимум, уровень остальных некогерентных элементов не колебаний, обнаруживает серьезных типичны минимумы Pb. Лля магнезиальных ильменитов и обычных хромитов характерны низкие уровни REE ~0.1 C1 немного W – образные с близкими положением тяжелых и легких лантаноидов и Се минимумами. LREE начинают резко преобладать у фракционированных разновидностей, до 200 С1 конечных частей тренда, что



Рис. 7. Спектры REE и спайдердиаграммы TRE для минералов из концентрата кимберлитовой трубки Нюрбинская.

Разными значками показаны спектры элементов относящиеся к разным зернам минералов .

по-видимому, отвечает почти полной кристаллизации протокимберлитового расплава. У нефракционированных разновидностей заметен небольшой положительный пик Pb, а у фракционированных минимум. У одного проанализированного хромита распределения редких элементов, как у ильменитов с наименьшими содержаниями REE, но проявлен минимум HMREE, максимум Ta, Nb и небольшие минимумы Zr, Hf, Y.

Дискуссия

Аномальные характеристики Накынских кимберлитов [11, 12, 14, 28] и их глубинных включений [14, 20] по сравнению с другими кимберлитами Сибирской платформы [7, 8, 17, 28] выражены в высоких Nb/Ta отношениях [28] характерных для нижней мантии, в аномальной толщине литосферной мантии, которая предполагается по присутствию высокохромитых гранатов [12] с мэджоритовой компонентой [11], а также высокой доле глубинных минералов – хромитов м гранатов [13]. Дополнительные данные, которые приведены в данной статье лишь частично подтверждают признаки аномальной глубинности. Составы пикроильменитов действительно в среднем довольно магнезиальны, но наиболее обогащенных MgO составов ~15%, которые найдены во многих трубках: Зарница [2], Айхал, Сытыкнская, Юбилейная, Комсомольская [33] и другие среди них обнаружено не было.

По ТР условиям литосферный киль под трубкой Нюрбинская имеет такую же толщину, как и под другими трубками [30]. Однако это обусловлено физико-химическими причинами: инверсией плотности ультраосновные расплавы на глубинах ~ 220 км (70 кбар) [29]. Поэтому почти все трубки обнаруживают один и тот же уровень заложения магматичеких очагов, через которые более глубинные расплавы и ксенргенный материал проходят сравнительно редко. Этим и обусловлена сравнительная редкость глубинных ксенокристаллов в кимберлитовой магме, среди которых пока можно отметить лишь мэйджоритовые гранаты, и алмазы с включениями фаз из переходной зоны [45]. О толщине астеносферной линзы под кратоном и строении мантии судить пока очень сложно, так как кимберлиты опробуют лишь кровлю зоны магмагенерации.

Строение самого разреза кратона под Накынским полем имеет некоторые специфические черты по сравнению с другими районами Сибирского кратона. Ксенолиты перидотитов по модальному составу здесь высоко деплетированы и представлены пироповыми дунитами (визуально), гранаты и клинопироксены не обнаруживают хотя проанализированные признаков истощения скорее относятся сильного И, всего, К импрегнационному типу. Судя по гранатам, среди мантийных пород очень велика доля эклогитовых ассоциаций, которые должны заполнять пропуски разрезе строения мантийной колонны. Большая часть из них, скорее на всего, относится к глубинам менее 130 км (40 кбар) и представлены высокожелезистыми разновидностями. Судя по геохимии перидотитов самые

глубинные уровни ~ 62-55 кбар могут быть существенно эклогитовыми . что доказывается находками алмазсодержащих эклогитов [20]. Вероятно, что источниками флюидов, которые промывали самые глубинные уровни мантийной колонны были породы с характеристиками континентальной коры и возможно с участием зрелых осадков о чем свидетельствует пик Th . Это согласуется с тектоническим делением Сибирского кратона [15].

Вариации железистости и других храктеристик минералов, которые скачкообразно меняются по разрезу например для клинопироксенов (рис. 6) обусловлены присутствием промежуточных уровней могут быть концентрации расплавов внутри литосферного киля, например при подплавлении железистых эклогитов (возможно с флогопитом) или других легкоплаких пород. Подобные линзы могли быть причиной миграции железистых расплавов, которые при реакции с перидотитоми оставляли тренды снижения железистости с уменьшением глубинности. Наличие нескольких таких трендов например на уровне 42-53 кбар (слои 6-7) предполагает несколько пульсов миграции расплавов. Можно вполне предположить, что отдельные виды минералов даже в перидотитовых парагенезисах формировались преимущественно в разные этапы пульсаций расплавов. Ортопироксен, например, растет из водосодержащих расплавов субдукционного типа [38]. Гранаты могут также расти совместно с ортопироксеном, на что указывают пики U характерные для субдукционных процессов. Рихтериты и ассоциирующие клинопироксены метасоматического типа как в трубках Алакитского поля [33] богатые К могут быть образованы при просачивании флюидов, образовавшихся за счет разложения флогопита или железистых слюд из блоков погруженной зрелой коры. Клинопироксены Na типа из натрокарбонатитовых расплавов и т. п. Это предположение не согласуется положениями равновесности мантийных очень c 0 парагенезисов, однако равновесность по главным компонентам не означает равновесности по всем компонентам. Зональности в пределах зерен гранатов значительны, а микрожильные и других минералов в мантии часто неравновесны ассоциации часто по редким элементам [6, 36]. Предположение о присутствии линз, останавливающих продвижение расплавов может объяснить отсутствие ильменитов с TiO₂ менее 48%. То есть жильная система протокимберлитовых расплавов кристаллизовавших ильмениты остановилась на уровне 53 кбар (подошва горизонта 7). На этом же уровне на диаграмме для шпинели прекращается рост ульвошпинелевого минала, вероятно обусловленного реакцией с эволюционирующими в жильной системе протокимберлитовыми расплавами.

Можно также утверждать что при извержении кимберлиты в основном опробовали путь продвижения начальных порций внедрившихся магм, поскольку фоновых беститанинистых шпинелидов мало среди хромистых разновидностей.

Кристаллизация больших порция магма на глубине, вероятно, обусловила сильный разогрев в интервале 65-53 кбар и, возможно, рост хороших кристаллов алмазов [42].

Сравнивая разрез мантии с другими высокоалмазоносными трубками, такими как Айхал, Юбилейная, Удачная [6,30,33] можно утверждать, что ступенька с разогревом на ТР диаграмме на уровне порядка 55 кбар, скорее всего, говорит о благоприятных условиях для роста алмазов хорошего качества.

Как правило, такими характеристиками обладают разрезы очень крупных трубок, что связано с внедрением больших порций магм и в основании литосферы.

Возможны два варианта проявления аномальнсти кимберлитов Накынского поля. 1) Внедрение крупных нижнемантийных масс, что привело к аномальному разогреву и высоким степеням плавления 2) или, наоборот, внедрение даже небольших порций высоководных расплавов, что привело к высокой проницаемости магмы, обусловило полиастеносферный характер образования верхнейастеносферной разрезов И строения ЛИНЗЫ гле формировались базальтовые расплавы. Сравнительно небольшие астеносферные линзы позволяли проходить на поверхность и большему количеству материала из самых глубинных зон мантии.

Выводы

1. Разрез мантии Накынского поля имеет слоистую природу с большой долей глубинных эклогитовых ассоциаций, перидотитовый киль в среднем глубоко истощен, минералогия сравнительно неистощенного типа обусловлена импрегнационным характером интерстициальных ассоциаций, возникших под воздействием флюидов субдукционного типа, отделившихся от континентальных пластин.

2. Геохимия перидотитовыхминералов Ce-Th свидетельствуют о вовлечении осадков в глубокую субконтенинтальную субдукцию.

3. Ксеногенный материал в основном выносился Накынскими кимберлитами преимущетвенно из нижней части мантийного киля кратона.

4. Аномальный характер кимберлитов с высокой долей плавления перидотитов и повышенной долей подастеносферного материала подразумевает сравнительно большие порции внедрившихся нижнемантийных магм.

5. Нижняя часть мантийного киля высокоразогрета из-за почти полной кристаллизации протокимберлиттовых расплавов в основании литосферы.

Литература

1. Алымова Н.А., Костровицкий С.И., Иванов А.С., Серов В.П. Пикроильмениты из кимберлитов Далдынского поля Якутия // Доклады Академии Наук . 2004. Т. 395а. № 3. С. 444 -447.

- 2. Амшинский А.Н., Похиленко Н.П. Особенности составов ильменитов из кимберлитовой трубки Зарница // Геология и геофизика. 1983. № 11. С. 116-119.
- 3. Ащепков И.В. Уточненное уравнение Jd-Di барометра. Вестник РАН Отделение наук о Земле. 2003, N1. pp.45-46.
- 4. Ащепков И.В., Андре Л. Дифференциация мантийных расплавов на примере пироксенитовых ксенолитов пикробазальтов Витимского плато // Геол. и геофиз., 2002, 43, N 4, с.343-363.
- 5. Ащепков И.В., Владыкин Н.В., Николаева И.В., Палесский С.В., Логвинова А. М., Сапрыкин А.И., Хмельникова О.С., Аношин Г.Н. О минералогии и геохимии мантийных включений и строении мантийной колонны кимберлитовой трубки Юбилейная, Алакитское поле, Якутия. // Доклады Академии Наук .2004. Т.395. № 4. С.1-7.
- 6. Ащепков И.В., Владыкин Н.В., Ротман А.Я., Логвинова А.М, Афанасьев В.П., Вишнякова Е.В., Хмельникова О.С. Применение новых версий термобарометрии гранатов для реконструкции строения мантии под кимберлитовыми районами сибирской платформы и для оценки перспектив их алмазоносности.// Эффективность прогнозирования и поисков месторождений алмазов: прошлое, настоящее и будущее. (Алмазы-50). (АЛМАЗЫ-50). С.Петербург. ВСЕГЕИ. 2004 г. с.34-36.
- 7. Василенко В.Б.; Зинчук Н.Н.; Красавчиков В.О.; Будаев Д.А.; Кузнецова Л.Г. Критерии петрохимической идентификации кимберлитов. // Геол. и геофиз. 2000. Т. 41. N 12. С. 1748-1759.
- 8. Голубева Ю.Ю., Первов В.А. Кононова В.А. Низкотитанистые алмазоносные кимберлиты новый петрогеохимический тип: сравнение Накынских (Якутия) Золотицких (Архангельская область) разновидностей. Эффективность прогнозирования и поисков месторождений алмазов: прошлое, настоящее и будущее. (Алмазы-50) (АЛМАЗЫ-50). С.Петербург. ВСЕГЕИ. 2004 г. с.75-78
- 9. Зайцев А.И.; Корнилова В.П.; Фомин А.С.; Томшин М.Д. О возрасте кимберлитовых пород Накынского поля (Якутия) Воронеж: Изд-во Воронеж. гос. унта, 2001. 47-54
- 10. Мащак М.С., Наумов М.В. Среднепалеозойский базитовый магматизм Накынского кимберлитового поля и проблема возраста кимберлитов. Эффективность прогнозирования и поисков месторождений алмазов: прошлое, настоящее и будущее» (АЛМАЗЫ-50) (АЛМАЗЫ-50). С.Петербург. ВСЕГЕИ. 2004 г. с.31-34.
- 11. Похиленко Н.П., Агашев А.М., Вавилов М.А., Мальковец В.Г., Малыгина Е.В. Аномальные кимберлиты дайкового комплекса Снэп Лейк, провинция Слейв, Канада, и Накынского поля, Якутия: насколько мощной может быть литосфера древних платформ? // Геология, геохимия и геофизика на рубеже ХХ и ХХІ веков: Материалы Всероссийской научной конф., посвященной 10-летию Российского фонда фундаментальных исследований, 1-4 октября 2002 г., Иркутск, Ин-т земной коры СО РАН, 2002, 386-388.
- 12. Похиленко Н.П., Соболев Н.В., Агашев А.М., Вавилов М.А., Похиленко Л.Н., Малыгина Е.В. Аномальные кимберлиты района Снэп Лейк, Канада и Накынского поля, Якутия: свидетельства необычного характера мантийных источников и строения литосферы // XIV Российское совещание по экспериментальной минералогии, 2-4 октября 2001 г.: Тез. докл., Черноголовка, 2001, 275
- 13. Похиленко Н.П., Соболев Н.В., Соболев В.С., Лаврентьев Ю.Г. Ксенолит алмазоносного ильменитпиропового лерцолита из кимберлитовой трубки "Удачная" (Якутия) // Докл. АН СССР, 1976, 231, с.438-442.
- 14. Похиленко Н.П., Соболев Н.В., Черный С.Д., Митюхин С.И., Яныгин Ю.Т. Пиропы и хромиты из кимберлитов Накынского поля (Якутия) и района Снэп-Лэйк

(провинция Слэйв, Канада): свидетельства аномального строения литосферы // Докл. РАН, 2000, 372, N 3, 356-360

- 15. Розен О.М.; Серенко В.П.; Специус З.В.; Манаков А.В.; Зинчук Н.Н. Якутская кимберлитовая провинция: положение в структуре Сибирского кратона, особенности состава верхней и нижней коры // Геол. и геофиз. 2002. Т. 43. N 1. С. 3-26
- 16. **Ротман А.Я.** Кимберлит-базитовые соотношения в алмазоносных провинциях Сыктывкар: Изд-во Ин-та геол. Коми НЦ УрО РАН, 2000. Т. 1 с. 179-182.
- 17. Саврасов Д.И. Ксенолиты глубинных пород в кимберлитах Якутии. Новосибирск: Изд-во НИЦ ОИГГМ СО РАН, 1998. 377.
- 18. Соболев Н.В., Похиленко Н.П., Ефимова Э.С. Ксенолиты алмазоносных перидотитов в кимберлитах и проблема происхождения алмазов // Геол. и геофиз., 1984, N 12, с.63-80
- 19. Соболев Н.В., Похиленко Н.П., Зюзин Н.И. Хромсодержащие гранаты из ксенолитов ультраосновных пород в кимберлитах Якутии // Геол. и геофиз., 1973, N 2, с.66-73.
- 20. Специус З.В.; Митюхин С.И.; Иванов А.С. Первая находка ксенолита с алмазом в кимберлите трубки Ботуобинская (Накынское поле, Якутия) // Докл. РАН 2003. Т. 390. N 5. С. 681-684: 1 ил., табл. 2 ил. ISSN 0869-5652
- 21. Специус З.В.; Серенко В.П. Глубинные ксенолиты из кимберлитов Накынского поля Мирный: Мирнин. гор. типогр., 2003. 191-195,
- 22. **Тарских О.В.** Особенности химического состава индикаторных минералов в кимберлитах трубки Ботуобинская (Накынское кимберлитовое поле, Западная Якутия) Томск: Изд-во НТЛ, 2002. 81-82
- 23. **Толстов А.В.; Сыромолотова Н.А.; Боланев В.С.** Перспективы Средне-Мархинского алмазоносного района в связи с новыми данными по морфологии кимберлитовой тр. Ботуобинская - Магадан: Изд-во СВКНИИ ДВО РАН, 2003. - Т. 3 - 210-213
- 24. Томшин М.Д., Фомин А.С., Корнилова В.П. и др. Геол. и геофиз., 1998, 39 N12, с.1693-1703.
- 25. Харькив А.Д., Зинчук Н.Н., Крючков А.И. Месторождения алмазов Мира. Москва: Недра. 1998. 545 с.
- Чернышов Р.А.; Чащухин А.В.Эксплозивные брекчии базитов Накынского кимберлитового поля (Якутия) - Иркутск: Изд-во Ин-та зем. коры СО РАН, 2003. -187-198
- 27. Шевченко С.С., Сергеев, С.А. Антонов А.В. и др. Изотопные исследования во ВСЕГЕИ: перспективы использования результатов в целях прогноза и поисков месторождений алмазов. Эффективность прогнозирования и поисков месторождений алмазов: прошлое, настоящее и будущее» (АЛМАЗЫ-50). С.Петербург. ВСЕГЕИ. 2004.- с.2-5.
- 28. Agashev A.M., Pokhilenko N.P., Takazawa E., Watanabe T., McDonald, J.A., Sobolev N.V., Vavilov M.A., Fomin A.S. .Do superchondritic Nb/Ta ratios in kimberlites tell the lower mantle plume'signature? Electronic geology. 2002/ Special Issue. Superplume Workshop Tokyo.pp. 1-5.
- 29. Agee C. B. Crystal-liquid density inversions in terrestrial and lunar magmas. //Physics of the Earth and Planetary Interiors. 1998. V.107 63–74.
- 30. Ashchepkov I, Vladykin N., Pokhilenko N., Sobolev N., Malygina E., Kuligin S., Ovchinnikiv Yu, Afanasiev V., Mkrtychan G., Rotman A., Kostrovitsky S. Tolstov A., Khmel'nikova1 O., Pokhilenko L, Logvinova A. Clinopyroxene geotherms for the mantle columns beneath kimberlite pipes from Siberian craton. //Extended Abstracts of the 8 International Kimberlite Conference. 2003.

- 31. Ashchepkov I.V. Empirical garnet thermobarometer for mantle peridotites. Seattle Annual Meeting (November 2-5, 2003). Abstract ID: 65507.
- 32. Ashchepkov I.V. Jd-Di barometer for mantle peridotites and eclogites // Experiment in Geosciences. V. 10. № 1. C. 137-138.
- 33. Ashchepkov I.V., Vladykin N.V., Rotman A.Y., Logvinova A.M., Nikolaeva .A., Palessky V.S., Saprykin A.I., Anoshin G.N., Kuchkin A., Khmel'nikova O.S. Reconstructions of the mantle layering beneath the Alakite kimberlite field: comparative characteristics of the mineral geochemistry and TP sequences. 2004 Plume and problems of deep sources of alkaline magamtism. Proceedings of Intrernational workshop. Ulan-Ude. Irkutsk State University. Pp.65-78.
- 34. Ashchepkov I.V., Vladykin N.V., Saprykin A.I., Khmelnikova O.S. Composition a thermal structure of the mantle in peripheral parts of the ancient shields within Siberian craton. // Revista Brasileira de Geociencias .2001, 31(4), pp.527-636.
- 35. Ashchepkov I.V., Vishnyakova E.V. New garnet thermobarometry for mantle peridotites and garnet mantle geotherms.// Abstracts of the 32nd MGC Florence. Italy.
- 36. Ashchepkov I.V., Salters V.J.R., Andre L. Relationships between garnet and clinopyroxene in Vitin mantle xenoliths: evidence of the polystage growth and melt percolation? // Seventh International Kimberlite Conference, Cape Town, April 1998: Extended Abstracts, Cape Town, 1998, 35-36
- Boyd F.R., Pearson D.G., Nixon P.H., Mertzman S.A. Low-calcium garnet harzburgites from South Africa: their relations to craton structure and diamond crystallization // Contrib. Mineral. Petrol. 1993. V. 113. P. 352 –366.
- 38. Boyd F.R., Pokhilenko N.P., Pearson D.G., Mertzman S.A., Sobolev N.V., Finger L.W. Composition of the Siberian cratonic mantle: evidence from Udachnaya peridotite xenoliths. //Contrib. Mineral. Petrol. 1997. V. 128. № 2-3. P. 228-246.
- 39. Boyd FR, Pearson DG, Nixon PH, Mertzman SA (1993) Low-calcium garnet harzburgites from South Africa: their relations to craton structure and diamond crystallization. // Contrib. Mineral. Petrol. 1993, v.113. p.352 –366.
- 40. Brey G.P., Kohler T. Geothermobarometry in four-phase lherzolites II: new thermobarometers, and practical assessment of existing thermobarometers // J. Petrol. 1990. V. 31. P. 1353 –1378.
- 41. Dawson J.B., Stephens W.E. Statistical classification of garnets from kimberlite and associated xenoliths // J. Geol. 1975. V. 83. P. 589-607.
- 42. **Fedortchouk Y., Canil D., Carlson J.A.** Oxygen Fugacity of Kimberlite Magmas and their Relationship to the Characteristics of Diamond Populations, Lac de Gras, N.W.T., Canada. //Extended Abstracts of the 8International Kimberlite Conference. 2003. FLA_0098.
- 43. Griffin W.L., Moore R.O., Ryan C.G., Gurney J.J., Win T.T. Geochemistry of magnesian ilmenite megacrysts from Southern African kimberlites // Russian Geol. Geophys. 1997. V. 38(2). P. 398-419.
- 44. Griffin W.L., Ryan C.G., Kaminsky F.V., O'Reilly S.Y., Natapov L.M., Win T.T., Kinny P.D., Ilupin I.P. The Siberian lithosphere traverse: mantle terranes and the assembly of the Siberian Craton // Tectonophysics. 1999. V. 310. P. 1–35.
- 45. Griffin, W. L., Fisher N. I., Friedman J. H., O'Reilly S. Y., and Ryan C. G. Cr-pyrope garnets in the lithospheric mantle. 2. Compositional populations and their distribution in time and space // Geochem. Geophys. Geosyst. 2002. V. 3(12). P. 35.
- 46. Kaminsky F. V.; Zakharchenko O. D.; Griffin W.L.; Channer D.M.R.; Khachatryan-Blinova G.K. Diamond from the Guaniamo area, Venezuela // Can. Mineral. - 2000. - Vol. 38. - N 6. - P. 1347-1370
- 47. **Kennedy C.S., Kennedy G.C.** The equilibrium boundary between graphite and diamond, J. Geophys. Res. 81 (1976) 2467–2470.

- 48. Kostrovitsky S.I., Alymova N.V., Ivanov A.S., Serov V.P. Structure of the Daldyn Field (Yakutian Province) Based on the Study of Picroilmenite Composition //Extended Abstracts of the 8International Kimberlite Conference. 2003.FLA_0207.
- 49. Kuligin S., Malkovets V., Pokhilenko N., Vavilov M., Griffin W., O'Reilly S. Mineralogical and geochemical characteristic of a unique mantle xenoliths from the Udachnaya kimberlite pipe. // 8 th International Kimberlite Conference Extended Abstracts.
- 50. **McGregor I.D.** The system MgO- SiO₂- Al₂O₃: solubility of Al₂O₃ in enstatite for spinel and garnet peridotite compositions // Am. Miner. 1974. V. 59. P. 110-117.
- 51. Moor R.O., Griffin W.L., Gurney et al. Trace element geochemistry of ilmenites megacrysts from the Monastery kimberlite, South Africa // Lithos. 1992. V. 29. P.1-18.
- 52. Nimis P., Taylor W. Single clinopyroxene thermobarometry for garnet peridotites. Part I. Calibration and testing of a Cr-in-Cpx barometer and an enstatite-in-Cpx thermometer // Contrib. Mineral. Petrol. 2000. V. 139. № 5. P. 541-554.
- 53. **Nixon, P.H.** Ed.1973 Lesotho Kimberlites./Cape and Transvaal, Cape Town, 470 Nickel KG, Green DH. Empirical geothermobarometry for garnet peridotites and implications for the nature of the lithosphere, kimberlites and diamonds. //Earth Planet .Sci. Lett . 1985. V.73: pp.158-170.
- 54. Nowell G.M., Pearson D.G., Bell D.R., Carlson R.W., Smith C.B., Kempton P. D., And Noble S. R.Hf Isotope Systematics of Kimberlites and their Megacrysts: New Constraints on their Source Regions. // J. Petrology . 2004 v.45, pp.1583-1612.
- 55. O'Reilly S.Y., Griffin W.L., Poudium Diomany, Morgan P. Are lithospehers forever? // GSA Today. 2001. V. 11. P. 4-9.
- 56. O'Neil H.S.C. The transitions between spinel lherzolite and garnet lherzolite, and its use as a geobarometer // Contrib.Miner.and Petrol., 1981, 77, 2, 185-194
- 57. Pearson D.G. The age of continental roots. // Lithos 1999. Vol. 48. P. 171-194.
- 58. **Pokhilenko N. P., Sobolev N.V., Kuligin S. S., Shimizu N.** Peculiarities of distribution of pyroxenite paragenesis garnets in Yakutian kimberlites and some aspects of the evolution of the Siberian craton lithospheric mantle // Proceedings of the VII International Kimberlite Conference. 2000.The P.H. Nixon volume. P. 690-707.
- 59. **Ryan C. G.; Griffin W. L.; Pearson N. J.** Garnet geotherms: Pressure-temperature data from Cr-pyrope garnet xenocrysts in volcanic rocks. // J. Geophys. Res. B. 1996. V. 101. № 3. P. 5611-5625.

УДК 552.11 (571.6)

Особенности вариаций составов ксенолитов мантийных шпинелевых перидотитов: возможные механизмы их формирования в складчатых и стабильных областях

Приходько В.С.¹ Петухова Л.Л.¹ Чубаров В.М.²

¹ ИТиГ им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, Хабаровск, Россия ² ИВ ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский, Россия

Рассмотрены особенности вариаций составов пород и минералов ксенолитов шпинелевых перидотитов Алчанской И Свиягинской щелочнобазальтовых построек. Ксенолиты первой из них характеризуют вещество верхней мантии Сихотэ-Алинской покровно-складчатой системы, а ксенолиты Свиягинского местонахождения – верхнюю мантию Ханкайского кратонного террейна. Петрохимические диаграммы показывают близкий характер вариаций составов ксенолитов шпинелевых перидотитов из данных построек, что свидетельствует о сходстве механизмов их формирования, а особенности структуры, о том, что таким механизмом было частичное плавление вещества верхней мантии. Выявленные закономерности изменения химического состава минералов ксенолитов шпинелевых перидотитов Алчанской постройки в зависимости от магнезиальности пород отвечают в общих чертах теоретических расчетам и результатам экспериментальных исследований процессов частичного плавления верхней мантии. Показано, что картина изменений химического состава минералов шпинелевых перидотитов постройки выглядит значительно сложнее. Свиягинской хотя сама петрохимическая структура этой выборки ксенолитов достаточна проста и подчиняется закономерностям процесса частичного плавления вещества верхней мантии. Вместе с тем, тренды составов минералов ксенолитов этой постройки в основном имеют противоположные тенденции по отношению к трендам минералов постройки. составов ксенолитов Алчанской Предполагается, что сама петрохимическая структура этих пород была сформирована в результате частичного плавления исходного мантийного вещества, представленного гранатовыми перидотитами, а особенности составов минералов и их тренды определяются характером распределения элементов при твердофазовых реакциях между минералами при переходе гранатовых перидотитов в шпинелевые.

Введение

Существующие оценки состава верхней мантии Земли показывают, что она сложена в основном ультрамафитами, фрагменты которых выносятся на дневную поверхность щелочнобазальтоидными или кимберлитовыми расплавами. Изучение обломков этих пород является прямым методом исследования состава и строения глубинного вещества, а также дает возможность оценить масштабы магматических и метаморфических процессов в мантии, отвечающих за их формирование. Подобные вопросы слабо отражены в литературе, чему в значительной степени способствует фрагментарность данных о составах ксенолитов и слагающих их минералов. Это не позволяет в должной мере охарактеризовать локальные и латеральные особенности обсудить возможные составов пород механизмы И преобразования вещества верхней мантии под различными тектоническими структурами. В настоящем сообщении обсуждается природа вариаций ксенолитов пород и минералов составов шпинелевых химических перидотитов в пределах отдельных щелочно-базальтоидных построек, характеризующих вещество мантии под стабильными (Свиягинский вулкан) и складчатыми (Алчанская постройка) областями юга Дальнего Востока.

Геологическая ситуация

Рассматриваемая территория охватывает Ханкайский срединный массив, покровно-складчатую систему и Восточно-Сихотэ-Сихотэ-Алинскую Алинский вулканический пояс. Это основные тектонические структуры части юга Дальнего Востока России. континентальной Проявления кайнозойского щелочно-базальтоидного вулканизма, в продуктах которого присутствуют ксенолиты шпинелевых перидотитов, развиты по всей площади региона. Были изучены представительные коллекции образцов глубинных пород из щелочнобазальтоидных построек, расположенных в пределах вышеназванных тектонических структур региона. Литосферу Ханкайского срединного массива характеризуют ксенолиты Свиягинского и Медвежьего вулканов, Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса образцы пород из вулканической постройки по ручью Санку (левый приток р.Коппи). Все остальные образцы (из Алчанского, Анюйского, Бархатного, Болоньского и Иннокентьевского вулканов) представляют верхнюю мантию различных секторов Сихотэ-Алинской системы. Описания вулканических построек, составов эффузивов, распространенность и условия нахождения ксенолитов приведены во многих публикациях [1, 2, 4, 5, 6].

Сравнительный анализ вещественного состава ксенолитов шпинелевых перидотитов с целью оценки степени гетерогенности глубинного вещества в пределах континентального блока ДВ проводился на базе данных о вариациях составов пород в пределах отдельных <u>вышеобозначенных</u> вулканических построек. Для рассматриваемых перидотитовых ксенолитов характерны четко выраженные отрицательные корреляции содержания MgO в породе с содержаниями SiO₂, Al₂O₃, CaO, Na₂O. В работе [5] были рассмотрены локальные и латеральные вариации составов (Al₂O₃, CaO, MgO) вещества мантии на уровне фации шпинелевых перидотитов. Исходя из среднего содержания и характера распределения Al₂O₃ выделены две группы глубинных пород. Первая (максимум в выборке приходится на интервал 2-3 вес.%, имеются образцы с содержанием Al₂O₃ ниже 1 вес.%) объединяет глубинные ксенолиты Свиягинского, Медвежьего и Болоньского вулканов. Вторая группа характеризуется максимумом значений Al₂O₃ в интервале 3-

4% и отсутствием низких содержаний этого оксида. В нее входят породы Бархатного, Иннокентьевского Алчанского, Анюйского, вулканов И местонахождения "Санку". Столь же убедительно выделяются эти группы на Таким образом. графике распределения CaO и MgO в породах. петрохимически истощенные перидотиты обнаружены в блоках мантии под Ханкайским срединным массивом (Медвежий и Свиягинский вулканы) и Сихотэ-Алинской покровно- складчатой областью (Болоньский вулкан). По своим характеристикам эти породы относятся к "окраинно-океаническому", предельно истощенному типу ультрамафитовых субстратов мантии Земли [3]. Другая группа ксенолитов, характеризующих верхнюю мантию Сихотэ-Алинской системы и Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса, может соответствовать по своим параметрам слабо истощенному "срединноокеаническому" ультрамафитовому субстрату [3].

Образцы и методы исследований

Изучались представительные образцов коллекции ксенолитов шпинелевых перидотитов из Алчанской и Свиягинской вулканических построек. Первая из них располагается в бассейне р. Бикин, вблизи ее правого притока р. Алчан. Останец вулканической постройки представляет собой небольшую возвышенность, сложенную потоками плотных базальтов. Эффузивы обильно насыщены небольшими (в основном до 10 см) угловатыми обломками шпинелевых лерцолитов. Останец вулканической постройки Свиягинского вулкана (вблизи железнодорожной станции Свиягино) прорезает автомобильная дорога Хабаровск-Владивосток. В плотных базальтах встречается множество небольших округлых ксенолитов шпинелевых перидотитов.

Из каждой постройки случайным способом отбиралась представительная выборка образцов ксенолитов шпинелевых перидотитов, позволяющая в полной мере охарактеризовать петрохимические особенности этой группы глубинных пород. Основные требования – отсутствие продуктов вторичных изменений, размер ксенолитов не должен быть меньше 7 см. Эти образцы после соответствующей обработки (удаление базальтовых примазок и другого инородного материала) разрезались на две части, одна из которых дробилась и истиралась для последующего силикатного анализа. Силикатный анализ образцов выполнялся в Институте тектоники и геофизики ДВО РАН, аналитики Зазулина В.Е., Боковенко Л.С. и Ильина Н.И. Из второй части образца под микроскопом отбирались относительно чистые зерна оливина, хромшпинели, орто- и клинопироксенов, состав которых в дальнейшем изучался на микроанализаторе «Camebax» в Институте вулканологии ДВО РАН, аналитик Чубаров В.М. Анализировалось по пять зерен каждого минерала из одного образца, причем каждое зерно было охарактеризовано тремя анализами (центр, край). Исследуемые образцы достаточно равномер-





Рис.1. Вариационная диаграмма породообразующих оксидов в ксенолитах шпинелевых перидотитов из Свиягинской и Алчанской щелочнобазальтоидных построек.

1 – Алчанская, 2 - Свиягинская.

Результаты

Анализ химических составов ксенолитов шпинелевых перидотитов из Алчанского и Свиягинского вулканов, представленных на рис. 1, показывает, что данные выборки достаточно однородны, причем Алчанская – более компактна. Ниже приведены средние составы ксенолитов Алчанской (29 обр.): SiO₂- 44.55; TiO₂ - 0.11; Al₂O₃- 3.22; FeO общ.- 8.81; MgO-39.09; CaO-2.77; Na₂O- 0.22, Cr₂O₃ - 0,42) и Свиягинской построек (32 обр..): SiO₂ -43,67, $TiO_2 - 0.32$, $Al_2O_3 - 2.81$, FeO - 9.54, MgO - 39.51, CaO - 2.80, $Na_2O - 2.80$, $Na_2O -$ 0,20, Cr₂O₃ - 0,45. Существуют определенные различия в петрохимических ксенолитов вулканических характеристиках ИЗ двух центров. что иллюстрируют вариационные диаграммы на рисунке 1. Для этих выборок

перидотитовых ксенолитов характерны четко выраженные отрицательные корреляции содержания MgO в породе с содержаниями Al₂O₃ и CaO.



Рис. 2. Зависимость содержания Cr₂O₃ (мас.%) по оси ординат в минералах ксенолитов от содержания MgO (мас.%) в породах по оси абсцисс.

а – ортопироксены, б – клинопироксены, в – хромшпинели.

Соотношение содержаний SiO_2 и FeO с магнезиальностью пород менее устойчивое, тем не менее общая тенденция сохраняется, т.е. с возрастанием MgO в породе количество SiO_2 и FeO последовательно уменьшается.

Рассмотрим, какие изменения происходят в составах минералов ксенолитов Алчанской Свиягинской построек И зависимости В OT магнезиальности пород. В качестве основных химических параметров минералов (наиболее изменчивых) использовались содержания хрома в ортоклинопироксенах, шпинелях, пироксенах, И алюминия В натрия И волластонитовой молекулы в клинопироксенах.


Рис. 3. Зависимость содержания Al₂O₃ (мас.%) по оси ординат в минералах ксенолитов от содержания MgO (мас.%) в породах по оси абсцисс.

а – ортопироксены, б – клинопироксены.

На рис. 2 (а, б, в) представлена серия диаграмм, иллюстрирующая соотношения между содержаниями Cr_2O_3 (мас.%) в минералах ксенолитов и содержаниями MgO (мас.%) в породах: (а – в ортопироксенах, б – в клинопироксенах, с – в хромистых шпинелях). Прежде всего необходимо отметить различный характер <u>отношений</u> между названными параметрами в ксенолитах шпинелевых перидотитов Алчанской и Свиягинской построек. Для ксенолитов Алчанской постройки характерна устойчивая тенденция повышения содержания хрома в ортопироксенах (наиболее интенсивно), в клинопироксенах и шпинелях при возрастании магнезиальности пород. В ортопироксенах шпинелевых перидотитов Свиягинской постройки (рис. 2а) налицо отчетливое уменьшение содержания Cr_2O_3 при возрастании содержания



Рис. 4. Зависимость содержания Na₂O (мас.%) по оси ординат в клинопироксенах от содержания MgO (мас.%) по оси ординат в ксенолитах шпинелевых перидотитов.



Рис. 5. Зависимость содержания волластонитовой молекулы в клинопироксенах по оси ординат от содержания MgO (мас.%) по оси абсцисс в ксенолитах шпинелевых перидотитов.

ния MgO в породах. Фигуративные точки концентраций Cr₂O₃ в клинопироксенах и шпинелях ксенолитов Свиягинской постройки (рис. 2 б, в) образуют субгоризонтальные плато.

Зависимость содержаний Al₂O₃ в ортои клинопироксенах OT магнезиальности шпинелевых перидотитов показаны на рис. За, б. Обращает на себя внимание сходный характер изменения ЭТОГО оксила В Алчанской ортопироксенах ксенолитов И Свиягинской построек. В наблюдается сложный характер клинопироксенах существенно более изменения содержаний Al₂O₃: в минералах из Алчанской постройки происходит слабое понижение при возрастании магнезиальности пород, а в клинопироксенах ксенолитов второй постройки - слабое увеличение. Рис. 4 демонстрирует характер изменения содержания натрия в клинопироксенах шпинелевых лерцолитов: направленное понижение содержания натрия в клинопироксенах ксенолитов из Алчанского местонахождения и повышение – в клинопироксенах шпинелевых перидотитов Свиягинского вулкана. Характер зависимости содержания волластонитового минала в клинопироксенах от магнезиальности пород проиллюстрирован рис. 5. Фигуративные точки составов минералов ксенолитов из двух построек можно описать параболическими кривыми, причем в том и другом случаях, их минимумы отвечают 39% MgO в породах.

Обсуждение результатов

Представленные петрохимические диаграммы (рис. 1) показывают близкий характер вариаций составов ксенолитов шпинелевых перидотитов из Алчанской и Свиягинской построек, что свидетельствует о сходстве механизмов их формирования. В современной геологической литературе наибольшее признание получила концепция формирования мантийных в процессе частичного плавления глубинного вещества. ультрамафитов Линейный характер зависимости между содержаниями петрогенных оксидов перидотитах (отрицательные линейные шпинелевых В корреляции содержания MgO с содержаниями FeO, Al₂O₃, CaO, SiO₂ и т.д.) допускает их реститовый характер в рамках модели частичного плавления. При отделении от «первоначального» вещества мантии базальтовых или пикритоидных жидкостей возникают в различной степени истощенные перидотиты. Состав комплементарных членов (выплавок и реститов) контролируется химизмом мантийного вещества. степенью его плавления И коэффициентами распределения элементов жидкой твердыми фазами. между И Предполагается, что шпинелевые перидотиты с минимальными (36-38 вес. %) содержаниями MgO могут рассматриваться в качестве примитивных, т.е. близких по составу к исходному веществу мантии. Более магнезиальные разности пород, обедненные легкоподвижными компонентами (Al, Ca, Na), являются тугоплавкими остатками (реститами) после удаления выплавок. Чем выше температура, а отсюда, и степень плавления исходного материала, тем более истощенным становится состав реститов. Эксперименты с плавлением ультрамафитовых систем показали, что породообразующие минералы переходят в расплав в такой последовательности: Cpx - Opx - Ol, каждый в определенном температурном интервале [3]. Клинопироксен исчезает при достижении 25% степени плавления исходной породы. Особенности процесса частичного плавления природных ультрамафитовых иллюстрирует распределение линейное парагенезисов наглядно фигуративных точек составов ксенолитов шпинелевых перидотитов в координатах CaO-Al₂O₃ (отношение приближается к 1). Судя по величине этого отношения, которое значительно ниже, чем в клинопироксене (2,8 и более), можно предположить участие в плавлении и второй глиноземистой фазы – хромшпинели. Подтверждением участия этого минерала в процессах плавления является положительная корреляция между содержаниями Ca₂O₃ в шпинелях и MgO в породе. Известно, что при повышении степени плавления,

что равносильно формированию более магнезиальных парагенезисов, в хромшпинелидах растет величина отношения Cr/Al [3]. Для данного изоморфного ряда шпинелей это аналогично возрастанию в них содержания хрома.

Выше мы изложили некоторые петрохимические соображения относительно процессов частичного плавления ультрамафитов в условиях верхней мантии и в самом общем виде рассмотрели результаты экспериментальных исследований процессов плавления ультрамафитов.

Следует выявленные закономерности заметить, что изменения химического состава минералов ксенолитов шпинелевых перидотитов Алчанской постройки (рис. 2, 3, 4) в зависимости от магнезиальности пород чертах теоретических отвечают В общих расчетам И результатам процессов экспериментальных исследований частичного плавления. Наиболее показательны изменения содержания хрома в хромшпинелях, ортои клинопироксенах - устойчивое возрастание этого компонента связано с возрастанием магнезиальности пород (рис. 2). Столь же отчетливо проявлено уменьшение содержания алюминия в ортопироксенах и содержания натрия в клинопироксенах при увеличении содержания MgO В шпинелевых перидотитах. Более сложный характер носит изменение содержания алюминия в клинопироксенитах. Это возможно связано с двойственной В структуре клинопироксена: позицией алюминия жадеитовая И чермакитовая молекулы. Процесс частичного плавления должен приводить к уменьшению жадеитового и увеличению (?) чермакитового миналов. Косвенным подтверждением вышесказанному может служить расположения фигуративных точек на диаграмме в координатах: содержания MgO в породе и волластонита в клинопироксене (рис. 5).

Картина изменений химического состава минералов шпинелевых перидотитов Свиягинской постройки выглядит значительно сложнее, хотя сама петрохимическая структура этой выборки ксенолитов достаточна проста и подчиняется закономерностям процесса частичного плавления вещества верхней мантии. Но, тренды составов минералов ксенолитов этой постройки в основном имеют противоположные тенденции по отношению к трендам составов минералов ксенолитов Алчанской постройки (см. рис. 2,3,4), что требует специального осмысления.

Наше объяснение этому факту состоит в следующем. Ксенолиты перидотитов Свиягинской постройки характеризуют шпинелевых современную верхнюю мантию Ханкайского кратонного террейна. На раннем этапе развития Земли ханкайский блок был составной частью более крупного кратона, верхняя мантия которого была относительно холодная и в основном состояла из гранатовых перидотитов. В дальнейшем, в результате структурной перестройки Тихоокеанской окраины Азии и активизации магматических процессов, произошло повышение геотермического градиента в пределах Ханкайского кратонного террейна, что привело к преобразованию мантийных гранатовых перидотитов в шпинелевые. Предполагается, что петрохимическая структура сама шпинелевых перидотитов была сформирована на ранних этапах в результате частичного плавления исходного мантийного вещества, представленного гранатовыми перидотитами. Вполне вероятно, что в случае ксенолитов Свиягинского вулкана, особенности составов минералов и их тренды определяются характером распределения элементов при твердофазовых реакциях между минералами при переходе гранатовых перидотитов в шпинелевые.

Заключение

Установлено, что выявленные закономерности изменения химического состава минералов ксенолитов шпинелевых перидотитов Алчанской постройки в зависимости OT магнезиальности пород обусловлены процессами частичного плавления. Петрохимическая структура пород этой выборки и особенности составов минералов ксенолитов шпинелевых перидотитов были сформированы при частичном плавлении мантийного вещества на уровне фации шпинелевых перидотитов.

Установлено, что петрохимическая структура выборки ксенолитов Свиягинского вулкана достаточна проста и подчиняется закономерностям процесса частичного плавления вещества верхней мантии, однако тренды составов минералов ксенолитов этой постройки, в основном, имеют противоположные тенденции по отношению к трендам составов минералов Алчанской постройки. Предполагается, ксенолитов что сама петрохимическая структура шпинелевых перидотитов была сформирована в результате частичного плавления гранатовых перидотитов, а особенности составов минералов и их тренды определяются характером распределения элементов при твердофазовых реакциях между минералами при переходе гранатовых перидотитов в шпинелевые.

Литература

- 1. Говоров И. И., Илунин И.П., Харкив А. Д. Геохимия глубинных вулканических пород и ксенолитов. М.: Наука, 1980, 332с.
- 2. Есин С.В. Ультроосновные модули из кайнозойских щелочных базальтоидов Совгаванского плато (Восточный Сихотэ-Алинь) // Гипербазитовые ассоциации складчатых областей. Новосибирск: Наука, 1991. С.99-117.
- 3. Магматические горные породы (ультраосновные породы) / Отв. ред. Е.Е. Лазько, Е.В. Шарков. М.: Наука, 1988. 508.
- 4. **Приходько В.С., Бехтольд А.Ф., Бердников Н.В.** Глубинная петрология активных континентальных окраин. М.: Наука, 1985. 152с.
- 5. **Приходько В.С., Пономорев Г. П., Каретников А.С.** Глубинные ксенолиты и верхняя мантия юга Дальнего Востока // Структура и геокинематика литосферы Востока России. Магадан. 1993. С. 122-143.
- 6. Щека С.А. Базит-гипербазитовые интрузии и включения в эффузивах Дальнего Востока. М.: Наука, 1983. 168с

УДК 552.33:552.578+549.74

Изотопно-газовые (He, Ar) характеристики платиноносных горизонтов западной части Панского массива (Кольский полуостров)

Нивин В.А., Корчагин А.У., Новиков Д.Д., Рундквист Т.В., Субботин В.В.

Геологический институт Кольского НЦ РАН, Апатиты, Россия

Изучено распределение изотопов гелия и аргона в породах рудоносных расслоенных горизонтов одного из трех крупных структурных блоков Федорово-Панского базитового интрузива. Извлечение газов осуществлялось как из пород в целом, так и из флюидных микровключений. В результате получены дополнительные подтверждения мантийного источника и сложной эволюции рудно-магматической системы западной части Панского массива. Предполагается, что еще до начала кристаллизации расплавом была потеряна большая часть первичных мантийных летучих компонентов и произошло разбавление магматического флюида приповерхностными палеометеорными водами. Газо-геохимические данные свидетельствуют о неодинаковых условиях формирования платиноносных горизонтов и участии флюидной фазы в концентрировании рудных элементов

Введение

Раннепротерозойский (2501-2447 млн. лет [4, 24]) Федорово-Панский расслоенный базитовый интрузив (ФПИ) в северо-восточной части Балтийского щита признан одним из наиболее перспективных в России объектов на комплексные платинометальные руды малосульфидного типа [10, 25 и др.]. Западная часть Панского массива является центральным (из структурным Tpex) блоком (ЗПБ) ЭТОГО интрузива. Имеющиеся геохимические данные свидетельствуют о мантийном источнике рудномагматической системы ФПИ [3, 5, 26]. Несмотря на сравнительно хорошую изученность геологии, петрологии и металлогении интрузии, многие вопросы, касающиеся последовательности, условий механизма И формирования рудоносных горизонтов и собственно оруденения, остаются невыясненными. К таким проблемам относится и флюидный режим рудообразования, хотя в генезисе платиноносных мафит-ультрамафитовых комплексов и МПГ-минерализации флюидам отводится важная, часто определяющая, роль [2, 9, 10, 15, 21, 27, 29]. В качестве одного из подходов к решению обозначенных выше вопросов, мы предприняли предварительное изучение изотопного состава гелия и аргона в рифовых зонах ЗПБ. Изотопы благородных газов являются признанными геохимическими трассерами магматических комплексов, большей эволюции различных частью. относительно молодых. Однако в последние 10-15 лет появились примеры (в основном, гелия) применения успешного в исследованиях ИХ докембрийских образований, включая ультрамафит-мафитовые, а также

разновозрастной рудной минерализации [7, 12, 14, 16, 27, 28, 30, 33, 35, 36]. Отличительной чертой настоящей работы является комплексность, заключающаяся в использовании изотопии гелия и аргона, содержащихся как в породах в целом, так и, отдельно, в закрытых микрополостях, преимущественно во флюидных включениях минералов.

Геология ЗПБ, методика исследований и изученные образцы

Западно-Панский блок, подобно ФПИ. двум другим блокам рассматривается как самостоятельная камера магматической кристаллизации Кольской ветви обширного мантийного плюма, функционировавшего в Кольско-Карельской субпровинции Балтийского щита 2500-2000 млн. лет назад [22]. По совокупности имеющихся данных [10, 18, 23, 26 и др.] он сложен преимущественно мелко- и среднезернистыми габброноритами массивной, иногда пятнистой текстуры, местами слабо рассланцованными. В пределах ЗПБ выявлены многочисленные слои и линзообразные тела магнетитовых габбро, а также два расслоенных горизонта – Нижний (НРГ) и Верхний (ВРГ), с которыми связано платинометалльное оруденение.

Нижний расслоенный горизонт, мощностью 50-150 м, представлен габброноритами, норитами, пироксенитами, лейкократовыми габбро и анортозитами. В его пределах установлен Северный риф, содержащий элементы платиновой группы от 2 до 10 г/т, ассоциирующие с сульфидной минерализацией [17]. Риф прослежен по простиранию на 18 км. Мощность оруденения, приуроченного к границе лейкократовых габбро и анортозитов с норитами и габброноритами, изменяется от 20 см до 6 м.

Верхний расслоенный горизонт, мощность которого составляет 300-450 м, также состоит из чередующихся габброноритов, норитов, лейкократовых габбро и анортозитов, но выше по разрезу здесь залегают оливиновые габбронориты, анортозиты и троктолиты. В разрезе ВРГ выявлены два уровня сульфидной минерализации, обогащенных элементами платиновой группы. Оруденение носит прерывистый характер. Наиболее высокие содержания металлов платиновой группы (МПГ), достигающие 40 г/т, приурочены к линзам анортозитов, вытянутым в виде цепочки по простиранию пород в Западно-Панском блоке на десятки километров. Данный уровень оруденения назван Южным рифом.

Сколько-нибудь систематического изучения петрографии флюидных микровключений в породах ЗПБ не проводилось. По нашим фрагментарным наблюдениям это обычно очень мелкие (< 5, а чаще <1 мкм в поперечнике), округлые или несколько вытянутые по форме вакуоли, преимущественно однофазовые, реже жидко-газовые, иногда изолированные, а чаще группирующиеся в кластеры от нескольких до десятков индивидов. Такие включения отмечались в плагиоклазе, апатите, оливине, ортопироксене.

Методика изотопно-газовых измерений была неоднократно опубликована ранее [13, 31, 33]. Здесь же только отметим, 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 – из закрытых микрополостей, главным образом из флюидных включений (ФВ) в минералах. Вычитая из одного другое, получаем газы, содержащиеся в кристаллической матрице образца. Далее в тексте для обозначения газов, выделенных плавлением и измельчением, при необходимости используются соответствующие подстрочные индексы "общ" и "фв". Изотопный анализ гелия и аргона выполнялся на однокаскадном магнитном масс-спектрометре МИ-1201 в статическом режиме откачки.

Интерпретация полученных данных основывалась на имеющихся оценках изотопных отношений в земных резервуарах: ³He/⁴He и ³He/³⁶Ar в атмосфере 1.4 $\cdot 10^{-6}$ и 2 $\cdot 10^{-7}$, коре (1-7) $\cdot 10^{-8}$ и (2-20) $\cdot 10^{-4}$, верхней (1.1 $\cdot 10^{-5}$ и 0.1 – 1) и нижней (1,8 $\cdot 10^{-4}$ и 0.1-3) мантии; ⁴⁰Ar/³⁶Ar в атмосфере - 295,5, в верхней мантии ~ 40000, в нижней мантии ~ 5000-6000 [6, 32, 37]. При этом, во многом использовались методические наработки и подходы И.Н. Толстихина [31].

Концентрации и соотношения изотопов благородных газов, выделенных из пород в целом (методом плавления) изучены в 22 образцах, а из флюидных включений (измельчением) – в 46 (аргон анализировался только в 21) образцах, отобранных из Верхнего и Нижнего расслоенных рудоносных горизонтов (табл. 1 и 2).

Результаты и обсуждение

Измеряемый состав гелия и аргона обычно определяется соотношением газов, захваченных при формировании породы, и радиогенных, образующихся in situ за все время ее существования. В свою очередь, захваченные газы в магматических породах могут быть результатом смешения в разных пропорциях мантийной, коровой и/или атмогенной компонент.

В газах, выделенных плавлением образцов ЗПБ, выявлены существенные вариации общих концентраций гелия и аргона (0.8 - 19.2 и 0.7 – 124 см³/г, соответственно), а также отношений ³He/⁴He (1.8 – 32.0) и ⁴⁰Ar/³⁶Ar (1497 – 19634) (табл. 1). В среднем, породы ВРГ, по сравнению с Нижним горизонтом, характеризуются гораздо более высокими ³He/⁴He и ³He/³⁶Ar отношениями и долей мантийного гелия и, напротив, низкими содержаниями ⁴⁰Ar и отношением ⁴⁰Ar/³⁶Ar (табл. 3).

Прямая, довольно тесная взаимосвязь концентраций обоих изотопов гелия, более слабая, но все же значимая положительная корреляция ³He и ³He/⁴He (рис. 1) и отсутствие таковой в паре ⁴He – ³He/⁴He, позволяют пред-Таблица 1.

Образец	Порода	⁴ Не, 10 ⁻⁶ см ³ /г	³ He/ ⁴ He, 10 ⁻⁸	⁴⁰ Ar, 10 ⁻⁶ см ³ /г	⁴⁰ Ar/ ³⁶ Ar			
Верхний расслоенный горизонт								
ЮК-48	Троктолит	0.8	7.9	44.4	2233			
ЮК-70	Габбронорит оливиновый	10.3	32.0	13.7	3525			
04-110	Габбронорит оливинсодержащий	1.4	11.3	13.0	2715			
ЮК-46	Габбро оливиновое	5.2	18.9	25.0	3102			
03-96	Габбро кварцевое	19.2	11.6	42.7	6016			
ЮС-За	Анортозит	4.0	3.7	25.5	3716			
ЮС-4а	То же	7.0	9.4	46.8	7556			
Нижний расслоенный горизонт								
28-90	Норит	6.2	5.9	17.7	2777			
41-90	То же	5.9	13.8	35.0	4920			
119-90	- « -	7.3	12.6	17.8	4478			
622	- « -	6.5	3.2	14.0	2206			
84-1500	Габбронорит	2.2	23.5	10.7	2640			
612	То же	11.9	5.8	16.8	3303			
613	- « -	14.4	3.4	19.2	1990			
122-90	- « -	5.9	5.3	79.3	19634			
25-100	- « -	7.8	5.2	39.1	10908			
25-250	- « -	5.6	5.2	39.4	10231			
124-90	Габбро	9.6	16.0	280	17020			
620	То же	6.7	5.4	35.8	4650			
625	- « -	2.4	7.7	45.0	8080			
MA-29E	- « -	10.8	1.8	15.5	1497			
25-200	Габбро кварцевое	4.6	2.2	124	14139			

Концентрации и отношения изотопов благородных газов, выделенных плавлением, в породах рудоносных горизонтов Панского массива.

Примечание. Масс-спектрометрические измерения выполнены И.Л. Каменским или под его техническим руководством.

полагать, что в общем балансе гелия преобладает захваченная компонента и что изотопное отношение в большей мере определяется количеством легкого изотопа. На графиках в упомянутых координатах наблюдаются некоторые различия в расположении фигуративных точек образцов ВРГ и НРГ. $(U+0.24Th)/^{3}He$ $^{4}\text{He}/^{3}\text{He}$ _ Диаграмма (рис. 2) свидетельствует существенной и неодинаковой потере рассматриваемыми образцами радиогенного гелия, который должен был накопиться после формирования пород. Если бы таких потерь не было, точки располагались бы на эволюционной линии, соответствующей возрасту интрузива. Аналогичная диаграмма, только в линейном масштабе, по образцам с наиболее низкими ⁴Не/³Не значениями позволяет приближенно оценить начальное изотопное отношение в захваченном гелии, равное (1-2) х 10⁶. Поскольку мантийное происхождение родительских расплавов сомнений, по-видимому, не вызы-



Рис. 1. **Изотопы гелия в газах, выделенных плавлением образцов.** Здесь и далее ВРГ и НРГ – Верхний и Нижний расслоенный горизонты, соответственно.



Рис. 2. Соотношения содержаний изотопов гелия и радиоактивных элементов.

[5], полученная предполагает разбавление вает оценка первичного мантийного флюида коровыми компонентами еще до начала кристаллизации расплава. Сопоставление измеренных концентраций обоих изотопов гелия и рассчитанных [34] исходя из содержания U, Th и Li и возраста интрузива, породы действительно потеряли подавляющую показало, ЧТО часть новообразованного радиогенного гелия. Сохранность ⁴Не составляет в сред-Таблица 2.

Изотопный состав гелия и аргона во флюидных включениях

		⁴ He	³ He/ ⁴ He	⁴⁰ Δr	40 26			
Образец	Порода	$10^{-6} \text{ cm}^3/\Gamma$	10 ⁻⁸	10 ⁻⁶ см ³ /г	⁴⁰ Ar/ ³⁰ Ar			
Верхний расслоенный горизонт								
ЮК-148-1	Пироксенит	8.89	12.1	5.6	5757			
ЮК-48	Троктолит	0.05	56.4	Не опр	Не опр.			
ЮК-40	Габбронорит	0.36	23.1	То же	То же			
ЮК-45	Тоже	1.99	30.5	- « -	- « -			
ЮК-47	- « -	1.04	29.1	- « -	- « -			
ЮК-70	- « -	3.46	31.7	- « -	- « -			
ЮК-76	- « -	2.67	14.4	4.78	3863			
ЮК-32а	Лейкогаббро	0.22	39.8	Не опр.	Не опр.			
ЮК-46	То же	0.27	35.8	То же	То же			
ЮС-1г	- « -	0.13	17.2	- « -	- « -			
ЮС-1а	Анортозит	0.34	17.9	- « -	- « -			
ЮС-1д	То же	0.37	8.5	- « -	- « -			
ЮС-2а	- « -	2.86	16.1	- « -	- « -			
ЮС-За	- « -	0.66	17.9	- « -	- « -			
ЮС-4а	- « -	1.14	18.6	- « -	- « -			
ЮС-7	- « -	0.93	16.6	- « -	- « -			
Нижний расслоенный горизонт								
Ma-X	Пироксенит	0.43	8.5	3.5	1690			
17	Норит	0.49	8.2	3.4	1780			
611	То же	0.59	8.3	Не опр.	Не опр.			
622	- « -	0.14	2.0	То же	То же			
28-90	- « -	0.13	35.7	2.3	709			
33-90	- « -	0.94	8.8	1.6	1451			
41-90	- « -	0.06	41.8	3.9	1294			
43-90	- « -	0.33	13.2	2.3	3041			
44-90	- « -	5.09	11.5	2	1869			
119-90	- « -	0.83	21.8	3.3	5079			
612	Габбронорит	3.39	15.0	Не опр.	Не опр.			
613	То же	0.54	12.0	То же	То же			
649	- « -	0.06	15.1	2.6	552			
122-90	- « -	0.14	36.4	10.3	8228			
130-8	- « -	1.74	32.5	1.4	653			
620	Габбро	0.41	8.0	Не опр.	Не опр.			
625	То же	0.28	15.2	То же	То же			
627	- « -	0.32	5.1	- « -	- « -			
629	- « -	0.15	8.5	- « -	- « -			
630	- « -	0.08	4.8	- « -	- « -			
634	- « -	1.42	14.0	- « -	- « -			
42-90	- « -	0.25	5.8	3.8	5770			
Ma-29e	- « -	2.19	9.0	2	1794			
Ки-16/6	Габбро-пегматит	2.29	7.9	Не опр.	Не опр.			
499	Метагаббро	1.39	17.2	5.8	2053			

Таблица 2 (Окончание).

Образец	Порода	Порода ⁴ He, ³ He/ ⁴ He, 10 ⁻⁶ см ³ /г 10 ⁻⁸		⁴⁰ Аг, 10 ⁻⁶ см ³ /г	⁴⁰ Ar/ ³⁶ Ar			
Нижний расслоенный горизонт								
Ки-11/2	Амфиболит	0.34	12.5	7.2	4250			
123-90	Лейкогаббро	0.51	26.9	28	12500			
124-90	То же	0.75	19.4	17	62034			
170-90	- « -	0.75	18.6	28	15147			
Ки-10/1б	Анортозит	1.19	17.5	24.3	6605			

Примечание. Результаты анализов исправлены на средние значения холостых опытов (нсм³/опыт): ⁴He = $1.1 \cdot 10^{-8}$, ³He = $1.28 \cdot 10^{-14}$. Масс-спектрометрические измерения осуществлялись И.Л. Каменским (или под его техническим руководством), а извлечение газов из пород – С.В. Икорским.

Таблица 3.

Средние значения изотопно-газовых характеристик в породах расслоенных горизонтов

Гори- зонт	Ν	⁴ He 10 ⁻⁶ см ³ /г	³ He/ ⁴ He 10 ⁻⁸	⁴⁰ Ar 10 ⁻⁶ см ³ /г	⁴⁰ Ar/ ³⁶ Ar	⁴ He/ ⁴⁰ Ar*	³ He/ ³⁶ Ar 10 ⁻⁴	Не _м %	Ar _a %
Для пород в целом									
ВРГ	7	6,8	20,0	30,1	4120	0,3	2,1	1	8,0
НРГ	15	7,2	7,8	52,6	7230	0,4	0,8	0,5	7,8
Во флюидных включениях									
ВРГ	16(2)	1,6	24,1	5,2	4810	1,1	7,1	1,8	6,4
НРГ	30(19)	0,9	14,3	8,0	7180	0,5	1,2	1,1	16

Примечание. N - количество образцов (в скобках – с данными по аргону, если другое число); * - радиогенные изотопы; He_м и Ar_a – оценки, соответственно, долей мантийной компоненты гелия и атмогенной – аргона.

нем всего 3%, тогда как ³He – около 90 %, а в некоторых образцах обнаруживается избыток легкого изотопа (рис. 3).

В изотопном составе аргона картина совершенно иная. Здесь не наблюдается корреляции между концентрациями обоих изотопов, а также 36 Ar и 40 Ar/ 36 Ar, и величина отношения 40 Ar/ 36 Ar определяется, главным образом, изменяющимися количествами радиогенного изотопа (рис. 4). Анализ К-Ar системы показал, что большинство пород потеряли от 10 до 70 % радиогенного аргона, однако в некоторых образцах обнаруживается его избыток, достигающий 4-кратной величины от расчетной концентрации. Породы НРГ лучше сохранили 40 Ar/ 36 Ar отношения в захваченном флюиде, составившая 1000 – 3000, предполагает контаминацию флюидной фазы атмогенным аргоном на ранних этапах формирования Западно-Панского массива.



Рис. 3. Сопоставление измеренных («из») и рассчитанных («рас») концентраций изотопов гелия.



Рис. 4. Соотношение изотопов аргона в породах в целом.

Положение изученных образцов на графике ³⁶Ar/³He – ⁴He/³He (рис. 5), где также нанесены оценочные поля изотопного состава газов субконтинентальной мантии, земной коры и метеорных вод с растворенным воздухом, подтверждают предположения о мантийном источнике и утрате породами большей части первичного флюида, преобладании коровой состав-



Рис. 5. Взаимосвязь отношений ³He/³⁶Ar и ⁴He/³He в газах, выделенных плавлением.

ЗК – земная кора, СКЛМ – субконтинентальная литосферная мантия, MBB – метеорные воды с растворенным воздухом.

ляющей, включающей продуцированные in situ радиогенные газы, и заметном вкладе атмосферной компоненты во флюидную фазу.

Из флюидных включений пород ЗПБ извлекается 10-15 % ⁴He, 25-40 % ³Не, около 12 % ⁴⁰Ar и 25 % ³⁶Ar от общего их количества. Эта форма газов характеризуется несколько большим разбросом ⁴⁰Ar/³⁶Ar и $^{3}\text{He}/^{4}\text{He}$ изотопных отношений и более высокими, в среднем, значениями последнего (табл. 2). Тесная взаимосвязь обоих изотопов гелия (рис. 6) и почти перпендикулярный эволюционной линии тренд образцов на графике с координатами $(U+0.24Th)/{^{3}He} - {^{4}He}/{^{3}He}$ (аналогичном рис. 2), являются например подтверждением уже известных, [31], наблюдений 0 незначительном влиянии образовавшихся in situ радиогенных компонентов на состав газов во флюидных включениях. В среднем, во ФВ пород Верхнего горизонта, по сравнению с НРГ, выше ${}^{3}\text{He}/{}^{4}\text{He}$ (рис. 7), ${}^{3}\text{He}/{}^{36}\text{Ar}$ и ${}^{4}\text{He}/{}^{40}\text{Ar}*$ отношения, концентрация ⁴Не, относительное содержание мантийного гелия и более низкие концентрация ⁴⁰Ar, доля атмогенного аргона и отношение 40 Ar/ 36 Ar (табл. 3). Положение образцов с изотопно-газовыми характеристиками ФВ на аналогичной рисунку 5 диаграмме 36 Ar/ 3 He – ⁴He/³He (не приводится) отражает, как и можно было ожидать, больший вклад метеорных вод в состав этого флюида по сравнению с газами, захваченными кристаллической матрицей пород.

При сопоставлении изотопного состава гелия разных форм нахождения, обнаруживается их взаимосвязь в НРГ и отсутствие таковой в ВРГ, что



Рис. 6. Корреляция концентраций изотопов гелия во флюидных включениях.



Рис. 7. Распределение отношения (³He/⁴He)_{фв} в породах расслоенных горизонтов.

может быть следствием (а) большего в последнем случае временного и температурного разрыва между захватом газов в кристаллическую матрицу и флюидные включения и (б) формирования части ФВ на постмагматическом этапе.

Выше приведенные данные показывают, что современный изотопный состав благородных газов в изученных породах обусловлен степенью дегазации расплава, неодинаковыми концентрациями захваченных изотопов и их сохранностью, содержанием радиоактивных элементов, генерацией и потерями радиогенных изотопов. Захваченная флюидная составляющая этих

пород представляет собой смесь мантийных, атмогенных и коровых компонентов. Полученные газо-геохимические характеристики ЗПБ вполне соответствуют существующим представлениям о его формировании в гипабиссальных условиях и неодноактности кристаллизации [11, 18]. Основные потери мантийного гелия и разбавление глубинного флюида коровым, в котором, по-видимому, преобладали сравнительно молодые на тот момент палеометеорные воды, имели место еще на стадии расплава.

Неодинаковое распределение изотопов Не и Аг в породах Нижнего и Верхнего расслоенных горизонтов согласуются с предположениями о различиях в механизме их формирования [19, 20]. Нижний горизонт представляется продуктом интегрального действия нескольких факторов и процессов, главным из которых является инъекция новой порции толеитовой магмы, близкой по составу к исходному расплаву интрузива, в более эволюционированный внутрикамерный остаточный расплав. Важное влияние облик ΗРГ оказали прерывистый характер магматической на мобилизация посткумулусная кристаллизации, И постмагматическая погребенной кристаллизация жидкости анортозитовых кумулатов. Образование ВРГ также обусловлено, вероятно, неоднократным притоком в магматическую камеру свежих порций расплава, но гораздо более примитивного по сравнению с внутрикамерным, оливинового толеита. Изотопно-газовые особенности рудоносных горизонтов могут служить подтверждением большей степени дегазации расплава, более длительной и сложной эволюции НРГ в условиях большей закрытости системы.

Многие из образцов, имеющих изотопно-газовые характеристики, были проанализированы также на содержание рудных элементов. При статистической обработке совокупных данных обнаруживаются взаимосвязи разной силы и направленности между распределением изотопов благородных газов и рудогенных компонентов. Из-за ограниченного количества и разрозненности отобранных образцов В пределах рифовых интерпретация большинства этих связей носит предварительный характер, однако существенные различия поведения рассматриваемых показателей в породах Верхнего и Нижнего расслоенных горизонтов представляются очевидными.

Если брать газы, выделенные плавлением, намечается, преимущественно в НРГ, положительная корреляция концентраций МПГ как по отдельности, так и суммарной, с одной стороны и содержания ³He и величины отношений ³He/⁴He (рис. 8), ⁴⁰Ar/³⁶Ar (рис. 9) и, отчасти, ³He/³⁶Ar – с другой стороны. В породах ВРГ эти связи слабее или вовсе не обнаруживаются, поскольку некоторые образцы здесь характеризуются высокими значениями изотопных параметров при низких содержаниях платиноидов.

Распределение изотопов газов во флюидных включениях также связано с концентрациями рудных компонентов в породах, при этом различия рифо-



Рис. 8. Соотношение (³He/⁴He)_{общ} и содержания платины.



Рис. 9. Взаимосвязь (⁴⁰Ar/³⁶Ar)_{общ} и суммарного содержания МПГ.

вых зон проявляются сильнее. Например, при положительной корреляции между ³He/⁴He и суммой МПГ, ³He и Pt (рис. 10), ⁴⁰Ar/³⁶Ar, ³He/⁴He и Pt в НРГ, в породах ВРГ в первых двух случаях намечаются обратные зависимости, а в последнем связь не обнаруживается.

Вариации изотопных характеристик сопоставлялись с такими известными геохимическими показателями, как отношения Cu/Ni и Pd/Pt. Увеличение того и другого обычно считается признаком большей дифференциации расплава [8, 18]. В то же время предполагается уменьшение Pd/Pt отношения с нарастанием роли постмагматических процессов [9]. В изученных породах, особенно HPГ, обнаруживаются положительные связи



Рис. 10. Связь концентраций платины в породах и легкого изотопа гелия в ФВ.



Рис. 11. Отрицательная корреляция отношений (⁴He/⁴⁰Ar*)_{общ} и Pd/Pt.

(³He/⁴He)_{общ} и (⁴⁰Ar/³⁶Ar)_{общ} с величиной Cu/Ni, а второго из них – и с Pd/Pt фракционированием отношениями, возможно, обусловлено что, родительских, для радиогенных изотопов газов, элементов по мере эволюции расплава: снижением концентраций U и Th и, напротив, накоплением калия. предположение согласуется наблюдаемой Такое с отрицательной корреляцией (⁴He/⁴⁰Ar*)_{общ} и Pd/Pt отношений (рис. 11) и доли атмогенного аргона с величиной отношений Cu/Ni и Pd/Pt (рис. 12). Последние зависимости могут, кроме того, свидетельствовать об относительной закрытости системы на постмагматических стадиях формирования Нижнего расслоенного горизонта. Связи изотопов Не и Ar во флюидных включениях с



Рис. 12. Увеличение Pd/Pt отношения с уменьшением доли атмогенного аргона в газах, выделенных плавлением.



Рис. 13. Положительная корреляция (³He/³⁶Ar)_{фв} и Cu/Ni отношений.

индикаторными отношениями рудных элементов часто имеют противоположную направленность. Так, для ${}^{3}\text{He}/{}^{36}\text{Ar}$ и Cu/Ni (рис. 13), ${}^{36}\text{Ar}$ и Pd/Pt наблюдаются положительные корреляции, а для ${}^{3}\text{He}/{}^{36}\text{Ar}$ и Pd/Pt (рис. 14), ${}^{36}\text{Ar}$ и Cu/Ni - отрицательные. Рудоносные горизонты в данном случае можно сравнить только по изотопам гелия, поскольку мало данных по аргону в ВРГ. Например, при позитивной взаимосвязи в парах ${}^{3}\text{He}/{}^{4}\text{He}$ - Cu/Ni, ${}^{3}\text{He}/{}^{4}\text{He}$ - Pd/Pt в HPГ, для первой в породах ВРГ связь обратная, а для остальных отсутствует. И, наоборот, ${}^{3}\text{He}$ и Pd/Pt прямо связа\ны в ВРГ и



Рис. 14. Взаимосвязь (³He/³⁶Ar)_{фв} и отношения палладия к платине.



Рис. 15. Разный характер распределения ³Не_{фв} и отношения Cu/Ni в породах расслоенных горизонтов.

не коррелируются в НРГ (рис. 16).

Особенности взаимосвязей изотопно-газовых характеристик С Cu/Ni Pd/Pt содержаниями элементов отношениями И рудных И свидетельствуют о важной роли флюидной фазы в формировании рудной минерализации. При этом рудоотложение в НРГ, по-видимому, происходило в относительно равновесных условиях и связано с автометаморфическими процессами, тогда как оруденение ВРГ может быть в значительной степени образовавшимся в результате поступления наложенным, В систему рудоносного постмагматического флюида. Не очень сильная статистическая



Рис. 16. Соотношения ³Не_{фв} и Pd/Pt.

связь газовых и рудогенных компонентов в породах рифовых зон Западно-Панского блока, возможно, объясняется тем, что, как и на других месторождениях МПГ [1, 2, 15, 16], максимумы летучих могут не совпадать с пиками оруденения, а образуют ореолы вокруг рифов.

Более определенный ответ на данный вопрос предполагается получить при дальнейшем совместном изучении распределения благородных газов и рудной минерализации в полных разрезах через расслоенные горизонты.

Заключительные замечания

Благородные газы пород Западной части Панского массива являются главным образом захваченными. Большая часть их радиогенных изотопов, особенно гелия, образовавшаяся in situ после консолидации массива, не сохранилась. Захваченный флюид представляет собой смесь преобладающей коровой и подчиненных мантийной и атмосферной составляющих. Гипабиссальные условия становления массива предопределили основные потери первичных мантийных летучих компонентов и преимущественное разбавление магматического флюида приповерхностными палеометеорными водами еще на докристаллизационном этапе.

Особенности изотопного состава гелия и аргона подтверждают имеющиеся петрологические данные о различных условиях образования Верхнего и Нижнего расслоенных горизонтов. Формирование последнего происходило из более дегазированного расплава и его более полной дифференциации при большей изоляции магматической субкамеры.

Платинометальное оруденение формировалось при участии флюидной фазы. При этом рудные металлы в большей степени связаны с мантийными, а не коровыми летучими компонентами. Возможны различия в генезисе Верхнего и Нижнего рифов. Образование первого из них могло происходить в более неравновесных условиях сравнительно открытой системы и при большей роли постмагматических флюидов.

Комбинированное изучение изотопного состава параллельно гелия и аргона в образцах пород и минералов в целом и флюидных включениях является перспективным подходом не только для идентификации источника вещества и геодинамических построений в масштабе региона или крупного комплекса, но и для разработки газо-геохимических индикаторов условий образования и критериев рудоносности геологических объектов более высоких порядков (массивов, блоков, горизонтов).

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, грант № 03-05-64257.

Благодарности

Авторы благодарны И.Л. Каменскому за непосредственное выполнение и методическое руководство масс-спектрометрическими измерениями изотопного состава газов, С.В. Икорскому за участие и помощь в экстракции газов из флюидных включений пород по разработанной им методике, Р.М. Латыпову, предоставившему часть образцов для исследований, И.Н. Толстихину за консультации по методике интерпретации изотопно-газовых характеристик и Ф.П. Митрофанову за критическое прочтение рукописи и полезные замечания.

Литература

- 1. Аплонов В.С., Додина Д.А. Новые возможности термобарогеохимии при установлении локализации горизонта малосульфидного платинометального оруденения // Сб. «Платина России». М.: АОЗТ «Геоинформмарк», 1995.-Т. II. Кн. 1.
- 2. Аплонов В.С., Додина Т.С. Флюидно-геохимическая модель уникального Талнахского платиносодержащего месторождения // Платина России. Проблемы развития минеральносырьевой базы платиновых металлов в XXI веке (минералогия, генезис, технология, аналитика). М.: ЗАО «Геоинформмарк», 1999. – Т. IV. – С. 100-120.
- 3. Балабонин Н.Л., Митрофанов Ф.П., Субботин В.В., Корчагин А.У., Войтеховский Ю.Л., Волошина З.М., Пахомовский Я.А., Петров В.П. Минералы платиновых металлов индикаторы эволюции рудоконцентрирующих процессов // Крупные и уникальные месторождения редких и благородных металлов. С.-Петербург, 1998. С. 271-281.
- 4. Баянова Т.Б., Митрофанов Ф.П., Корчагин А.У., Павличенко Л.В. Возраст габброноритов Нижнего расслоенного горизонта (рифа) Федорово-Панского массива (Кольский полуостров) // Докл. АН (Россия), 1994. – Т. 337, № 1. С. 95-97.
- 5. Богомолов Е.С., Гусева В.Ф., Турченко С.И. Мантийное происхождение мафитовой расслоенной интрузии Панских тундр: изотопные Sm-Nd и Rb-Sr свидетельства // Геохимия, 2002.- № 9.- С. 946-951.
- 6. **Верховский А.Б., Шуколюков Ю.А.** Элементное и изотопное фракционирование благородных газов в природе. М.: Наука, 1991. 294 с.
- 7. Ветрин В.Р., Каменский И.Л., Икорский С.В. Мантийный флюид в протерозойских гранитоидах: изотопы Не и Аг в породах и минералах лицко-арагубского диоритгранитного комплекса, Кольский полуостров // Петрология, 2002. Т. 10, № 3. С. 270-282.

- 8. Гончаров Ю.В., Карпов С.М. Некоторые особенности связи родий-платинопалладиевого и сульфидного никелево-медного оруденения в нижней расслоенной серии Панского массива (Кольский полуостров) // Геология и генезис месторождений платиновых металлов. М.: Наука, 1994.- С. 107-110.
- 9. Дистлер В.В., Служеникин С.Ф., Кабри Л.Дж. и др. Платиновые руды Норильских расслоенных интрузивов: соотношение магматического и флюидного концентрирования благородных металлов // Геология рудных месторождений. 1999. Т. 41. № 3.
- 10. Додин Д.А., Чернышов Н.М., Яцкевич Б.А. Платинометальные месторождения России. СПб.: Наука, 2000. – 755 с.
- 11. Докучаева В.С. Петрология и условия рудообразования в Федорово-Панском интрузиве //Геология и генезис месторождений платиновых металлов. М.: Наука, 1994. С. 87-100.
- 12. Икорский С.В., Каменский И.Л., Смирнов Ю.П. Изотопы гелия в разрезе Кольской сверхглубокой скважины // Докл. АН (Россия), 1994. Т. 335, № 1. С. 84-87.
- 13. Икорский С.В., Каменский И.Л. Метод дробления горных пород и минералов в стеклянных ампулах при изотопных исследованиях благородных газов // XV Симпозиум по геохимии изотопов, 24-27 ноября 1998 г., Москва. Тезисы докладов.- М., 1998.- С. 115.
- 14. Казанов О.В., Прасолов Э.М., Токарев И.В. Флюидный режим формирования платинометальной минерализации массива Луккулайсваара по данным изотопного состава аргона и гелия //XVI симпозиум по геохимии изотопов имени акад. А.П. Виноградова, 20-23 ноября 2001 г., Москва. Тезисы докладов. М., 2001. С. 92-93.
- 15. Конников Э.Г., Неручев С.С., Прасолов Э.М., Кислов Е.В., Орсоев Д.А. Флюидный режим формирования малосульфидной благороднометалльной минерализации Довыренского дунит-троктолит-габбрового массива // Платина России. Проблемы развития минерально-сырьевой базы платиновых металлов в XXI веке (минералогия, генезис, технология, аналитика). М.: ЗАО «Геоинформмарк», 1999. Т. IV. С. 169-176.
- 16. Конников Э.Г., Прасолов Э.М., Токарев И.В., Кислов Е.В., Орсоев Д.А. Изотопы Аг и Не из пород Довыренского мафит-ультрамафитового массива // Геология и геофизика, 2002. Т. 43. № 6. С. 543-552.
- 17. Корчагин А.У., Бакушкин Е.М., Виноградов Л.А., Карпов С.М., Медников А.И. Геологическое строение нижней краевой зоны массива Панских тундр и ее платинометальное оруденение // Геология и генезис месторождений платиновых металлов. М.: Наука, 1994.-С. 100-106.
- 18. **Латыпов Р.М., Чистякова С.Ю.** Механизм дифференциации расслоенного интрузива Западно-Панских тундр. Апатиты: изд. Кольского НЦ РАН, 2000.- 315 с.
- 19. Латыпов Р.М., Митрофанов Ф.П., Алапиети Т.Т., Кауконен Р.Дж. Петрология верхнего расслоенного горизонта интрузива Западно-Панских тундр // Геология и геофизика. 1999а. Т. 40. № 10.
- 20. Латыпов Р.М., Митрофанов Ф.П., Алапиети Т.Т., Халкоахо Т.А.А. Петрология нижнего расслоенного горизонта интрузива Западно-Панских тундр, Кольский полуостров //Петрология, 1999б. Т. 7.- № 5. С. 509-538.
- 21. Летников Ф.А. Сверхглубинные флюидные системы Земли и проблемы рудогенеза // Геология рудных месторождений, 2001. Т. 43, № 4. С. 291-307.
- 22. **Митрофанов Ф.П.** Плюмовые процессы с позиций общей и региональной геологии // Тектоника и геодинамика континентальной литосферы. Материалы XXXVI тектонического совещания. Т. 2. М.: ГЕОС, 2003. С. 60-62.
- 23. Митрофанов Ф.П., Балабонин Н.Л., Корчагин А.У. Металлогения Кольского пояса расслоенных ультрамафит-мафитовых интрузий // Отечественная геология.- 1995.- № 6.-С. 37-41.
- 24. Митрофанов Ф.П., Балабонин Н.Л., Баянова Т.Б., Корчагин А.У., Латыпов Р.М., Грицай А.Л., Субботин В.В. Основные результаты исследований Кольской платинометальной провинции // Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М.: ИГЕМ, 1997.-С. 286-288.

- 25. Митрофанов Ф.П., Балабонин Н.Л., Баянова Т.Б., Корчагин А.У., Латыпов Р.М., Осокин А.С., Субботин В.В., Карпов С.М., Нерадовский Ю.Н. Кольская платинометальная провинция: новые данные // Платина России. Проблемы развития минерально-сырьевой базы платиновых металлов. М.: ЗАО «Геоинформмарк», 1999.-Т.IV.- С.43-52.
- 26. Митрофанов Ф.П., Корчагин А.У., Балабонин Н.Л., Гончаров Ю.В., Карпов С.М., Субботин В.В., Припачкин П.В. Основные результаты исследований платинометалльной рудоносности расслоенного ультрамафит-мафитового интрузива Федорово-Панских тундр // Геология и полезные ископаемые Кольского полуострова. Т.2. – Изд. МУП «Полиграф», 2002.- С. 4-12.
- 27. Неручев С.С., Прасолов Э.М. Флюидно-геохимичекая модель платиноидных месторождений, связанных с трапповым магматизмом // Платина России. Проблемы развития минерально-сырьевой базы платиновых металлов. Т. П. Кн. 1. М.: Геоинформмарк, 1995. С. 94-101.
- 28. Нивин В.А., Икорский С.В. Особенности формирования Ловозерских редкометальных месторождений (Кольский полуостров) по изотопно-газовым (He, Ar) данным // Глубинный магматизм, магматические источники и проблемы плюмов. Труды II Международного Семинара. Иркутск-Владивосток, 2002. С. 214-235.
- 29. **Рябов В.В.** Флюидный режим траппового магматизма и рудообразования (петрологический аспект). Геология и геофизика. 1999. Т. 40. № 10.
- 30. Толстихин И.Н., Докучаева В.С., Каменский И.Л. Ювенильный гелий в древних породах. Гелий, аргон, уран и калий в Мончегорском плутоне (Кольский полуостров)// Геохимия, 1991.- N 8.- С. 1146-1158.
- 31. Толстихин И.Н., Каменский И.Л., Марти Б. и др. Идентификация вещества нижнементийного плюма в девонских щелочно-ультраосновных-карбонатитовых комплесах Кольского полуострова на основании изучения изотопии благородных газов и радиоактивных элементов / Препр.- Апатиты-Нанси-Брюссель, 1999.- 97 с. (на русском и английском языках).
- 32. **Burnard P.G., Hu R., Turner G. and Bi X.W.** Mantle, crustal and atmospheric noble gases in Ailaoshan gold deposits, Yunnan province, China. Geochimica et Cosmochimica Acta, 1999, 63(10), p. 1595-1604.
- 33. Kamensky I.L., Tolstikhin I.N., and Vetrin V.R. Juvenile helium in ancient rocks: I. 3He excess in amphiboles from 2.8 Ga charnokite series: Crust-mantle fluid intracrustal magmatic process // Geochimica et Cosmochimica Acta, 1990.- Vol. 54, pp. 3115-3122.
- 34. Mamyrin B.A. and Tolstikhin I.N. Helium isotopes in nature. Elsevier: 1984.- 267 p.
- 35. **Stuart F.M., Burnard P.G., Taylor R.P., Turner G.** Resolving mantle and crustal contributions to ancient hydrothermal fluids: He-Ar isotopes in fluid inclusions from Dae Hwa W-Mo mineralization, South Korea. Geochimica et Cosmochimica Acta, 1995. Vol. 59. No. 22, pp. 4663-4673.
- 36. **Tolstikhin I.N., Dokuchaeva V.S., Kamensky I.L., Amelin Yu.V.** Juvenile he-kium in ancient rocks: II. U-He, K-Ar, Sm-Nd, and Rb-Sr systematics in the Monche Pluton. 3He/4He ratios frozen in uranium-free ultramafic rocks// Geochimica et Cosmochimica Acta.- 1992.- Vol.56.- P. 987-999.
- 37. Tolstikhin I.N., Marty B. The evolution of terrestrial volatiles: a view from helium, neon, argon and nitrogen isotope modeling. Chemical Geology, 1998, V. 147, p. 27-52.

Карбонатиты в гипербазитах обрамления Ильмено-Вишневогорского щелочного комплекса (минералогия, геохимия и условия образования)

Недосекова И.Л., Прибавкин С.В., Пушкарев Е.В.

Институт геологии и геохимии Уральского отделения РАН, Екатеринбург, Россия

Работа посвящена карбонатитам, залегающим в альпинотипных метаморфизованных массивах гипербазитов, в кровле миаскитовых интрузий Ильмено - Вишневогорского щелочного комплекса. Охарактеризована позиция карбонатитов, строение распределение геологическая тел. редкометальной и редкоземельной акцессорной минерализации, типоморфизм породообразующих минералов и геохимические особенности пород. По карбонатитами Вишневогорского массива сравнению с миаскитов, карбонатиты в гипербазитах в разной степени обогащены TR, Th, Y. Они представлены доломит - кальцитовыми разновидностями с тетраферрифлогопитом и рихтеритом и рудной пирохлоровой минерализацией. Кроме в гипербазитах широко развиты доломитовые карбонатиты с того. редкометально - редкоземельной акцессорной минерализацией - монацитом, эшинитом, ортитом, редкоземельноым пирохлором, колумбитом. По данным кальцит - доломитовой, пирит - пирротиновой, ильменит - магнетитовой геотетрмометрии, особенностям состава породообразующих минералов доломит - кальцитовые карбонатиты в гипербазитах формировались в условиях альбит - кальцитовой и амфибол - доломит - кальцитовой фации, а доломитовые карбонатиты - в условиях хлорит - серицит - анкеритовой фации карбонатитов. В отличие от карбонатитов миаскитовых массивов в гипербазитах широко проявлены карбонатиты среднетемпературных фаций, ранее не известные в Ильмено - Вишневогорском щилочном комплексе и считающиеся не характерными для этого формационного типа карбонатитов.

Введение

Карбонатиты в Ильмено-Вишневогорском щелочном комплексе на Южном Урале известны с 50х годов XX века. Они детально охарактеризованы Э.М. Бонштедт - Куплетской [7], Е.С. Ильменевым [17], А.Г. Жабиным [15, 16], Е.М. Еськовой [14], Н.В. Свяжиным [35], Б.М. Роненсоном [29], В.Я. Левиным совместно с Б.М. Роненсоном [21, 22, 23, 24] и другими исследователями.

В качестве карбонатитов карбонатные образования Ильменогорско -Вишневогорского комплекса были впервые выделены А.Г. Жабиным в 1959 году по аналогии их минерального состава и геохимических особенностей с платформенными карбонатитами щелочно - ультраосновной формации пород [15]. В результате продолжительной дискуссии о правомерности отнесения к карбонатитам Ильмено-Вишневогорского комплекса большинство исследо-





Рис. 1. Схема геологического строения ильмено - вишневогорского комплекса (по В.Я. Левину, Б.М. Роненсону и др. [1997]).

1 - граниты Аракульского массива, 2 - граниты, монцониты Аргазинского массива, 3 - миаскиты интрузивных тел, 4 - карбонатиты, автохтонные миаскиты, нефелин - полевошпатовые мигматиты, полевошпатовые породы, фениты Центральной щелочной полосы, 5 - карбонатиты Вишневогорского миаскитового массива, 6 - карбонатиты в Булдымском гипербазитовом массиве, 7 - фениты экзоконтактов миаскитовых интрузий, 8 - осадочно - вулканогенные образования Тагило - Магнитогорской зоны, 9 - плагиосланцы и кварциты сланцевого обрамления Сысертско - Ильменогорского срединного массива, 10 - кристаллические сланцы ядра срединного массива, 11 - метаморфизованные гипербазиты Булдымского массива, 12 - Кыштымский сбросо - сдвиг. I-VII – участки: I – Ишкульский, II – Байдашевский, III – Увильдинский, IV – Потанинский, V – Светлозерский, VI – Вишневогорский, VII - Булдымский.

вателей выделяют их в самостоятельный формационный тип карбонатитов карбонатит-нефелин-сиенитовой формации [8, 21], или "карбонатитов, связанных с линейными зонами щелочных метасоматитов и нефелиновыми сиенитами" [12], позднее названный Ю.А Багдасаровым формацией "карбонатитов линейно - трещинных зон" [1, 3].

Согласно исследованиям В.Я. Левина и Б.М. Роненсона [23, 24] карбонатиты являются составной частью Ильмено-Вишневогорского сформировавшегося карбонатит-миаскитового путем комплекса. метасоматоза и анатексиса, на фронте мантийного потока карбонатитовых флюидов и интрузий миаскитового расплава. Домагматические карбонатиты, предшествующие появлению выплавок миаскитовой магмы, залегают в корневых частях интрузий миаскитов, среди нефелиновых мигматитов и фенитов ("подинтрузивный субкомплекс" по В.Я. Левину, [24]), слагая Центральную щелочную полосу, располагающуюся между Ильменогорским и Вишневогорским массивами миаскитов Постмиаскитовые (рис. 1). карбонатиты залегают эндоконтактовой части Вишневогорского в миаскитового массива ("интрузивный субкомплекс") и в его фенитовом ореоле - в фенитизированных плагиогнейсах вишневогорской свиты и в метаморфизованных массивах гипербазитов ("надинтрузивный субкомплекс").

Карбонатиты субкомплекса" "интрузивного подинтрузивного И (Вишневогорское, Потанинское, Ишкульское, Байдашевское, Светлоозерское, Увильдинское месторождения) детально изучены в последние 40 лет в процессе геологических съемок, поисков и разведок месторождений редких металлов, полевошпатового и нефелинового сырья. Результаты исследований, нескольких упоминалось выше, изложены В монографиях И как карбонатиты Менее являются многочисленных статьях. изученными субкомплекса", апогипербазитовые "надинтрузивного В частности карбонатиты с редкометально-редкоземельной минерализацией, которым посвящена эта работа.

Карбонатиты метаморфизованных В альпинотипных массивах гипербазитов, залегающих в кровле миаскитовых интрузий, в докембрийских породах Сысертско-Ильменогорского метаморфических антиклинория, установлены Н.В. Свяжиным [35], В.Я. Левиным [23], В.О. Поляковым [31]. обнаружены Булдымском, Халдихинском, Спирихинском Они В гипербазитовых массивах в Вишневых горах [24], а также в гипербазитах Ильменских гор [31]. Наиболее широко процессы карбонатитообразования проявлены в Булдымском гипербазитовом массиве, на примере которого нами будут рассмотрены основные закономерности геологического строения, минералогии и геохимии карбонатитов, залегающих в гипербазитах обрамляющих щелочной комплекс.

Геологическая позиция и строение тел карбонатитов

Булдымский гипербазитовый массив находится в северной части Ильмено-Вишневогорского щелочного комплекса, в 100 метрах к северозападу от Вишневогорского массива миаскитов, в котором разрабатывается Вишневогорское редкометальное месторождение (см. рис. 1). Булдымский фенитизированных метаморфических залегает В породах массив вишневогорской свиты (PR1), в ядре синклинальной складки, согласно с вмещающими породами. Он представляет собой линзовидное тело площадью около 1 кв. километра и мощностью до 250 метров. Сложен массив регенерированными (метаморфическими) оливиновыми, ОЛИВИНэнстатитовыми породами и серпентинитами, а в периферической части энстатит-антофиллит-актинолитовым, актинолитовыми актинолит-И хлоритовыми породами. В породах массива широко проявлены процессы амфиболизации. флогопитизации, доломитизации, хлоритизации И оталькования. Булдымский массив традиционно относился к альпинотипным гипербазитам раннего протерозоя [9, 10]. В.Я. Левин, Б.М. Роненсон относят его к платформенным гипербазитам архейско-протерозойского возраста [24].

Доломитовые жилы с апатитом, монацитом, титаномагнетитом, ильменитом, цирконом в Булдымском гипербазитовом массиве были известны с 1937 года [6]. В 1966 году Н.В. Свяжин отнес их к карбонатитам, считая их наряду с кальцитовыми карбонатитами Вишневогорского миаскитового массива, продуктами единого постмагматического процесса карбонатизации [35]. В 1981 году В.Я. Левиным в Булдымском гипербазитовом массиве были обнаружены новые разновидности редкометальных карбонатитов. При последующем изучении установлено их широкое развитие в породах массива.

Карбонатиты в Булдымском массиве залегают в системе разломов северо-восточного простирания, погружающихся в северо-западном направлении. Они представляют собой линейные метасоматические зоны

амфибол-флогопит-доломит-кальцитового состава, содержащие акцессорную редкометальную и редкоземельную минерализацию. Протяженность зон



Рис. 2. Разрез Булдымского гипербазитового массива (составлен И.Л. Недосековой, 1985).

1 - оливиновые, оливин-энстатитовые породы и серпентиниты, 2 - миаскиты, 3 - сиениты, 4 - фенитизированные породы вишневогорской свиты (PR1), 5 - флогопитрихтеритовые метасоматиты, 6 - флогопитовые метасоматиты, 7 - доломиткальцитовые карбонатиты, 8 - доломитовые карбонатиты и хлорит-карбонатамфиболовые метасоматиты.

составляет сотни метров, мощность до пятидесяти метров. Контакты тел с вмещающими гипербазитами неровные, извилистые. Кроме того, встречаются жильные тела пегматоидных карбонатитов, мощностью до нескольких метров.

В телах амфибол-флогопит-карбонатных метасоматитов часто проявлена зональность: центральные части сложены доломит-кальцитовыми породами, затем их сменяют доломит-кальцит-флогопитовые метасоматиты и далее доломит-кальцит-флогопит-рихтеритовые метасоматиты (рис. 2). Краевые части зон сложены хлорит-карбонат-амфиболовыми метасоматитами, часто содержащими доломит, реже кальцит, и реликтовые минералы гипербазитов - оливин и энстатит (обычно серпентинизированные). Контакты между зонами как резкие, так и постепенные. Зональность тел обусловлена уменьшением числа минералов от зоны к зоне на единицу в направлении от периферических частей тел к центральным. Полная метасоматическая колонка процесса карбонатитообразования включает 5 минеральных ассоциаций, соответствующих зонам: исходные гипербазиты / амфибол– хлорит–доломит–кальцит / рихтерит–флогопит–доломит–кальцит / флогопит –доломит–кальцит / доломит–кальцит / кальцит. Мощность центральных доломит-кальцитовых зон не превышает десяти метров. Суммарная мощность зон карбонат-флогопитовых и карбонат-флогопит-рихтеритовых



Рис. 3. Карбонат-флогопит-рихтеритовый метасоматит (ув. 0,6х, полировка штуфа).

Черное - флогопит, серое - рихтерит, белое - карбонаты.



Рис. 4. Доломит - кальцитовый карбонатит с флогопитом и пирохлором (ув. 0,6х, полировка штуфа).

1 - карбонат, 2 -пирохлор, 3 - флогопит.

метасоматитов, слагающих периферические части, в 1,5 – 2 раза больше и достигает двадцати метров. Менее мощные тела метасоматитов представлены краевыми фациями флогопит-рихтеритовых и флогопитовых

метасоматитов с незначительным количеством карбонатов, в составе которых преобладает доломит. Кроме того, в породах массива встречаются мелкие



Рис. 5. Полосчатый флогопит-карбонат-рихтеритовый метасоматит (ув. 0,7 ^х, полировка штуфа).

Черное - флогопит, серое - рихтерит, белое - карбонаты.



Рис. 6. Доломит - кальцитовый прожилок во флогопит - рихтеритовом метасоматите (ув. 0,8^x, полировка штуфа).

1 - карбонаты, 2 - флогопит - рихтеритовый метасоматит, 3 - магнетит.

прожилки доломита с хлоритом, серпентином, монацитом, реже колумбитом и стронцианитом.

Породы карбонатитов и карбонат-флогопит-рихтеритовых метасоматитов из периферических частей зон имеют типичные метасоматические текстурно-структурные особенности: сланцевато-полосчатые и пятнистополосчатые текстуры, неравномернозернистое строение, неравномерное распределение слагающих их минералов в виде пятен, цепочек, полос и скоплений (рис. 3, 4, 5). Наряду с мелкозернистыми разностями (3-5мм) встречаются гигантозернистые разновидности карбонатитов, в которых отдельные кристаллы амфиболов и слюд достигают нескольких сантиметров. Отмечены случаи, когда кристаллы флогопита ориентированы зонами роста в направлении от центра тел к их периферии, что свидетельствует о росте кристаллов в твердой среде. В целом, наряду с одновременным, отмечается более позднее по отношению к силикатам образование доломита и кальцита, которые часто образуют прожилки, секущие сланцеватость флогопит– рихтеритовых пород (рис. 6).

Жильные пегматоидные карбонатиты представляют собой породы доломит-кальцитового состава, содержащие до идиоморфных 40% кристаллов слюд и амфиболов размером до 20 см, разноориентированных, перемещенных раздробленных, карбонатным часто И залеченных материалом. Карбонатная масса более мелкозернистая по сравнению с силикатами (размеры зерен до 0,5 см), с отдельными более крупными кристаллами доломита. В приконтактовых частях карбонатит-пегматиты обычно более мелкозернистые, кристаллы силикатов не более 1 см и ориентированы параллельно контактам тел.

Доломит-кальцитовые карбонатиты образуют характерные структуры в виде червеообразных выделений доломита на границах и внутри зерен кальцита (рис. 7). Подобные структуры известны в карбонатитах альбиткальцитовой фации Гулинского массива [37] и субвулканических карбонатитах месторождения Панда-Хилл (Мбея, Танганьика) [38] и интерпретируются этими исследователями как эксоллюционные. Часто встречается и вторичный доломит, образующий округлые зерна и их скопления, тяготеющие к силикатным минералам (рис. 8). Вторичная доломитизация карбонатитов подробно рассматривается Ю.Л. Капустиным [18].

Акцессорные минералы карбонатитов и закономерности их распределения

карбонатитов Акцессорные минералы флогопит-рихтеритовых И представлены пирохлором, метасоматитов гатчеттолитом, цирконом, ильменитом, монацитом, эшинитом, ортитом, ферсмитом, чевкинитом, магнезиоколумбитом, магнетитом, апатитом, пирротином, колумбитом, пиритом, пентландитом, халькопиритом. Реже встречаются стронцианит, молибденит, хондродит, хромит, гематит, миллерит, корунд, кварц, флюорит.

Необходимо отметить существование двух парагенезисов редкометальных минералов в карбонатитах Булдымского массива. Пирохлор

встречается преимущественно в центральных частях зон - в доломиткальцитовых карбонатитах и сопровождающих их метасоматитах. Редкоземельные, часто ниобий-содержащие, акцессорные минералы – мона-



Рис.7. Доломит-кальцитовый карбонатит (ув. 1,5х, образец окрашен раствором ализарина в соляной кислоте).

Светлый - доломит, серый - кальцит.



Рис. 8. Доломит - кальцитовый карбонатит с рихтеритом (ув. 1,5х, образец окрашен раствором ализарина в соляной кислоте).

Светлое - доломит, серое - кальцит, черное - рихтерит.

цит, ортит, чевкинит, эшинит, ферсмит, редкоземельный пирохлор, и, кроме того, колумбит, магнезиоколумбит, стронцианит, молибденит встречаются в

краевых частях зон - в хлорит-карбонат-амфиболовых метасоматитах. Этот набор акцессорных минералов характерен также для доломитовых карбонатитов и сопровождающих их менее мощных зон метасоматитов хлорит-амфиболового, флогопитового и флогопит-амфиболового состава, в которых карбонатная составляющая присутствует в виде доломита. Кроме того, здесь отмечаются хромит, хондродит, сфен, корунд, кварц, флюорит. Циркон, апатит, магнетит, ильменит, сульфиды встречаются в обоих парагенезисах (рис. 9).

Редкометальные минералы (пирохлор, циркон, колумбит, эшинит, монацит) в карбонатитах образуют идиоморфные кристаллы, а во флогопитрихтеритовых метасоматитах - зерна неправильной формы с реликтовыми включениями амфиболов и слюд. Для пирохлоров характерны процессы замещения ферсмитом, эшинитом и позднее колумбитом, фиксирующие смену щелочных условий на более кислые [11, 20]. Эти процессы проявлены и в центральных частях тел - во флогопит-рихтеритовых и флогопитовых метасоматитах и в доломит-кальцитовых карбонатитах. Новообразованные фазы эшинита и магнезиоколумбита в ассоциации с монацитом встречаются в доломитовых карбонатитах. Прожилки сульфидов (пирротина, пирита, халькопирита), секущие все минералы щелочных метасоматитов и карбонатитов, являются наиболее поздними образованиями.

Существование двух широко развитых парагенезисов акцессорных минералов в карбонатитах Булдымского массива (с минералами ниобия в доломит-кальцитовых карбонатитах редкоземельно-ниобиевыми И с фиксирует минералами В доломитовых карбонатитах) эволюцию карбонатитообразующих растворов от щелочных к более кислым и соответствуют различным температурным фациям карбонатитов по В.С. Самойлову - амфибол-доломит-кальцитовой и хлорит-серицит-доломитовой [33].

Данные детального изучения акцессорных редкометальных минералов опубликованы ранее [25, 26, 27, 20].

Типоморфизм породообразующих минералов карбонатитов

Породообразующие минералы карбонатитов Булдымского массива представлены карбонатами - кальцитом, доломитом, ферродоломитом, амфиболами ряда винчит-рихтерит-арфведсонит, слюдами ряда флогопиттетраферрифлогопит.

Кальциты. Зерна кальцита часто содержат вытянутые ориентированные вростки доломита, представляющего собой продукты распада твердых растворов. Кальцит содержит значительные количества железа, марганца и магния (0.31-1.78% MgO, 0.6-1.54% FeO, 1.3-1.6 % MnO) [36]. Содержание в нём минала (Mg, Fe, Mn) СОЗ составляет 4-9%. В кальцитах устанавливаются высокие содержания стронция (1.15-1.37% SrO) и редких земель (0,17-0,28%

TR). Таких содержаний стронций обычно достигает в кальцитах высокотемпературной калишпат-кальцитовой фации (0.32-1.45% Sr), хотя высокостронциевые кальциты встречаются и в низкотемпературных фациях. Высокие содержания магния Mg (0.07-1.81%) также характерны для высоко-



Рис. 9. Схема распределения акцессорных минералов в зоне карбонат-амфиболфлогопитовых метасоматитов в Булдымском массиве (составлена И.Л. Недосековой, 1985).

1 - серпентиниты, 2 - флогопит-рихтеритовые метасоматиты, 3 - флогопитовые метасоматиты, 4 - хлорит-карбонат-амфиболовые метасоматиты, 5 - геологические границы, 6 - линии и номера канав, по которым было проведено опробование, 7 - контур карьера, 8 - 10 - зоны распределения акцессорных минералов: 8 - монацит, 9 - циркон, 10 - пирохлор.

температурных кальцитов калишпат-кальцитовой и альбит-кальцитовой фаций [Самойлов, 1977]. Содержания FeO (0.15-0.68%) и MnO (0.06-0.72%) в кальцитах этих фаций ниже. Обогащенность железом (до 5% FeO) и марганцем (до 6.05% MnO) более характерна для кальцитов хлорит-серицит -анкеритовой фации. Высокие содержания железа (0.95% FeO) и марганца(1.1% MnO) [Кононова, 1979] в высокотемпературных кальцитовых карбонатитах из миаскитов являются особенностью кальцитов Ильмено-Вишневогорского комплекса.

Доломиты - представлены разновидностями, относящимися к серии твердых растворов доломит-ферродоломит. Доломит из доломиткальцитовых карбонатитов и сопровождающих их метасоматитов содержит 12-13% ферродоломитового минала. Содержания FeO (4.55-5.3%), MnO (1.9-2.0%), TR (0.034-0.054%), SrO (0.06-0.30%). Доломиты из доломитовых карбонатитов представлены ещё более железистыми разностями (до 36% ферродоломитового минала) [36], что по классификации У.А. Дира [13] соответствует анкеритам. Необходимо отметить, что в названии хлоритсерицит-анкеритовой фации отражены именно такие составы "анкеритов", являющиеся по современной классификации ферродоломитами [28]. Содержание кутнагоритового минала в доломитах составляет 5%, что также характерно для пород этой фации.



Рис. 10. Игольчатые включения железистых фаз в рихтеритах (без анализатора). Ув. 100х.

1 - рихтерит, 2 - железистые фазы.



Рис. 11. Игольчатые включения железистых фаз в зоне роста рихтерита. Рядом зерно пирохлора с включениями рихтерита. Ув. 45х.

1 - пирохлор, 2 - рихтерит, 3 - магнетит.

Амфиболы. Согласно номенклатуре амфиболов Б. Лика [40] амфиболы карбонатитов Булдымского массива относятся к группе натровых (Nab > 1.32
ф.ед.) и кальцево-натровых (0.67 < Naв < 1.34 ф.ед.) амфиболов и представлены рядом арфведсонит-рихтерит-винчит. Составы рихтерита характерны доломит-кальцитовых карбонатитов, рихтерита для И арфведсонита - для флогопит-амфиболовых метасоматитов, винчита - для хлорит-карбонат-амфиболовых метасоматитов краевых частей 30Н. В амфиболах постоянно встречаются включения магнетита В виле октаэдрических кристаллов игольчатые магнетита, И вростки ориентированные в трех направлениях, представляющие собой продукты распада твердых растворов (рис. 10). Эти вростки часто приурочены к центральным и средним зонам роста кристаллов рихтерита (рис. 11).

Химические анализы амфиболов из различных зон карбонатитов и карбонатно-силикатных метасоматитов приведены в таблице 1. Амфиболы представлены существенно магнезиальными разностями (mg = 75.4 - 94 %) с низкими содержаниями алюминия (0.15-0.22 ф.ед. Al^{IV}) и титана (0.07-0.24% TiO₂). Следует отметить и наличие "тетраэдрического железа" (0.03-0.48 ф.ед. Fe^{IV}) в изученных амфиболах. По данным кристаллохимических пересчетов Fe³⁺ может находиться как в октаэдрических (до 0.76 ф.ед.), так и в тетраэдрических (до 0.4 ф.ед.) позициях амфиболов. Хотя возможность вхождения Fe³⁺ в тетраэдрические позиции амфиболов пока не доказана ни структурными, ни спектроскопическими исследованиями, "тетраэдрическое " железо часто отмечается в амфиболах карбонатитов среднетемпературных фаций [33]. Низкие содержания алюминия и титана также характерны для амфиболов среднетемпературных фаций карбонатитобразования и отличают их от высокотемпературных амфиболов калишпат-кальцитовой фации (рис. 12).

Необходимо отметить высокие содержания фтора в амфиболах карбонатитов и флогопит–рихтеритовых метасоматитов (2.16–2.88% F), наивысшие содержания которых позволили выделить новые минеральные виды амфиболов - фторрихтерит и фтормагнезиоарфведсонит [4, 5]. Более низкие содержания фтора (0.71–1.35%) отмечаются в амфиболах из хлорит - амфиболовых метасоматитов краевых частей зон.

Эволюция составов амфиболов в процессе карбонатитообразования выражается в увеличении железистости от периферических зон к центральным (от 3.88% до 11.52% FeO+Fe₂O₃) и некотором её снижении в карбонатитах на заключительных стадиях процесса (7.65% FeO+Fe₂O₃). Снижение железистости амфиболов, вероятно, связано с обособлением железа из структуры амфиболов в самостоятельные фазы.

Эволюционные тренды изменения химизма амфиболов иллюстрируются на диаграмме Ca – Mg – Fe^{общ}. По M.J. Le Bas and R.K. Srivastava [39] (рис. 13). Составы амфиболов Булдымского массива находятся в области тренда фенитизации богатых магнием пород и в области амфиболов, наиболее часто встречающихся в карбонатитах. В области G (область составов амфиболов, находящихся в равновесии с карбонатитовой магмой) амфиболов булдымских карбонатитов не установлено, хотя один анализ амфибола находится на границе с этой областью. Это может свидетельствовать о том, что амфиболы карбонатитов Булдымского массива образовались при метасоматическом замещении гипербазитов.

Таблица 1.

Минерал	B	винчит	ы	Ma	гнезиоа	арфведсо	ниты			Рих	терить	I	
№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
№ обр.	К - 74	427	К2-11	2 - 21	97-26	100-26	К-15	13-17	86-26	309	33-11	5-1	5-2
SiO ₂	57.52	56.2	55.22	54	54.99	55.38	54.28	54.98	54.55	53.78	54.66	55.45	55.8
TiO ₂	0.15	0.07	0.16	0.12	0.24	0.18	0.2	0.21	0.19	0.19	0.18	0.2	0.22
Al ₂ O ₃	1.15	0.5	0.65	1.2	1.03	0.9	1.25	1.23	1.08	1.1	1.44	0.96	0.72
Fe ₂ O ₃	1.49	3.28	4.69	8.07	6	5.62	7.6	4.01	4.87	4.35	5.65	6.26	7.63
FeO	2.39	2.27	4.02	3.45	3.23	2.57	2.87	2.15	2.53	3.3	2.3	0.3	0
MnO	0.35	0.92	0.6	1.09	0.45	0.46	0.44	0.48	0.46	0.44	0.41	0.53	0.53
MgO	23.3	22.84	21.81	17.92	19.33	20.1	18.31	20.73	20.35	19.47	19.85	20.48	20.4
CaO	7.67	7.94	5.11	3.75	3.82	4.41	3.39	6.16	5.16	4.72	4.64	4.95	4.24
Na ₂ O	4.52	3.11	5	7.31	6.8	6.75	7.2	6.5	6.75	6.62	6.75	6.85	7.02
K ₂ O	0.24	0.52	0.79	1.7	1.42	1.35	1.26	0.89	1.25	1.45	1.35	1.26	1.55
H ₂ O	0.69	1.01	0.46	0.67	0.41	0.67	0.72	0.6	0.7	0.82	0.78	0.89	0.88
F	0.71	1.35	2.34	2.05	2.68	2.68	2.88	2.16	2.6	2.68	2.6	2.62	2.68
$\mathbf{O} = \mathbf{F}_2$	-0.29	-0.57	-0.99	-0.86	-1.13	-1.13	-0.81	-0.91	-1.09	-1.13	-1.09	-1.1	-1.13
Сумма	99.92	99.64	99.86	100.17	99.27	98.28	97.99	98.28	99.4	97.79	99.5	99.66	100.6
Si	7.69	7.61	7.48	7.62	7.72	7.68	7.73	7.68	7.71	7.71	7.67	7.78	7.77
Al iv	0.22	0.08	0.1	0.2	0.17	0.2	0.21	0.15	0.18	0.19	0.27	0.16	0.12
Ti	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
Fe ⁺³ iv	0.08	0.31	0.4	0.17	0.09	0.1	0.04	0.16	0.09	0.08	0.04	0.04	0.09
Fe ⁺³ vi	0.07	0.02	0.14	0.69	0.54	0.49	0.76	0.13	0.42	0.39	0.51	0.62	0.71
Fe^{+2}	0.27	0.26	0.46	0.41	0.38	0.3	0.34	0.25	0.29	0.4	0.27	0.04	0
Mg	4.65	4.61	4.4	3.77	4.04	4.2	3.89	4.33	4.23	4.16	4.16	4.28	4.23
Mn	0.04	0.1	0.07	0.13	0.05	0.05	0.05	0.06	0.05	0.05	0.05	0.06	0.06
Ca	1.1	1.15	0.74	0.57	0.59	0.66	0.52	0.85	0.77	0.72	0.7	0.74	0.63
Na	1.17	0.82	1.31	2	1.85	1.83	1.98	1.77	1.82	1.84	1.84	1.86	1.9
K	0.03	0.08	0.12	0.26	0.15	0.21	0.23	0.12	0.19	0.23	0.21	0.23	0.28
ОН	0.61	0.91	0.42	0.63	0.38	0.63	0.49	0.57	0.065	0.78	0.73	0.84	0.82
F	0.3	0.58	1	0.91	1.18	1.19	1.29	0.97	1.15	1.22	1.15	1.16	1.18
mg	93.1	92.4	88.2	75.4	80.9	83.6	76.5	90.9	85.1	83.5	83.3	84.9	83.1
Fe ³⁺ /Fe ²⁺	0.55	1.27	1.17	2.1	1.66	1.95	2.35	1.16	2.32	1.17	2.04	*	*

Химические составы амфиболов из карбонатитов Булдымского массива (мас.%)

Примечание. mg = 100 Mg/ Mg + Feoбщ. + Mn. 1 - 3 - из хлорит - карбонат - амфиболовых метасоматитов. 4 - 8 - из флогопит-амфиболовых метасоматитов, 9 - 13 - из доломит-кальцитовых карбонатитов. 1 - 11 - химические анализы. аналитик В.В. Семенова (кафедра геохимии ЛГУ), Т.К. Кринова (ИГЗ УНЦ АН), 12-13 - данные микрозондового анализа (Университет штата Юта.

отделение геохимии, Солт - Лейк –Сити, США) * - Соотношение Fe³⁺/ Fe²⁺ не рассчитывалось, т.к. микрозондовым анализом определено Fe^{общ}.



Рис.12. Диаграмма Al - (X + A). Зависимость состава амфиболов от температуры (по В.С. Самойлову [33).

Al - содержание алюминия в форм. ед.. I - амфиболы из пород калишпат-кальцитовой фации, II - амфиболы из карбонатитов альбит-кальцитовой фации, III - амфиболы из карбонатитов амфибол-доломит-кальцитовой фации, IV - амфиболы из карбонатитов хлорит-серицит-анкеритовой фации. 1-3 - амфиболы Булдымского массива: 1 - из хлорит-карбонат-амфиболовых метасоматитов, 2 - из флогопит-амфиболовых метасоматитов, 3 - из доломит-кальцитовых карбонатитов.

Слюды представлены железисто-магнезиальными (mg = 78 - 95%), низкоглиноземистыми (0.8-1.05 ф.ед. Al^{IV}), низкотитанистыми (0.24-0.99% TO_2) разновидностями ряда флогопит-тетраферрифлогопит (0 – 0.16 ф.ед. Fe^{IV}) (таблица 2). Бурые тетраферрифлогопиты с обратной схемой абсорбции характерны для доломит-кальцитовых карбонатитов и метасоматитов, зеленовато-бурые флогопиты с неявно выраженной схемой абсорбции – для флогопит-рихтеритовых метасоматитов, зеленые флогопиты с прямой схемой абсорбции – для флогопитовых метасоматитов. В доломит-кальцитовых карбонатитах в кристаллах тетраферрифлогопита встречаются реликтовые слои зеленого флогопита с прямой схемой абсорбции. Замещение флогопита

тетраферрифлогопитом связывают с высокой щелочностью среды и повышенным потенциалом кислорода [2, 30].

По химизму изученные флогопиты и тетраферрифлогопиты близки между собой. В слюдах так же, как и в амфиболах, постоянно встречаются



Рис. 13. Ca-Mg-Fe^{общ.} диаграмма для амфиболов из карбонатитов и фенитов (по M.J. Le Bas and R.K. Srivastava [39]).

G - область амфиболов, находящихся в равновесии с карбонатитовой магмой (пунктир). Точками оконтурена область амфиболов, наиболее часто встречающихся в карбонатитах. Стрелками показаны эволюционные тренды изменения химизма амфиболов в фенитизированных гранитах, гнейсах и пелитах (А), амфиболитах (В) и богатых магнием породах (С). 1 - 3 - амфиболы Булдымского массива: 1 - из хлорит-карбонат-амфиболовых метасоматитов, 2 - из флогопит-амфиболовых метасоматитов, 3 - из доломит-кальцитовых карбонатитов.

ориентированные включения игольчатого магнетита и гексагональные пластинки гематита, располагающиеся в плоскостях спайности слюды. Устанавливается закономерное увеличение в слюдах окисного железа от периферических зон в телах метасоматитов к центральным, сложенным карбонатитами (от 0.13 до 0.46 Fe³⁺/Fe²⁺). Максимальное отношение Fe³⁺/Fe²⁺ (0.75 – 0.77) фиксируется в доломитовых карбонатитах (см. табл. 2). Известно, что обогащение окисным железом слюд обычно происходит при снижении температуры минералообразования [33].

Содержания фтора в слюдах также очень высоки (2.4–4.42% F). Максимальные содержания фтора устанавливаются в слюдах из флогопит – рихтеритовых и флогопитовых метасоматитов (до 4.42% F). В слюдах

доломитовых карбонатитов содержания фтора - 3.7–3.9%, в доломит – кальцитовых карбонатитах несколько ниже (2.4 – 3.22% F).

Составы слюд Булдымских карбонатитов близки составам слюд альбит - кальцитовой и амфибол-доломит-кальцитовой фации (рис. 14) и отличаются от слюд высокотемпературных фаций с высокими содержаниями алюминия

Таблица 2.

Минород	Зе	леноват	го-буры	e	201011	I OCH TOF	000711	Тет	раферр	и-	Бур	ые
минерал		флого	питы		Эслені	ысфлог	опиты	ф л	огопит	ы	флого	питы
№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
№ обр.	К -13	К -8	318	97-26	К-18	1-29	3311	3311-2	8 a	92-26	3-95	К-17
SiO ₂	41.23	40.45	41.32	41.48	39.96	41.97	38.73	40.54	41.52	40.12	42.6	42.7
TiO ₂	0.5	0.76	0.57	0.69	0.62	0.6	0.99	0.69	0.6	0.5	0.12	0.24
Al ₂ O ₃	10.34	11.39	9.9	10.2	11.94	12.25	11.82	10.48	9.53	9.94	12.3	11.12
Fe ₂ O ₃	1.52	1.82	1.14	2.2	2.18	2.03	2.82	2.98	2.52	2.85	1.77	1.82
FeO	5.85	7.54	7.54	6.63	7.22	6.68	7.61	5.82	5.52	5.78	2.01	2.27
MnO	0.21	0.24	0.24	0.22	0.34	0.72	0.35	0.23	0.66	0.18	0.51	0.36
MgO	24.56	22.7	23.73	22.71	22.73	22.3	20.76	23.58	24.84	24.4	26.96	27.4
CaO	0.07	н.о.	н.о.	0.01	0.1	н.о.	0.26	н.о.	0.11	0.26	0	0
Na ₂ O	0.77	0.66	0.66	0.67	0.54	0.7	0.59	0.67	0.74	0.63	1.35	0.54
K ₂ O	10.5	10	10.5	10.75	10	10.25	10.5	10.15	11.05	10.63	9.6	10.62
H ₂ O	2.15	1.24	2.08	1.66	1.83	1.21	3.36	3.27	1.13	2.26	0.88	0.76
F	4.42	4.4	3.91	3.28	4.04	2.8	2.4	2.6	2.9	3.22	3.7	3.9
$\mathbf{O} = \mathbf{F}_2$	-1.86	-1.85	-1.65	-1.38	-1.7	-1.17	-1.01	-1.09	-1.22	-1.36	-1.56	-1.64
Сумма	100.21	99.35	100	99.17	99.8	100.3	99.18	100.27	99.79	99.41	100.24	100.15
Si	2.99	2.94	3.02	3.05	2.89	3	2.91	2.96	2.99	2.93	2.96	2.97
Al	0.88	0.97	0.85	0.88	1.02	1.03	1.05	0.9	0.81	0.86	1.01	0.91
Ti	0.03	0.04	0.06	0.04	0.03	0.05	0.06	0.04	0.03	0.03	0.01	0.04
Fe ³⁺ iv	0.08	0.05	0.03	0.03	0.06	0	0	0.1	0.14	0.16	0.02	0.08
Fe ³⁺ vi	0	0.05	0	0.09	0.06	0.11	0.16	0.06	0	0	0.07	0.02
Fe ²⁺	0.35	0.46	0.46	0.41	0.44	0.4	0.48	0.35	0.33	0.35	0.12	0.13
Mn	0.01	0.01	0.02	0.04	0.02	0.04	0.02	0.01	0.04	0.01	0.03	0.02
Mg	2.65	2.46	2.57	2.49	2.47	2.38	2.32	2.56	2.66	2.66	2.8	2.85
Ca	0.01	0	0	0.01	0.01	0	0.02	0	0	0.02	0	0
Na	0.11	0.09	0.09	0.09	0.08	0.1	0.08	0.09	0.1	0.09	0.18	0.07
К	0.97	0.93	1	1	0.92	0.93	1	0.94	1.01	0.99	0.85	0.94
ОН	1.04	0.6	1.01	0.81	0.89	0.6	1.68	1.59	0.54	1.11	0.41	0.35
F	1.01	1	0.88	0.76	0.93	0.63	0.57	0.6	0.67	0.75	0.81	0.86
mg	85.7	82.2	84.2	82.2	82.6	81.2	77.8	85.9	87.7	88.1	92.7	95
$\mathrm{Fe}^{3+}/\mathrm{Fe}^{2+}$	0.29	0.22	0.13	0.29	0.27	0.27	0.33	0.46	0.42	0.46	0.75	0.77

Химические составы слюд из карбонатитов Булдымского массива (мас.%)

Примечание. m = 100 Mg/(Mg + Fe + Mn). 1 - 4 - из флогопит - рихтеритовых метасома-титов, 5 - из флогопитовых метасоматитов, 6 - 10 - из доломит - кальцитовых карбонатитов, 11 - 12 - из доломитовых карбонатитов, 7 - 8 - реликтовая зона зелёного флогопита (7) в кристалле бурого тетраферрифлогопита (8). Аналитики - В.В. Семенова (кафедра геохимии ЛГУ), Т.К. Кринова (ИГЗ УНЦ АН)

(1.93 ф.ед. Al^{IV}) и титана (2.28% TiO₂) [33].

Составы слюд булдымских карбонатитов нанесены нами показаны на диаграмму Al_2O_3 -MgO-FeO^{общ.} (рис. 15), предложенной М.И. Ле Бас для

иллюстрации составов слюд, образующихся при кристаллизации из карбонатитвых магм [39]. Составы слюд апогипербазитовых карбонатитов Булдымского массива находятся в поле составов слюд, наиболее часто встречающихся в карбонатитах. В поле слюд, равновесных с карбонатитовыми магмами (поле G), попадают слюды из пегматоидных карбонатитов Булдымского гипербазитового массива. Особенности составов



Рис.14. Изменение магнезиальности (mg) и глинозёмистости (Al в форм. ед.) слюд из карбонатитов в зависимости от температуры (по В.С. Самойлову [33]).

I - слюды из карбонатитов калишпат - кальцитовой фации, II - слюды из карбонатитов альбит-кальцитовой фации, III - слюды из карбонатитов амфибол-доломит-кальцитовой фации. 1-4 - слюды Булдымского массива: 1 - из флогопит-амфиболовых метасоматитов, 2 - из флогопитовых метасоматитов, 3 - из доломит-кальцитовых карбонатитов.



Рис. 15. Диаграмма Al₂O₃ – MgO – FeO _{общ.} для слюд из карбонатитов и фенитов (по M.J. Le Bas and R.K. Srivastava [39]).

G - область составов слюд, находящихся в равновесии с карбонатитовой магмой (пунктир). Точечная линия - область слюд, наиболее часто встречающихся в карбонатитах. Стрелка F - составы слюд, образующиеся при фенитизации. Точечно - пунктирная линия - составы слюд большинства магматических и метаморфических пород. Условные обозначения для слюд карбонатитов Булдымского массива приведены на рис.14.

слюд карбонатит-пегматитов Булдымского массива (mg = 86, $Al_2O_3 - 10.5\%$, $TiO_2 - 0.69\%$, $Na_2O - 0.67\%$) полностью соответствуют особеностям химизма слюд, равновесных с карбонатитовыми магмами.

Геохимия карбонатитов

Химические составы карбонатитов и апогипербазитовых метасоматитов приведены в таблице 3. Состав редких и редкоземельных элементов выполнены методом индукционно-связанной плазмы на современном, высокочуствительном приборе «Элемент-2» в г. Новоуральске (табл. 4).

Все анализированные образцы имеют типично высокие значения Sr, Ba, LREE и значительные вариации Nb, Zr, Ti, V, Th, сходные со среднемировыми составами кальцио- и магнезиокарбонатитов (рис. 16) [42].

При формировании метасоматической колонки связанной как с доломиткальцитовыми, так и с доломитовыми карбонатитами по гипербазитам наблюдается последовательное обогащение пород всеми редкоземельными и редкими элементами (рис. 16). При этом доломитовые карбонатиты характеризуются более высокими содержаниями легких РЗЭ, что связано с присутствием монацита и их редкоземельной спецификой, по сравнению с доломит-кальцитовыми. Специфика доломитовых карбонатитов выражается и в более высоких содержаниях Th, Y.

Содержания Nb, Zr, Ti, V сильно варьируют внутри каждой зоны обоих типов карбонатитов, что связано с вхождением этих элементов в самостоятельные фазы – пирохлор, циркон, титаномагнетит, ильменит. Содержания ниобия возрастают от периферических зон к центральным, достигая максимальных значений в доломит-кальцитовых карбонатитах (до 2000 г/т). Цирконием обогащены зоны флогопитовых метасоматитов. Ванадий и титан концентрируется во флогопит-рихтеритовых и флогопитовых метасоматитах (260 г/т V и 0,5% Ti), заметно снижаясь в карбонатитах.

Стронцием и барием обогащены доломит–кальцитовые карбонатиты (до 12200 г/т и 540 г/т соответственно) при высоком Sr /Ba отношении (19 - 22). В доломитовых карбонатитах содержится до 6600 г/т Sr и до 300 г/т Ba с большими вариациями стронций–бариевого отношения (Sr/Ba = 12-28), что характерно для метасоматических образований [34]. Содержание никеля и кобальта в рихтерит-флогопитовых и флогопитовых метасоматитах (до 2.4% Ni, до 280 г/т Co), выше, чем во вмещающих их гипербазитах, что связано с

высоким содержанием в этих зонах сульфидов (пентландита, пирротина, пирита).

При сравнении геохимических особенностей карбонатитов Ильменогорско-Вишневогорского комплекса можно отметить, что по содержания редких элементов карбонатиты Булдымского массива наиболее близки постмиаскитовым карбонатитам Вишневогорского массива, отлича-

												Таблин	a 3.	
	X	оэрими	кие сос	ставы п	opon By	лдымс	KOFO MA	ссива (л	мас.%)					
Порода	Кол-во проб	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	Ca0	Na ₂ O	K ₂ O	P_2O_5		\mathbf{N}	H ₂ O
				Kap6	онатит	Р								
Доломит-кальцитовые карбонатиты	9	7.28	0.06	1.02	3.3	1.68	9.78	41.1	0.67	0.52	0.01	33.87	0.02	0.03
Доломитовые карбонатиты	5	3.67	0.04	0.98	4.56	1.43	18.38	28.9	0.17	0.42	4.66	36.51	0.02	0.06
		Kap60	натно	-силик	athыe	метасс	матит	19						
Флогопитовые	9	45.51	0.5	8.36	10.94	0.38	21.77	1.73	1.66	7.57	0.01	1.58	0.09	0.06
Карбонат-флогопитовые	5	33.12	0.91	8.95	10.11	0.68	19.58	7.69	0.22	6.31	0.32	8.16	0.1	0.78
Флогопит-рихтеритовые	5	49.48	0.49	3.01	16	0.56	18.54	4.69	4.3	2.16	0.01	1.3	0.05	0.04
Карбонат-флогопит-рихтеритовые	5	31.64	0.41	3.02	12.07	1.14	15.94	21.3	3.25	1.7	0.01	10.76	0.22	0
Хлорит-амфиболовые	٢	48.42	0.22	3.41	8.13	0.37	19.39	11.54	2.68	0.47	0.34	5.39	0.2	0.4
Хлорит-карбонат-амфиболовые	9	20.01	0.08	1.38	5.09	0.53	23.64	19.2	0.92	0.53	0.01	28.55	0.02	0.07
				Гипе]	рбазиті	19								
Амфиболизированные гипербазиты	L	49.27	0.04	2.9	8.2	0.14	28.44	4.38	0.66	0.13	0.04	5.55	0.26	0.15
Оливин-энстатитовые породы	2	45.22	0.01	1.73	9.63	0.09	32.55	1.13	0.1	0.07	0.03	8.54	0.25	0.22
Оливиновые породы	2	40.42	0.03	2.3	10.42	0.09	34.62	0.31	0.14	0.03	0.01	10.12	0.92	0.2
Примечание. Рен	тгеноспект	ральный	і силик	атный а	нализ вь	полнен	і в ЦЛ П	ITO "Ce	взапгео	югия".				

256

Таблица 4

N⁰	1	2	3	4	5	6	7	8
Обр.	44-3332	3-21	43-915	Т-1б	15-22	К-18	1-54	10-21
Li	3,98	51,74	11,92	18,22	17,31	189,33	0,09	3,48
Rb	0,76	45,54	43,90	52,02	12,85	596,79	0,41	0,12
Cs	0,07	2,23	0,82	0,83	0,92	8,48	0,02	0,02
Be	0,05	4,52	0,30	1,28	1,99	7,40	0,55	0,63
Sr	283,73	2313,33	10279,1	9546,90	43,98	189,53	6611,26	3796,21
Ba	46,28	98,43	223,69	484,03	80,90	1276,83	233,23	302,17
Sc	4,40	15,71	2,30	5,79	6,25	5,01	1,15	1,88
V	42,38	197,84	14,68	67,07	79,53	119,47	7,67	51,25
Cr	868,83	606,56	107,05	138,01	1178,10		23,43	34,97
Со	75,53	35,61	4,75	6,68	41,77	44,16	16,31	6,62
Ni	165,57	135,50	9,96	12,68	219,82	1849,76	12,51	30,29
Cu	0,32	8,97	23,70	23,90	17,84	0,91	19,66	23,68
Zn	29,61	236,26	48,76	88,02	62,35	703,47	46,52	8,36
Y	1,69	8,87	68,54	62,11	6,93	10,06	92,58	73,98
Nb	1,55	27,31	19,66	930,31	12,07	4517,34	87,86	14,84
Та	0,04	0,23	0,02	1,24	0,63	110,91	0,08	0,14
Zr	1,60	32,06	1,75	42,34	5,06	15,10	23,78	36,55
Hf	0,03	0,54	0,13	0,51	0,12	0,41	0,43	0,46
Мо	0,19	0,63	0,57	0,62	0,07	0,09	1,22	0,00
Pb	1,38	4,36	14,05	22,87	1,71	14,40	23,27	58,56
Th	0,30	1,13	3,30	22,30	7,07	91,89	680,63	1418,28
La	13,55	27,68	598,44	577,43	31,95	194,29	2284,98	18958,7
Ce	13,96	88,21	1055,78	1022,21	48,72	332,67	4092,31	25500,3
Pr	0,78	7,95	59,42	58,07	3,98	28,19	179,71	913,42
Nd	1,83	24,46	202,11	180,13	11,18	81,87	542,64	2273,26
Sm	0,28	2,98	41,14	38,01	1,48	9,38	70,08	167,57
Eu	0,08	0,75	10,59	9,74	0,36	1,78	34,46	28,81
Gd	0,22	2,24	31,64	28,20	1,10	5,92	65,14	87,15
Tb	0,04	0,31	4,69	4,31	0,18	0,71	10,08	11,09
Dy	0,22	1,55	24,97	22,88	1,03	3,29	60,50	45,76
H0 E	0,05	0,33	5,50	5,01	0,22	0,59	10,74	6,57
Er	0,16	0,91	16,10	14,54	0,72	1,32	22,91	12,31
1 m Vh	0,02	0,14	2,44	2,20	0,10	0,10	3,00	1,31
YD Tu	0,14	1,02	17,02	15,40	0,01	0,85	10,48	0,23
Lu 7 _n /Hf	57.21	50.88	12.05	2,37	0,10	26.44	2,04	0,77
LI/HI Sr/Do	612	23,00 23,50	15,22	02,30	40,80	0 15	28 25	12,50
517Da V/Vh	12 27	25,50	40,90	17,12	11 21	11.83	20,33	12,30
1/10 Nh/To	36.57	118 50	110/ 81	747.96	10.16	40.73	1135 58	103.08
$I \circ / V h$	99.08	27.19	35.16	37.49	52.13	228.37	138.65	3045.50

Содержания редких и редкоземельных элементов в карбонатитах и метасоматитах Булдымского массива (в ppm)

Примечание. 1, 5 – слабо фенитизированный гарцбургит, 2 – кальцит-доломитфлогопит-амфиболовый метасоматит, 3 – флогопит-доломит-кальцитовый метасоматит, 4 – доломит-кальцитовый карбонатит, 6 – доломит-флогопитовый



метасоматит, 7 – доломитовый карбонатит, 8 – монацитсодержащий доломитовый карбонатит.

Рис. 16. Спайдер-диаграммы распределения РЗЭ и РЭ в доломит-кальцитовых (а, б), доломитовых (в, г) карбонатитах и щелочных метасоматитах Булдымского массива, и их сравнение со средними составами кальцио- и магнезиокарбонатитов [42].

Номера на диаграммах соответствуют номерам проб в табл. 4. Жирная сплошная линия – средний состав кальцио- и магнезиокарбонатита по [Woolley, Kempe, 1989].

ясь от них лишь несколько более высокими содержаниями редких земель, хрома и никеля.

Условия образования карбонатитов

Температурные условия образования карбонатитов Булдымского массива были определены А.С. Таланцевым методом фазового соответствия при помощи доломит-кальцитового геотермометра. Нами использован пиритпирротиновый геотермометр [41], а также усовершенствованный титаномагнетитовый геотермометр Баддингтона - Линдсли [32].

По данным доломит-кальцитовой термометрии [36] образование карбонатитов Булдымского массива происходило в температурном интервале 575 – 230°С. Парагенезис доломит-кальцитовых карбонатитов с пирохлором наиболее высокотемпературный – 575 – 280°С, что соответствует калишпат-кальцитовой, (730 – 530°С), альбит-кальцитовой, (530 – 420°С), и амфиболдоломит-кальцитовой (420 – 275°С) фациям карбонатитов по В.С. Самойлову [33]. Для парагенезиса доломитовых карбонатитов с редкоземельной акцессорной минерализацией определены температуры – 315-230°С, что

соответствует хлорит-серицит-анкеритовой фации карбонатитов (330–200°С) [33].

Температура равновесия сосуществующих титаномагнетита и ильменита из доломит-кальцитовых карбонатитов характеризует нижнюю температурную границу распада титаномагнетита и равна 420°С.

По данным пирит-пирротиновой геотермометрии сульфидные прожилки в доломит-кальцитовых карбонатитах, образующиеся на заключительных этапах карбонатитообразования, сформировались при температурах 330-350°С.

Химические составы амфиболов И слюд доломит-кальцитовых альбит-кальцитовой карбонатитов соответствуют И амфибол-доломиткальцитовой фации, что иллюстрируется на диаграммах зависимости составов амфиболов и слюд от температуры (рис. 12, 14). Составы карбонатов (высокая магнезиальность кальцитов (до 1.78% MgO)), значительные содержания в них стронция (до 1.37% SrO) и редких земель (до 0.28% TR), наличие структур распада твердого раствора доломита в кальцитах соответствуют особенностям этих фаций. Химические составы амфиболов и слюд из доломитовых карбонатитов (см. рис. 12, 14), а также составы доломитов, содержащих до 36 % ферродоломитового минеала и 5% кутногоритового минала, характерны для карбонатитов хлорит-серицитанкеритовой фации.

Выводы

1. Карбонатиты в гипербазитах являются продуктами процесса карбонатитообразования, связанного со становлением Ильменогорско-Вишневогорского щелочного комплекса. Они сформировались в результате внедрениея карбонатитовых магм и последующего щелочно-карбонатного свидетельствуют метасоматоза гипербазитов. Об ЭТОМ текстурноструктурные особенности пород, наличие простой и фациальной зональности в телах карбонатитов, значительная роль силикатов (амфиболов и флогопитов) в составе карбонатитовых зон и жил, зависимость состава карбонатитов от вмещающих пород (их обогащенность микропримесными элементами гипербазитов - хромом и никелем), характер эволюции минеральных ассоциаций и составов минералов карбонатитов. Наряду с метасоматическими карбонатитами в гипербазитах установлены пегматиткарбонатиты, текстурно-структурные особенности и составы минералов которых свидетельствуют о формировании их из высокотемпературных карбонатитовых жидкостей, находящихся в равновесии с силикатными минералами.

2. Карбонатиты в гипербазитах представлены доломит - кальцитовыми и доломитовыми разновидностями, различающимися набором редкометальных акцессорных минералов, составом породообразующих минералов и геохимическими особенностями. Доломит-кальцитовые карбонатиты c рихтеритом И тетраферрифлогопитом содержат редкометальные акцессорные минералы (пирохлор, циркон, псевдоморфозы ферсмита, эшинита, колумбита по пирохлору) и обогащены стронцием, землями, барием. редкими ниобием, цирконием. Лоломитовые карбонатиты с флогопитом (или хлоритом) и амфиболом ряда винчитрихтерит содержат редкоземельную акцессорную минерализацию - монацит, эшинит, ортит, редкоземельный пирохлор и обогащены редкими землями, торием, иттрием.

Карбонатиты сопровождаются 3. мощными зонами флогопитрихтеритовых и флогопитовых, часто карбонатсодержащих, метасоматитов. Ниобиевые акцессорные минералы (пирохлор И дp.) встречаются преимущественно в средних частях зон - в карбонат-флогопит-рихтеритовых метасоматитах. Редкоземельные акцессорные минералы приурочены к периферическим частям зон. Флогопитовые метасоматиты обогащены относительно других зон цирконием, барием, никелем и кобальтом, флогопит-рихтеритовые метасоматиты - хромом, никелем, кобальтом. Содержания стронция, ниобия и редких земель в силикатных метасоматитах в десятки раз ниже, чем в карбонатитах.

Доломит-кальцитовые карбонатиты 4. формировались при температурах альбит-кальцитовой и амфибол-доломит-кальцитовой фации (500 – 300°С). Об этом свидетельствуют данные доломит-кальцитовой термометрии и особенности составов амфиболов и слюд низкая глиноземистость и титанистость, обогащённость окисным железом, наличие в "тетраэдрического" железа, высокие содержания фтора. Составы них карбонатов (высокая магнезиальность кальцитов, значительные содержания в них стронция и редких земель, структуры распада твердого раствора доломита в кальцитах) также соответствуют особенностям этих фаций. Доломитовые карбонатиты формировались при более низких температурах хлоритсерицит-анкеритовой фации (300 – 200°С), что также подтверждается геохимическими особенностями минералов и пород.

5. Минеральные парагенезисы карбонатитов Булдымского массива, особенности состава слагающих их минералов, геохимические особенности пород сопоставимы с классическими карбонатитами ультраосновных щелочных комплексов. Они фиксируют эволюцию карбонатитообразующих расплавов-флюидов при образовании доломит-кальцитовых и доломитовых карбонатитов ОТ щелочных К более кислым соответствуют И среднетемпературным фациям карбонатитообразования. Таким образом, в отличие от карбонатитов высокотемпературных фаций Вишневогорского массива миаскитов, в Булдымском массиве более широко проявлены среднетемпературных карбонатиты фаций, ранее не известные в Ильменогорско-Вишневогорском щелочном комплексе и считающиеся не характерными для этого формационного типа карбонатитов.

Работа выполнена по целевой программе междисциплинарных проектов УрО РАН, СО РАН и ДВО РАН 2004 года и гранта РФФИ (№ 05-05-64591-а).

Благодарности

Авторы выражают благодарность В.Н.Сазонову, В.В.Холоднову, Ю.А.Полтавцу за консультации и обсуждение материалов, а также Ю.Л.Ронкину, Г.В.Пальгуевой за содействие в проведение геохимических и рентгеноструктурных анализов.

Литература

- 1. Багдасаров Ю.А. Линейно трещинные тела карбонатитов новая субформация ультраосновных щелочных карбонатитовых комплексов// ДАН. 1979. Т.248. N2. C. 412 415.
- 2. Багдасаров Ю.А., Власова Е.В., Скосырева М.В. Типоморфизм слюд ультраосновных щелочных пород и карбонатитов// Изв. АН СССР. Сер. геол. 1985. №6. С. 78 92.
- 3. Багдасаров Ю.А. О полиформационности карбонатитов и объеме термина "карбонатит"// ЗВМО, 1992. N2. C. 110 116.
- 4. Баженов А.Г., Недосекова И.Л. Фторрихтерит новый минеральный вид в группе амфиболов// ЗВМО, 1993. Ч.СХХ11. №3. С. 98 102.
- 5. Баженов А.Г., Недосекова И.Л. и др. Фтормагнезиоарфведсонит новый минеральный вид в группе амфиболов (Ильменогорско Вишневогорский комплекс, Ю.Урал)//ЗВМО, 2000, N6. С. 28 35.
- 6. Белов В.В. Монацит из района Вишневых гор// ЗВМО. 1937. Серия 11.Ч.66. Вып.4. С.648 -650.
- 7. Бонштедт Куплетская Э.М. Минералогия щелочных пегматитов Вишневых гор. М. 1951. 105с.
- 8. Бородин Л.С. Карбонатитовые месторождения редких элементов // Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов. М., 1966. Т.Ш. С.215 256.
- 9. Варлаков А.С., Кузнецов Г.П., Муркин В.П. и др. Гипербазиты в геологическом строении Ильменогорского комплекса и его обрамления // Докембрийскораннепалеозойская история развития Урала. Свердловск. 1980. С. 41 - 44.
- 10. Варлаков А.С. Петрография Булдымского гипербазитового массива Вишневогорского комплекса// Уральский минералогический сборник. Екатеринбург. 1993. №1. С.37-45.
- 11. **Гайдукова В.С.** Процессы изменения пирохлора в карбонатитовых месторождениях// Минеральное сырьё. 1960. Вып.1. С. 111 - 120.
- 12. Гинзбург А.И., Самойлов В.С. К проблеме карбонатитов// ЗВМО, 1983. Вып.2. Ч.112. С. 164-176.
- 13. Дир У.А., Хауи Р.А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. М. 1966. Т.5. 406 с.
- 14. Еськова Е.М., Жабин А.Г., Мухитдинов Г.Н. Минералогия и геохимия редких элементов Вишневых гор. М., 1964. 301с.
- 15. Жабин А.Г. О новом типе карбонатитовых проявлений в связи со щелочным комплексом Ильменских-Вишневых гор на Урале // ДАН СССР, 1959. Т.128. №5. С. 1020 1022.
- 16. Жабин А.Г., Самсонова Н.А. Карбонатные породы из щелочного комплекса Вишневых гор на Урале// Труды ИМГРЭ. 1962. Вып.9. С. 224 240.
- 17. **Ильменев Е.С.** Штокверковое редкометальное оруденение в нефелиновых сиенитах// Изв. Вузов. Сер. Геология и разведка. №11. 1958. С. 51 - 58.
- 18. Капустин Ю.Л. Соотношения карбонатов в зонах метасоматической доломитизации карбонатитов// ДАН СССР. 1983. Т.268. №2. С. 397-401.

- 19. Кононова В.А., Донцова Е.И., Кузнецова Л.Д. Изотопный состав кислорода и стронция ильмено-вишневогорского щелочного комплекса и вопросы генезиса миаскитов // Геохимия, 1979. № 12. С. 1784 1795.
- 20. Лебедева И.О., Недосекова И.Л. О процессе эшинитизации пирохлора из карбонатитов Булдымского массива (Вишневые горы,Урал)//ЗВМО.1993.№ 2.С.69-75.
- 21. Левин В.Я., Роненсон Б.М., Левина И.А. Карбонатиты щелочной провинции Ильменских-Вишневых гор на Урале //ДАН СССР, 1978. Т. 240. № 4. С. 930 933.
- 22. Левин В.Я., Роненсон Б.М. Карбонатиты Урала// Вопросы петрологии Урала. Свердловск. 1980. С. 112 125.
- 23. Левин В.Я. Проблемы интрузивного щелочного магматизма Урала// Вопросы геологической корреляции и металлогении Урала. М. 1983. С. 100 110.
- 24. Левин В.Я., Роненсон Б.М., Самков В.С и др. Щелочно карбонатитовые комплексы Урала. Екатеринбург: Уралгеолком. 1997. 274 с.
- 25. Недосекова И.Л., Поляков В.О., Баженова Л.Ф. Акцессорные редкометальные минералы апогипербазитовых фенитов и карбонатитов в Ильменогорско Вишневогорском комплексе// Новые и малоизученные минералы и минеральные ассоциации Урала. Свердловск. 1986. С. 49 51.
- 26. Недосекова И.Л., Лотова Э.В. Находка стронцианита в Булдымском гипербазитовом массиве (Вишневые горы)// Материалы к топоминералогии Урала. Свердловск. 1986. С. 56 61.
- 27. Недосекова И.Л., Поспелова Л.Н., Поляков В.О. Магнезиальный колумбит из Булдымского массива (Вишневые горы)// Новые данные по минералогии Урала. Свердловск. 1988. С. 23.
- 28. Никель Е.Х. Твердые растворы в номенклатуре минералов// ЗВМО. 1992. №2. С. 91.
- 29. Роненсон Б.М. Происхождение миаскитов и связь с ними редкометального оруденения// Геология месторождений редких элементов. М. 1966. Вып. 28. 174с.
- 30. Павлишин В.И., Платонов А.Н., Польшин Э.В. и др. Слюды с железом в четверной координации//ЗВМО. 1978. Ч. 107. Вып. 2. С. 165 180.
- 31. Поляков В.О., Недосекова И.Л. Минералогия апогипербазитовых фенитов и карбонатитов южной части Ильменских гор// Минералы месторождений и зон техногенеза рудных районов Урала. Свердловск: УрО АН СССР. 1990. С. 24 35.
- 32. Полтавец Ю.А. Обсуждение титаномагнетитового геотермометра Баддингтона Линдсли на основе сравнительного анализа равновесий шпинелидов магнетитовой серии// Изв. АН. Серия геол. 1975. № 6. С. 63 - 72.
- 33. Самойлов В.С. Карбонатиты (фации и условия образования). М. 1977. 291 с.
- 34. Самойлов В.С. Геохимия карбонатитов. М. 1984. 190 с.
- 35. Свяжин Н.В. Доломитовые карбонатиты Вишневогорского комплекса ультраосновных и щелочных пород// Изв АН СССР. Сер. геол. 1966. №5. С. 65 72.
- 36. **Таланцев А.С., Петрова Г.А.** Условия и механизм формирования карбонатитов Ильменогорско Вишневогорского щелочного комплекса. Свердловск, 1991. 70с.
- 37. Чернышева Е.А. Минералы карбонатитов как индикаторы условий их формирования. Новосибирск. 1981. 152 с.
- 38. Veen A.H. van der. Calcite dolomite intergrowths in high temperature carbonate rocks. Amer. Mineral. 1965. V50. № 11 -12. P. 2070.
- 39. Le Bas M.J. and Srivastava R.K. The mineralogy and geochemistry of the Mundwava carbonatite dykes, Sirohi District, Rajasthan, India// Neues Jahrbuch fur Mineralogie. Abhandlungtn. Stuttgart. 1989. Band 160. Helf 2. P. 207 227.
- 40. Leak E.B. Nomenclature of amphiboles// The canadian mineralogist. 1978. V.16. November Part 4. P. 501 520.
- 41. Toulmin P, Barton P.B. A themodynamic study of pyrite and pyrrhotite/ Geochim. Cosmochim. Acta. 1964. 28. P. 651 671.
- 42. Wooley A.R., Kempe D.R.C.. Carbonatite: nomenclature, average chemical compositions, and element distributions. In Bell K. (ed) Carbonatites: genesis and evolution. Unwin Hyman, London. 1989. P. 1 14.

УДК 552.331(571.54)

Карбонатиты участка Веселый (Северное Забайкалье)

Рипп Г.С., Бадмацыренов М.В., Дорошкевич А.Г., Ласточкин Е.И.

Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия

В статье приводятся результаты минералогического и геохимического изучения карбонатитов проявления Веселое, обнаруженного в Северном Забайкалье. В них определены химический состав, содержание элементовпримесей, РЗЭ, установлены главные, второстепенные и акцессорные минералы. Даны результаты определения изотопного состава кислорода и углерода в карбонатных минералах из карбонатитов, доломитовых мраморов, тальк-карбонатных пород, лиственитов и кварц-карбонатных жил. Приведены первые результаты термобарогеохимического изучения первичных включений в апатите, цирконе и кальците. Дана характеристика хромсодержащих минералов из ксеногенных включений, для которых предполагается мантийное происхождение.

Введение

В Северном Забайкалье в последние годы обнаружены эндогенные карбонатные породы, отнесенные к карбонатитам [1, 2, 4]. Предполагается, карбонатитоносной они являются частью новой что площади, сформировавшейся в венде - позднем рифее. Проявления приурочены к краевым частям выступа раннедокембрийского фундамента. Они сложены бефорситами и представлены дайковыми телами. Рассматриваемое в статье проявление Веселое расположено к западу от Северо-Муйской глыбы, в пределах рифтогенной зоны венд-рифейского возраста. Зона имеет субмеридиональное направление, трассируется глубинными разломами, вдоль которых внедрилась серия даек базитов и ультрабазитов. Минеральная ассоциация и геохимические особенности пород близки к карбонатитам других регионов. Об этом свидетельствуют спектр РЗЭ, высокие содержания стронция в породах, изотопные составы О и С в карбонатах, первичные изотопные стронциевые отношения в породах и безрубидиевых минералах. Результаты термобарогеохимического изучения первичных включений в апатите и цирконе свидетельствуют о магматической природе карбонатитов. На площади не обнаружено силикатных щелочно-основных и ультраосновных пород комагматичных карбонатитам.

В карбонатитах присутствуют специфические по составу мелкие резорбированные агрегаты с хромсодержащими минералами. Структурнотекстурные особенности этих образований позволяют предполагать их мантийное происхождение.

Методика исследований

Анализ химического состава пород проведен атомно-абсорбционным методом, элементов-примесей - рентгено-флюоресцентным, а редкоземельных элементов -спектральным методом с предварительным химическим обогащением. В последнем случае в качестве стандартных образцов использованы апатитовая руда и апатит с аттестованными содержаниями РЗЭ. Состав минералов определен на модернизированном рентгеновском микроанализаторе МАР-3, при ускоряющем напряжении 20 кВ, токе зонда 40 нА, времени измерения 20 сек и диаметре зонда 2-3мкм. Для повышения анализа в окрестностях каждой точки проводилось по достоверности несколько параллельных замеров. Микроструктурные особенности пород, характер выделений минералов, их взаимоотношения и однородность состава изучались на электронном микроскопе LEO-1430 с энергодисперсионным спектрометром JncaEnergy-300. С целью подтверждения карбонатитовой природы пород проведен небольшой объем изотопных исследований. Изотопные составы кислорода и углерода в карбонатах, кислорода в магнетите, определены в лаборатории стабильных изотопов Аналитического Центра ДВНЦ РАН. Погрешность анализов в карбонатах не превышала ± 0.02 , а в магнетите - $\pm 0.5\%$.

Абсолютный возраст карбонатитов определен уран-торий-свинцовым методом по циркону во ВСЕГЕИ А. Ларионовым.

Геологическое строение

Участок Веселый расположен в обрамлении выступа раннедокембрийского фундамента, часть которого входит в состав Северо-Муйской глыбы. На площади глыбы распространены различные по составу породы, метаморфизованные в условиях амфиболитовой, эпидот-амфиболитовой, а в отдельных участках - гранулитовой фаций. Они представлены сланцами, гнейсами, гнейсо-гранитами, мраморами. Породы кристаллического основания перекрыты вендским и раннекембрийским осадочным чехлом, сложенным терригенными, терригенно-карбонатными и карбонатными отложениями.

С запада к Муйской глыбе примыкает вулканогенно-осадочный комплекс пород рифейского возраста, на площади которого установлены карбонатиты проявления Веселого. В результате метаморфизма породы его превращены в кварц-полевошпат-слюдяные сланцы с линзами мраморов. Вулканогенно-осадочный комплекс прорван массивами и дайками рифейских габброидов, ультрабазитов, палеозойскими гранитоидами. Базиты и ультрабазиты вдоль тектонических нарушений ССЗ направления слагают цепочки массивов и даек.

Участок Веселый сложен преимущественно полевошпат-кварцслюдистыми кристаллическими сланцами. Слюда, количество которой в Глубинный магматизм, его источники и их связь с плюмовыми процессами

Таблица 1.

№п/п	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	F	Сумма
1	50.85	1.97	22.45	5.98	3.68	-	11.37	1.14	97.44
2	50.56	1.17	25.43	1.32	3.28	-	11.35	1.15	94.26
3	47.12	1.11	25.71	7.22	2.86	-	10.93	0.84	95.79
4	46.76	1.14	27.45	3.92	2.98	0.24	10.99	0.65	94.13
5	49.00	0.32	26.76	3.76	3.16	0.29	11.29	0.49	95.07
6	50.95	1.20	26.47	2.10	3.34	-	12.44	н/опр	96.50
7	48.37	0.58	28.48	3.90	2.07	-	12.03	-	95.43
8	47.57	0.88	28.00	4.22	1.99	-	11.75	-	94.41

Химические составы фенгита из кристаллических сланцев участка Веселый (мас.%)

Примечание. В пробах не обнаружены Cr₂O₃, BaO, SrO, CaO. Содержания Si (ф.к.) варьирует в интервале 3.24–3.45. Сумма приведена без учета воды. Пробы проанализированы на электронном микроскопе (LEO-1430), аналитик H.C. Карманов, ГИН СО РАН, 2003 г. Во всех таблицах (-) – не обнаружен, (н/опр) – не определялся.

породах варьирует от первых процентов до 20-30%, относится к фенгиту, содержащему до 5-7 мас. % FeO и обычно более 3 мас. % MgO, составляющих суммарно около 0,5 ф.к. В слюдах присутствует 0,5-1,15 мас. % фтора и несколько более 1 мас. % TiO₂ (табл. 1).

Высокое содержание кремния (1,30-1,45 ф.к.) в тетраэдрической позиции свидетельствует о высокобарических условиях образования пород. Расчеты давлений по [3] для температур 500 ⁰С, дают значения варьирующие в интервале 7,7-12 Кбар.

Полевой шпат представлен, в основном, альбитом, в небольших количествах присутствует калиевый полевой шпат.

С регрессивным этапом метморфизма связано образование пород с содержанием 20-60% слюды (объемных) и кварц-калиевополевошпатовых прожилков с повышенным количеством алланита. Прожилки ориентированы согласно полосчатости сланцев. Редко среди сланцев встречаются мелкозернистые альбитовые породы с рассеянной вкрапленностью циркона.

Массивы габброидов, закартированные на западе и в восточной части участка, вытянуты в субмеридиональном направлении. Они прорваны телами биотитовых и щелочных гранитов. Породы представлены, в основном, роговообманковыми габбро, переходящими участками в габбродиориты. Щелочные граниты, распространенные на западе участка, сложены кварцем, калиевым полевым шпатом, альбитом и содержат вкрапленность эгирина, арфведсонита. С ними связаны процессы альбитизации пород и тела альбититов с циркониевой, ниобиевой и редкоземельной минерализацией. Альбититы встречаются также среди кристаллических сланцев в удалении от гранитов.

Большая часть даек основных пород сосредоточена в полосе субмери-



Рис. 1. Схема геологического строения участка Веселый (по данным Н.П. Андреева и др., 1974, В.П. Инюшкина и др., 1977 с дополнениями Б.Б. Дамдинова и авторов).

1 – современные рыхлые отложения; 2 – кембрийские: известняки и 3 – сланцы; 4 – рифейские кристаллические полевошпат-кварц-слюдистые сланцы; 5 – граниты биотитовые и щелочные; 6 – габброиды: а) массивы, б) дайки; 7 – доломитовые мраморы; 8 – тальк-карбонатные породы и листвениты; 9 – карбонатиты: а) дайки, б) валуны в русловых отложениях; 10 – тектонические нарушения; 11 – вторичная литогеохимическая аномалия фосфора; 12 – площадь распространения карбонатитов; 13 – границы рифтогенной зоны с дайками базитов, ультрабазитов и карбонатитов.

дионального направления шириной 5-6 км (рис. 1). Они в разной степени амфиболизированы, хлоритизированы, эпидотизированы. Мощность даек обычно до нескольких десятков - первых сотен метров. Они ориентированы согласно с направлением зоны глубинной проницаемости. В результате метаморфических процессов дайки изменены и превращены в агрегат эпидота, хлорита, амфиболов с подчиненными количествами биотита, плагиоклаза, титанита.

Таблица 2.

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	4.60	7.80	32.10	37.70	1.60	6.80	1.60	2.30	3.30
TiO ₂	< 0.02	< 0.02	0.02	0.12	0.22	0.39	0.35	0.38	0.85
Al ₂ O ₃	0.50	0.90	0.90	15.30	0.30	0.60	0.90	0.30	0.90
Fe ₂ O ₃	< 0.05	< 0.05	2.76	0.87	1.20	< 0.05	< 0.05	0.76	2.01
FeO	0.55	0.78	5.10	4.63	2.08	4.55	3.76	4.63	2.61
MnO	0.02	0.05	0.15	0.10	0.11	0.13	0.10	0.11	0.11
MgO	21.03	19.85	30.62	10.12	10.46	12.84	14.60	12.70	11.33
CaO	28.60	28.90	5.10	8.66	39.80	33.65	34.08	35.81	37.44
Na ₂ O	0.03	0.13	0.01	0.20	0.08	0.07	0.04	0.07	0.07
K ₂ O	0.02	0.07	0.01	3.61	0.01	0.08	< 0.10	0.02	0.04
P_2O_5	0.06	< 0.05	< 0.05	< 0.05	5.12	6.64	6.30	8.10	5.65
П.п.п.	44.46	40.97	22.79	17.61	37.71	34.56	37.67	34.51	35.01
Сумма	99.87	99.45	99.56	99.03	98.69	100.31	99.50	99.69	99.32
CO ₂	43.11	40.95	8.71	13.49	36.95	33.34	36.10	33.55	34.19
S	< 0.10	< 0.10	< 0.10	0.13	0.20	< 0.10	< 0.10	0.28	0.22
F	0.02	0.02	-	-	0.52	0.76	0.60	0.76	0.57
Cr	-	-	3100	560	96	78	96	96	200
V	-	-	50	61	50	50	50	0.0061	0.061
Ni	-	-	68	<50	100	82	130	140	190
Rb	<3	<3	<3	64	<3	4	6	4	<3
Sr	480	130	640	230	10300	8500	5850	6800	8300
Y	35	9	2	3	58	37	25	46	60
Zr	5	12	7	11	100	80	55	90	250
Nb	<2	<2	<2	<2	6	15	5	6	19
Ba	<50	500	650	240	2000	4000	130	850	700
Cu	<10	<10	14	23	<10	<10	<10	<10	56
Zn	-	-	30	56	20	48	30	34	24
Pb	<3	3	<5	16	40	57	26	12	23
TR	36.5	157.9	н/опр	н/опр	961	835	545	1554	1143

Химические составы пород участка Веселый (мас. %, ppm)

Примечание. 1, 2 – доломитовые мрамора; 3 – тальк-карбонатная порода 4 – лиственит; 5 – 9 – карбонатиты. Анализы макрокомпонентов выполнены атомной абсорбцией (аналитики А.А. Цыренова, В.А, Иванова, Н.Л. Гусева, Г.И. Булдаева), примесные элементы - рентгенофлюоресцентным (аналитик Б.Ж. Жалсараев), редкоземельные элементы - химико-спектральным методами (аналитики Т.А. Казанцева, Л.А. Левантуева), ГИН СО РАН, 2003-2004 г.г.

Комагматичных с карбонатитами щелочных силикатных пород в пределах проявления не обнаружено.

На площади участка распространено несколько типов карбонатных пород. Кроме карбонатитов они представлены мраморами, залегающими среди рифейских сланцев, кембрийскими известняками и доломитами, тальк-карбонатными породами и лиственитами, жилами и прожилками существенно карбонатного и кварц-карбонатного составов.

Таблица 3.

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9
CaO	29.75	30.30	29.26	0.09	30.00	29.60	32.15	30.59	29.11
MgO	22.01	22.36	21.28	42.05	17.91	19.48	20.92	21.65	21.31
FeO	0.35	0.24	0.53	8.05	5.48	3.79	2.85	1.98	2.18
MnO	-	-	0.17	0.13	0.10	0.26	0.25	0.07	0.07
Сумма	52.11	52.90	51.57	50.32	53.43	53.13	56.17	54.29	52.67

Химические составы карбонатов из карбонатитов участка Веселый (мас.%)

Примечание. Пробы 1, 2 - из доломитового мрамора, 3, 4 - из тальккарбонатной породы, 5 – из лиственита, 6, 7 - из доломитовых пород с хлоритом, 8, 9 - из кварц-карбонатной жилы. Сумма дана без CO₂. Sr не обнаружен. Пробы проанализированы на электронном микроскопе (LEO-1430), аналитик Н.С. Карманов, ГИН СО РАН, 2003 г.

Известняки распространены в восточной части участка, где слагают блоки неметаморфизованных тонкозернистых массивных и полосчатых пород, содержащих прослои и линзы филлитовидных сланцев.

Мраморы встречены в виде линз среди рифейских кристаллических сланцев. Мощность их достигает несколько десятков метров. Это массивные среднезернистые породы сложенные доломитом. В контактовых частях тебл по трещинкам в них часто распространены новообразования бесцветного флогопита. Мраморы пересекаются многочисленными ветвящимися кварцевыми прожилками. Доломит безжелезистый (первые десятые доли мас. % FeO), без стронция и марганца (табл.2).

Породы характеризуются низким содержанием примесных элементов (табл. 3). В участках, расположенных вблизи карбонатитов, в них появляются иногда достаточно высокие (до 1200 pm) концентрации стронция.

Тальк-карбонатные породы обнаружены в контурах полосы распространения карбонатитов. Они дайкообразные слагают тела мощностью до нескольких метров и, как и вмещающие породы, испытали метаморфические преобразования. Породы неравномернозернистые, имеют массивное сложение - мелкозернистые в одних случаях и среднезернистые в других. В переменных количествах в них присутствуют доломит, тальк, выполняющий промежутки между зернами карбонатов, и магнезит. Зерна карбонатов, имеющие нередко ромбоэдрическую форму, представлены метакристами. Доломит содержит небольшие количества железа обычно (0,53 мас. % FeO), не обнаружены в нем MnO и SrO (см. табл. 2). Меньше распространен железистый магнезит (см. табл. 2). Он в ассоциации с доломитом и тальком слагает агрегаты бесцветных зерен и метакристы ромбоэдрической формы.

В виде рассеяной вкрапленности в тальк-карбонатных породах присутствует магнетит. Особенностью состава его является повышенное количество хрома, что обусловило появление в результате наложенных процессов вокруг зерен оторочек фуксита. На контактах тальк-карбонатных пород обычно распространены листвениты, образовавшиеся в результате метаморфических процессов. Здесь же отмечается интенсивное окварцевание пород, фенгит слагает чешуйки ориентированные согласно с полосчатостью параллельной контактам пород.

Состав слюды близок к фенгиту вмещающих сланцев. Для нее характерны повышенные содержания магния и железа. В отличие от слюд из сланцев в них присутствует хром (около 0,5 мас. % Cr₂O₃). В минерале повышены содержания кремния (3,28 ф.к.), свидетельствующие о высоких давлениях в момент его образования.

Химический состав тальк-карбонатных пород (табл. 3), повышенные содержания хрома, никеля в них свидетельствуют, что их протолитом были ультрабазиты. В зонах лиственитизации соответственно повышены количества К₂O и SiO₂, варьирующие в широких интервалах значений.

Карбонатные и кварц-карбонатные прожилки и жилы (мощностью до 10-20 см) спорадически встречаются среди кембрийских карбонатносланцевых пород. Количество карбонатного материала в них достигает 60-70%. Иногда они содержат пирит. Карбонаты крупнозернистые до гигантозернистых. Это кальциты или доломиты, редко отмечается анкерит.

Общими особенностями всех перечисленных карбонатных пород являются низкие концентрации стронция, марганца и пониженные - анкеритового минала в доломитах. Несколько повышенные содержания железа отмечены в доломите из хлорит-карбонатных пород и лиственита (см. табл. 2).

Карбонатиты

На площади участка в полосе шириной 0,5-0,7 км на протяжении около 4 км установлено несколько дезинтегрированных даек карбонатитов, представленных большей частью элювиально-делювиальными свалами. Масштабы, распространения карбонатитов вероятно больше, так как геохимический ореол фосфора, являющегося главным компонентом этих пород, занимает площадь около 4 км², а валуны карбонатитов в аллювиальных отложениях руч. Среднего встречены в 800-1000м выше по течению от выделенной полосы. По простиранию карбонатитоносная полоса также еще не прослежена и пока зафиксирована к северу от руч. Младенцевского до среднего течения ручья Веселого (см. рис. 1).

Наиболее изучены карбонатиты, распространенные по бортам ручья Веселого и правобережье руч. Среднего. Здесь они прослежены вдоль склонов на расстоянии 600-1000 метров в виде элювиально-делювиальных свалов шириной до нескольких десятков метров.

В правом борту ручья Среднего, пересекающего карбонатитоносную полосу вкрест простирания установлено 4 делювиальных шлейфа шириной по 10-50 м, протягивающихся от подошвы склона до водораздела. Расстояние

Таблица 4.

№п/п	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	NiO	Сумма
1	29.77	-	12.25	6.15	14.59	21.72	0.23	1.33	86.04
2	29.08	-	14.90	2.34	14.71	23.16	0.69	0.79	85.67
3	32.58	-	15.51	1.68	14.16	26.54	-	0.65	91.12
4	27.41	0.04	21.22	-	18.83	21.46	-	-	88.96
5	28.55	0.05	20.18	-	17.54	22.50	-	-	88.82
6	30.42	-	17.68	-	13.12	26.72	0.05	-	87.99
7	27.15	-	19.81	-	22.01	19.52	0.09	-	88.58
8	26.14	-	20.64	-	21.96	18.62	0.10	-	87.46

Химический состав хлоритов из карбонатитов участка Веселый (мас.%)

Примечание. Пробы 1–3 – из участков с хромсодержащими минералами; 4-8 – из прожилков секущих карбонатиты. Сумма дана без учета воды. Пробы проанализированы на электронном микроскопе (LEO-1430), аналитик Н.С. Карманов, ГИН СО РАН, 2003 г.

между шлейфами варьирует от 50 до 150 м. В 200 м западнее от них в русле руч. Среднего вскрыто еще одно маломощное тело карбонатитов. Таким образом, в настоящее время достаточно определенно можно говорить о пяти зонах с дайковыми телами ориентированными на ССЗ (340-345⁰). Относительно мощности карбонатитовых тел определенно сказать трудно. Судя по размерам глыб и ширине делювиальных шлейфов, они варьируют от 5-10 см до нескольких метров.

Уран-свинцовый возраст карбонатитов, определенный по циркону ложится в интервал на границе нижнего венда - верхнего рифея (593±3,5 млн. лет) и близок к значениям, полученным для карбонатитов Пограничного проявления [1].

Карбонатиты представляют собой мелкозернистые породы С кристаллами апатита среди порфировыми существенно доломитовой матрицы. В породах отчетливо видна полосчатость конформная контактам. Она обусловлена единой ориентировкой кристаллов апатита, зерен доломита, цепочками зерен магнетита, рутила, щелочного амфибола. Более грубая полосчатость подчеркивается наличием в породе зон и линзовидных скоплений, обогащенных различными минералами. В одних случаях они представлены апатитом, в других доломитом или кальцитом. Встречаются также маломощные полосы с цирконом, с магнетитом, рутилом или щелочным амфиболом. Ширина полос обогащенных главными минералами (апатитом, доломитом, кальцитом) варьирует от нескольких мм до 8-10 см.

Контакты карбонатитов с кристаллическими сланцами в большинстве случаев тектонизированы. Здесь породы милонитизированы, развальцованы. Часто полевошпат-кварц-слюдистый материал вмещающих сланцев "затерт" в будинированную карбонатитовую матрицу с образованием "слоеного" пирога. В них линзовидные обособления карбонатита, разделены слюдистым

Таблица 5.

Этапы, ассоциации	Минеральный состав
Собственно	Главные: доломит, апатит, кальцит Второстепенные и акцессорные: флогопит, магнетит,
карбонатитовый	рутил, магнезиорибекит, рихтерит, циркон, монацит, молибденит
Постионбонотиторый	Главные: доломит, кальцит
посткароонатитовыи	Второстепенные и акцессорные: барит, баритоцелестин,
гидротермальный	монацит, алланит, стронцианит, синхизит
Метаморфогенный	Фенгит, кварц, тальк
Гидротермальная не связан-	
ная с карбонатитами	
1 ассоциация	Хлорит, кварц, доломит, кальцит
2 ассоциация	Кварц, пирит, халькопирит
3 ассоциация	Кварц, пирит, галенит, сфалерит, халькопирит
Ксеногенная (ксенолиты и	Магнетит, рутил, титанит, ильменит, фуксит,
продукты их изменения)	хромсодержащий хлорит

Минеральный состав карбонатитов участка Веселый

агрегатом. На контактах получило также распространение более позднее окварцевание и хлоритизация, сопровождаемые разноориентированными прожилками хлорита, кварца. Хлорит по составу магнезиально-железистый (табл. 4). При наложении на участки с хромсодержащими минералами хлориты резко обогащены хромом м никелем (см. табл. 4, ан. 1-3)

В отдельных случаях наложенные процессы в контаковых зонах обусловили перекристаллизацию карбонатита с образованием агрегата крупнокристаллического доломита близкого к составу доломита из карбонатитов.

Редко на контактах сохранились участки, обогащенные флогопитом. Здесь флогопит деформирован, пластинчатые выделения его частично хлоритизированы.

Минеральный состав карбонатитов

Минеральный состав пород определился ассоциациями собственно карбонатитового этапа, более поздних гидротермальных стадий, минералов, образовавшихся при метаморфических процессах и ксеногенного происхождения (табл. 5).

На 70-80% карбонатиты сложены доломитом и на 10-20% апатитом. До 5-15% объема пород приходится на кальцит. В числе второстепенных (1-3%) установлены магнетит, рутил, фторфлогопит, щелочные амфиболы. Среди акцессорных минералов обычен циркон, реже встречаются монацит, титанит, ильменит, молибденит, алланит, стронцианит, целестин и барит. Все они слагают одиночные зерна или небольшие скопления, вытянутые в виде цепо чек согласно полосчатости пород. Часть из них ассоциирует с посткарбо-

Таблица 6.

Минерал	CaO	MgO	FeO	MnO	SrO
	ИЗ ОС	новной массы	карбонатита		
Доломит (24)	28.54 - 30.60	15.65 - 18.48	3.76 - 8.72	0.09 - 0.26	0.33 - 0.89
	29.32	17.60	5.57	0.167	0.51
Кальцит	48.02 - 53.99	0.51 - 1.70	0.18 - 1.89	0.07 - 0.08	0.46 - 0.93
(7)	50.27	0.92	0.91	0.073	0.71
		из прожил	ков		
Доломит	<u>29.19 – 29.77</u>	16.48 - 18.01	<u>5.63 - 6.19</u>	0.10 - 0.20	0.51 - 0.77
(2)	29.48	17.24	5.91	0.15	0.64

Химический состав карбонатных минералов из карбонатитов участка Веселый (мас. %)

Примечание. Прожилки сформированы на посткарбонатитовой стадии, содержат вкрапленники и гнезда баритоцелестина. В скобках указаны количества анализов. Пробы проанализированы на электронном микроскопе (LEO-1430), аналитик Н.С. Карманов, ГИН СО РАН, 2003 г.



Рис. 2. Ламелли доломита в кальците.

Изометричное зерно – апатит. Карбонатит, участок Веселый. Шлиф, прокрашено ализарином. \times 60.

натитовыми прожилками.

Главным породообразующим минералом является доломит. Он слагает агрегат овальных или изометричных зерен, тесно ассоциирующих с апатитом. В составе его (табл. 6) постоянно присутствует 5-7 мас. % FeO и 0,3-0,7 мас.% SrO. Содержание марганца не превышает первых десятых



Рис. 3. Кальцит (темно-серое), выполняющий интерстиции между зернами доломита (светлое).

Карбонатит, участок Веселый. Шлиф, прокрашено ализарином. × 30

долей процента. Близкий состав (см. табл. 6) имеет доломит, который вместе с кальцитом слагает прожилки с вкрапленностью и небольшими гнездами стронцийсодержащего барита и баритоцелестина. Кроме того доломит слагает линзовидные экссолюции в кальците, представляющие структуры распада твердого раствора (рис. 2). Количество телец распада варьирует от 5 до 30% площади зерен кальцита.

Кальцит неравномерно распределен среди апатит-доломитовой матрицы. В основном он выполняет интерстиции между этими минералами (рис. 3), образуя участки с вариациями содержаний от единичных зерен до 20-30% объема породы. Кроме того, в карбонатитах встречаются полосы мощностью до 8-10 см, обогащенные до 20-40% кальцитом. В большей части присутствуют зерен кальцита линзовидные экссолюции доломита, представляющие структуры распада твердого раствора. Кальцит содержит заметные количества магния, железа и стронция (см. табл. 6). Кроме того, в карбонатитах встречаются редкие маломощные (обычно менее 1 см) существенно кальцитовые и доломит-кальцитовые прожилки.

Апатит слагает идиоморфные призматические зерна и кристаллы, ориентированные согласно полосчатости пород. Размер их по удлинению нередко достигает 1-1,5 см. Минерал выделился на начальной стадии кристаллизации пород раньше доломита. Близко по времени с ним кристаллизовался циркон. Он неравномерно распределен в карбонатите, участками

Таблица 7.

№п/п	CaO	P_2O_5	SrO	F	Сумма
1	54.63	43.12	1.42	4.04	103.21
2	54.87	43.56	1.21	3.63	103.27
3	54.91	43.91	1.93	3.71	104.46
4	54.94	44.06	1.74	3.4	104.14
5	53.9	42.93	1.38	3.78	103.39
6	54.18	42.43	1.17	3.91	101.69
7	52.1	43.44	1.47	3.58	101.38

Химические составы апатита из карбонатитов участка Веселый (мас. %)

Примечание. В пробах 5 и 7 присутствуют (мас. %) также 0,13–0,40 Na₂O, 0,15–0,58 SO₃ 0,42–0,51 Ce₂O₃, 0,28 La₂O₃. Пробы проанализированы на электронном микроскопе (LEO-1430), аналитик Н.С. Карманов, ГИН СО РАН, 2003 г.

Таблица 8.

Химические составы амфиболов из карбонатитов участка Веселый (мас.%)

№п/п	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма
1	55.50	0.15	0.78	21.35	10.82	1.81	6.23	0.04	98.66
2	56.24	-	1.08	21.58	10.21	0.96	6.60	-	98.68
3	54.54	-	0.66	7.70	18.70	8.76	2.19	1.18	94.35
4	57.20	-	0.63	8.10	20.03	9.30	2.50	1.90	99.93
5	54.80	_	0.75	9.85	18.64	8.54	2.18	1.74	95.61

Примечание. 1, 2 – магнезиорибекит; 3–5 – рихтерит. Фтор не анализировался, хром не обнаружен. Пробы проанализированы на электронном микроскопе (LEO-1430), аналитик Н.С. Карманов, ГИН СО РАН, 2003 г.

Таблица 9.

Химические составы слюд из карбонатитов участка Веселый (мас.%)

№п/п	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	F	Сумма
1	48.71	0.79	26.44	1.72	3.72	2.56	-	11.96	-	95.90
2	47.10	0.61	26.58	1.45	3.74	2.33	-	12.13	-	93.94
3	47.39	0.38	29.77	1.13	4.02	1.43	-	11.81	-	95.93
4	46.58	1.16	24.49	-	8.46	1.99	0.08	11.14	н/опр	93.90
5	39.89	1.03	13.17	-	9.38	20.37	0.07	10.51	3.71	98.13
6	39.40	0.76	12.67	-	9.17	20.99	-	10.65	4.15	97.79
7	40.84	0.70	12.57	-	8.62	20.73	-	10.59	3.96	98.01
8	40.68	0.93	12.97	_	8.14	20.28	-	10.97	3.79	97.76

Примечание. Пробы 1-4 - фенгит, 5-8 – флогопит. В пробах не обнаружены BaO, CaO, SrO. Сумма дана без учета воды. Пробы проанализированы на электронном микроскопе (LEO-1430), аналитик Н.С. Карманов, ГИН СО РАН, 2003 г.

слагает линзы и полосы с содержанием до 60-70%. Обычно количество апатита варьирует от первых процентов до 20-30%. Минерал относится к фторапатиту с предельным содержанием фтора (табл. 7), что характерно в целом для апатитов из карбонатитов. Типоморфной примесью в апатите является стронций, количество которого в среднем составляет около 1,5 мас. % SrO. В единичных анализах обнаруживается до 0,4-0,8 мас. % легких лантаноидов. В этих же пробах одновременно с РЗЭ отмечаются десятые доли процента Na₂O.

Зерна и небольшие скопления амфиболов рассеяны в доломитовой матрице. Составы их (табл. 8) соответствуют магнезиорибекиту (6,6 мас. % Na₂O) и калийсодержащему (до 1,9 мас. % K₂O) рихтериту. Магнезиорибекит участками интенсивно замещен тальком.

Флогопит встречен в виде пластинок и агрегатных скоплений в контактовых зонах карбонатитов. Он относится к фторфлогопиту (табл. 9), отличается пониженной титанистостью.

Магнетит генерациями, И рутил представлены несколькими отличающимися составами и содержанием примесных элементов. Общее количество этих минералов в карбонатитах не превышает 1-2% объема пород. Большую часть составляет магнетит, слагающий рассеянную вкрапленность и цепочки зерен, вытянутых вдоль полосчатости пород. Он представлен двумя генерациями, которые отчетливо видны на рисунке 4. Зерна одного из них включены в другой более поздний магнетит. Эта генерация содержит пластинчатые выделения рутила подобные структурам распада твердого раствора. Они же оторочены также каймой рутила (см. рис. 4). Для магнетита характерны высокая титанистость (обычно более 8-9 мас % TiO₂) и повышенные содержания ванадия, достигающие 1,7 мас. % V₂O₅ (табл. 10).

Во второй генерации количество ванадия в два раза меньше, а титан в большей части проб отсутствует. Еще одна генерация магнетита слагает тонкие (2-3 мм) прожилки секущие карбонатит. Она резко обеднена титаном (0,24 мас. % TiO_2) и ванадием (0,31 мас. % V_2O_5). Во всех трех генерациях магнетита хром не обнаружен.

Другой тип магнетита встречен в мелких (3-5 мм) специфичных по составу резорбированных агрегатах с хромсодержащими минералами. Структурно-текстурные особенности позволяют отнести их к ксенокластам. Они содержат в разной степени измененные поздними процессами высокотитанистые с хромом, а в некоторых случаях с никелем минералы. Это обычно скопления мелких сросшихся или дезинтегрированных зерен магнетита, рутила, ильменита, титанита. Первичные силикатные фазы за исключением титанита не сохранились, замещены фенгитом и хлоритом. Хром установлен в магнетите, рутиле, титаните, ильмените, хлорите, фенгите. Содержания Cr₂O₃ в хлоритах варьирует от 1,68 до 6,15 мас. %.



Рис. 4. Две генерации магнетита парагенных с доломитом.

Включение (зерно) ранней генерации содержит ламелли рутила (темно-серое). Рутил образует также оторочку вокруг зерна магнетита. Электронный микроскоп, обратноотраженные электроны. Цифрами показаны точки проведенных анализов.

Таблица 10.

.№п/п	FeO	TiO ₂	V ₂ O ₂	Сумма						
• • • • • • • • •	<u> </u>	<u>агнетит</u>	I	Ojimia						
1	83.54	8.57	1.62	93.73						
2	82.87	9.16	1.65	93.68						
3	87.00	4.20	1.38	92.58						
4	83.96	8.84	1.47	94.27						
5	83.87	8.70	1.47	94.22						
6	82.16	9.91	1.65	93.79						
7	87.78	8.97	1.72	96.75						
	Магнетит II									
8	92.66	0.34	0.74	93.74						
9	93.88	-	0.86	94.74						
10	93.30	-	0.73	94.03						
11	93.82	-	0.71	94.53						
12	93.73	-	0.53	94.26						
13	94.23	-	0.77	95.00						

Химические составы магнетита I и магнетита II, парагенных с карбонатитом (мас. %)

Примечание. Cr_2O_3 в пробах не обнаружен. Пробы проанализированы на электронном микроскопе (LEO-1430), аналитик Н.С. Карманов, ГИН СО РАН, 2003 г.

Таблица 11.

№п/п	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	FeO	V ₂ O ₃	Сумма
1	3.67	3.67	88.95	-	92.28
2	0.52	18.27	71.65	-	93.58
3	9.20	6.10	75.83	0.50	92.16
4	1.66	3.93	88.74	0.28	95.06
5	2.46	4.27	89.10	-	95.83
6	1.89	3.02	92.19	-	97.10
7	1.95	3.74	90.11	0.33	96.13
8	2.03	2.55	90.59	0.32	95.49
9	4.85	0.32	90.72	0.32	96.21
10	3.72	0.22	92.58	0.27	96.79
11	2.46	4.27	89.10	-	95.83
12	2.88	0.86	92.75	-	96.49
13	1.89	3.02	92.19	-	97.10
14	3.34	0.42	94.50	-	98.25
15	3.00	1.63	93.20	-	97.84
16	5.13	0.62	93.11	-	98.86
17	5.55	0.57	91.89	-	98.02
18	3.39	0.33	93.44	-	97.17
19	1.66	3.93	88.74	0.28	95.06
20	3.63	0.67	92.00	0.29	96.58
21	2.69	2.34	90.48	0.47	95.98
22	3.01	1.66	90.89	0.27	95.82

Химические составы магнетитов из ксенокластов в карбонатитах участка Веселый (мас. %)

Примечание. 1-6 – магнетит кристаллокласты; 7-22 – магнетит из симплектитовых срастаний с рутилом. Пробы проанализированы на электронном микроскопе (LEO-1430), аналитик Н.С. Карманов, ГИН СО РАН, 2003 г.

В них же присутствует до 1,33 мас. % NiO (см. табл. 4). В фенгите концентрация Cr_2O_3 достигает 1,7 мас. % (см. табл. 9).

Среди магнетита установлено две группы. Одна из них представлена одиночными зернами в ассоциации с ильменитом, титанитом, рутилом. Другой магнетит образует симплектитовые срастания с рутилом, подобные структурам распада твердого раствора. Первый отличается обычно высокой титанистостью (до 16-21 мас.% TiO_2) и содержит 4-16 мас. % Cr_2O_3 (табл. 11). Зерна магнетита часто дроблены и представлены угловатыми и оскольчатыми "кристаллокластами". Морфология и соотношения магнетита с другими минералами и в том числе с более поздним магнетитом, образовавшемся в результате распада Fe-Ti минерала видны на рисунке 5.

Магнетит-рутиловые агрегаты, подобные структурам распада твердого раствора (рис. 5), имеют резкие границы с вмещающей матрицей, содержат включения зерен титанита, ильменита. В отличие от вышеописанного магне-



Рис. 5. Агрегат с симплектитовым срастанием хромсодержащих зерен магнетита (белое, спектры 10-12) и рутила (серое, спектры 8, 9) в карбонатите (темно-серое, спектр 1 – кальцит, спектр 2 – доломит).

К пограничной зоне приурочены зерна титанита (серое, спектры 5, 6). Одиночное белое зерно (спектр 7) более ранний (кристаллокласт) высокохромистый магнетит. Спектры 3 и 4 – барийсодержащий (17,9 мас. %) целестин.

тита, эта генерация беднее хромом, но отличается его более однородным распределением. Содержания Cr_2O_3 варьируют обычно в интервале 0,5-2,5 мас. % (см. табл. 11). В минерале существенно ниже титанистость, в меньших количествах и не во всех пробах отмечается ванадий.

Рутил парагенный с доломитом, слагает рассеяную вкрапленность неправильной формы зерен и цепочки, ориентированные конформно полосчатости пород. Он обычно лишен хрома, ниобия, но в нем постоянно содержится ванадий (табл. 12). Для минерала характерно также присутствие небольших количеств железа. Часть рутила слагает пластинчатые выделения в раннем магнетите и оторочки вокруг его зерен. Рутил характеризуется высокой железистостью и повышенным содержанием ванадия.

Рутил является также типоморфным минералом в ассоциации с высокохромистыми магнетитами, где представлен двумя группами. Одна из них слагает отрочки вокруг зерен магнетита и содержит 0,95-2,30 мас. % Nb_2O_5 (табл. 13). Другой рутил образует субграфические срастания с магнетитом (см. рис. 5). Содержания Cr_2O_3 в нем варьируют от 0,3 до 2,9 мас. %, составляя в большей части проб 0,5-0,7 мас. %.

Таблица 12.

№п/п	FeO	TiO ₂	V_2O_3	Сумма
1	1.81	98.59	1.71	100.17
2	1.56	97.49	1.02	100.07
3	2.07	96.32	1.02	99.41
4	1.08	97.53	1.53	100.12
5	1.06	98.02	0.94	100.00
6	4.37	94.56	1.06	99.99
7	9.31	89.74	1.34	100.39
8	14.34	84.81	1.12	100.27

Химические составы рутила, парагенного с магнетитом I (мас. %)

Примечание. Пробы проанализированы на электронном микроскопе (LEO-1430), аналитик Н.С. Карманов, ГИН СО РАН, 2003 г.

Таблица 13.

Химические составы рутила из ксенолитов в карбонатитах участка Веселый (мас. %)

№п/п	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	FeO	V_2O_3	Nb ₂ O ₅	Сумма
1	97.84	1.58	0.37	-	1.46	101.25
2	95.93	2.11	-	-	0.95	98.99
3	93.84	2.90	0.38	0.93	2.30	100.35
4	96.02	2.74	-	-	1.75	100.51
5	98.61	1.33	-	-	-	99.94
6	98.13	1.01	-	0.88	-	100.02
7	98.36	1.40	0.36	-	-	100.12
8	98.97	0.51	1.03	-	-	100.51
9	98.79	0.52	1.38	-	-	100.68
10	98.59	0.27	1.02	0.92	-	100.80
11	89.36	0.65	8.69	1.22	-	99.95
12	97.76	0.70	1.57	-	-	100.04
13	95.40	0.79	3.45	-	-	99.64
14	96.13	0.61	3.95	-	-	100.70
15	96.23	0.87	3.08	-	-	100.17
16	97.59	0.34	1.20	0.85	-	99.97
17	97.00	0.30	1.27	0.71	-	99.37
18	97.91	0.82	1.53	-	_	100.27
19	97.00	1.14	0.97	-	-	99.12

Примечание. Пробы 1-7 из ассоциации с высокохромистым магнетитом; 8–17 – из симплектитовых срастаний с магнетитом. Пробы проанализированы на электронном микроскопе (LEO-1430), аналитик Н.С. Карманов, ГИН СО РАН, 2003 г.

В заметно меньших количествах хром присутствует в ильмените (в отдельных пробах он не обнаружен). Минерал слагает одиночные неправильной формы зерна, рассеяные в титанит-рутил-магнетитовом агрегате.

Таблица 14.

№п/п	SiO ₂	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	V ₂ O ₃	Сумма
1	30.00	39.00	-	1.21	-	27.02	0.61	97.85
2	29.82	38.30	0.38	1.26	-	27.11	-	97.77
3	30.74	37.86	0.27	1.04	-	27.61	-	99.00
4	30.43	39.05	0.34	1.23	-	27.57	-	98.60
5	30.28	38.68	-	1.08	I	27.35	-	98.04
6	29.78	38.12	-	1.73	-	26.50	-	96.55
7	30.19	38.77	0.52	1.55	-	27.28	-	99.31
8	29.75	38.33	-	1.45	-	26.97	-	97.41
9	29.93	38.53	0.33	1.42	-	26.97	-	97.18
10	29.28	38.23	-	1.37	I	27.21	0.57	97.45
11	30.58	38.68	-	1.61	I	27.72	0.52	99.49
12	30.25	38.53	0.30	1.51	-	27.95	-	98.54
13	29.93	38.47	0.54	1.17	-	27.36	-	98.60
14	29.71	38.62	0.27	1.12	-	27.98	0.56	99.47
15	-	49.75	1.14	44.47	1.85	0.72	-	97.93
16	-	50.64	-	45.30	1.99	0.99	-	99.23
17	-	49.42	0.69	49.61	_	-	_	99.72
18	-	51.91	0.29	46.71	1.81	0.86	-	101.59
19	-	51.06	0.40	46.83	1.82	0.82	-	100.94
20	-	51.04	-	48.42	0.62	1.06	-	101.54
21	-	54.05	1.33	44.19	-	-	-	99.58

Химические составы титанита и ильменита из карбонатитов участка Веселый (мас. %)

Примечание. 1-14 – титанит, 15-21 – ильменит. Некоторые пробы титанита содержат до 1.0 мас. % Nd₂O₃, Ce₂O₃, Y₂O₃. Пробы проанализированы на электронном микроскопе (LEO-1430), аналитик Н.С. Карманов, ГИН СО РАН, 2003 г.

В ильмените повышено также содержание MgO и CaO (табл. 14).

Зерна титанита рассеяны среди рутил-магнетитовых агрегатов. Нередко они слагают небольшие скопления. Более поздние его выделения образуют оторочки на контакте ксенолитов с апатит-доломитовой матрицей (см. рис. 5). Наиболее интересной особенностью его является присутствие ванадия, в 9 из 15 проанализированных проб титанита установлено 0,3-0,5 мас. % Cr_2O_3 (см. табл.14).

Циркон в виде хорошо образованных полупрозрачных призматических кристаллов и идиоморфных зерен рассеян в доломитововом агрегате. Редко отмечаются скопления по 2-3 кристалла. В некоторых случаях в карбонатите встречены обогащенные цирконом полосы мощностью 2-5 мм. Длинные оси зерен его ориентированы согласно общей полосчатости пород. В минерале присутствуют включения кристаллов апатита. Встречаются также совместные срастания, свидетельствующие о близкоодновременном их образовании. Сколько-нибудь повышенных содержаний гаффния и других примеГлубинный магматизм, его источники и их связь с плюмовыми процессами

Таблица 15.

Компо- нент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
BaO	45.88	26.84	28.12	17.97	24.61	21.74	61.16	42.80	43.26	39.59	41.38
SrO	16.31	32.17	31.91	38.74	32.67	35.56	4.06	17.64	17.20	20.70	18.72
CaO	0.38	-	0.34	0.64	-	0.44	-	0.97	0.95	0.90	0.77
SO ₃	38.39	41.39	41.54	42.30	42.46	42.09	35.09	38.37	37.33	39.19	38.47
Сумма	101.29	100.40	101.91	99.65	99.74	99.83	100.95	99.78	98.74	100.37	99.33

Химический состав сульфатных минералов из карбонатитов участка Веселый (мас. %)

Примечание. Пробы проанализированы на электронном микроскопе (LEO-1430), аналитик Н.С. Карманов, ГИН СО РАН, 2003 г.

Таблица 16.

Химические составы монацита из карбонатитов участка Веселый (мас. %)

№пп	P_2O_5	CaO	SO ₃	SrO	La_2O_3	Ce ₂ O ₃	Pr ₂ O ₃	Nd ₂ O ₃	Sm ₂ O ₃	ThO ₂	Сумма
1	30.34	1.08	0.46	-	16.48	33.81	3.88	12.63	-	н/опр	98.68
2	30.87	1.37	-	0.82	14.74	31.43	4.14	15.66	1.56	0.9	101.49
3	32.18	0.69	н/опр	0.61	19.27	35.22	3.75	9.28	-	0.66	101.66
4	29.34	0.94	н/опр	0.76	15.44	32.12	3.88	15.02	-	-	97.50

Примечание. Пробы проанализированы на электронном микроскопе (LEO-1430), аналитик Н.С. Карманов, ГИН СО РАН, 2003 г.

Таблица 17.

Химические составы алланита из карбонатитов участка Веселый (мас. %)

№пп	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	BaO	La_2O_3	Ce ₂ O ₃	Pr ₂ O ₃	Nd ₂ O ₃	Сумма
1	30.94	1.10	11.62	17.25	-	10.58	-	4.44	12.54	1.83	5.73	96.03
2	31.31	0.53	13.16	17.59	-	11.22	-	6.38	11.01	0.86	3.55	95.61
3	32.21	-	10.91	15.53	2.10	10.67	1.20	6.79	11.39	-	2.01	92.81
4	29.89	-	10.89	15.48	2.00	9.99	1.22	6.73	11.71	0.74	2.34	90.99

Примечание. В пробах 3 и 4 присутствуют 1.2 мас. % ВаО и 2.03 мас. % MgO. Пробы проанализированы на электронном микроскопе (LEO-1430), аналитик Н.С. Карманов, ГИН СО РАН, 2003 г.

сей в цирконе не обнаружено. Среди посткарбонатитовых ассоциаций присутствуют три группы. Одну из них представляют гидротермалиты, карбонатитами. связанные с Это редкие маломощные прожилки, участки гидротермального вкрапленность, гнезда, метасоматического карбонатитов. По преобразования составу кальцитовые, доломиткальцитовые, баритовые и барито-целестиновые прожилки. Мощность их обычно не превышает 0,5-1 см.

Сульфатные минералы слагают вкрапленники и небольшие гнезда в кальцит-доломитовых прожилках. Встречаются также маломощные (до 0,5 см) существенно мономинеральные баритовые прожилки. Состав сульфатов

Таблица 18.

№пп	CaO	La_2O_3	Ce ₂ O ₃	Pr ₂ O ₃	Nd_2O_3	Sm ₂ O ₃	Eu ₂ O ₃	Gd_2O_3	Y ₂ O ₃	F	Сумма
1	16.58	3.41	17.60	3.82	16.87	4.11	1.38	2.46	1.64	3.26	71.13
2	19.81	4.14	15.14	2.57	13.88	2.57	1.08	2.12	1.91	4.29	67.51

X 7	~	
Химические составы синхизита	из кароонатитов участ	ка Веселыи (мас. %)

Примечание. Пробы проанализированы на электронном микроскопе (LEO-1430), аналитик Н.С. Карманов, ГИН СО РАН, 2003 г.



Рис. 6. Прожилок кальцита (темное, 8) с барито-целестином (3), алланитом (2, 4) и монацитом (5) в титаните (основное поле, 1).

непостоянный. В основном это барит содержащий от 4 до 20 мас. % SrO, реже с близким соотношением целестинового и баритового миналов (табл. 15). Состав доломита, являющегося главным минералом прожилков, подобен доломиту из карбонатитов (см. табл. 6). В нем присутствует до 6,19 мас. % FeO, отмечается повышенное количество стронция и низкие марганца.

Большая часть монацита, синхизита, стронцианита и алланита связана с вторичными процессами. Они представлены вкрапленностью, микропрожилками в участках наложенной карбонатизации и окварцевания (рис. 6). Химические составы их показаны в таблицах 16-18. Алланит и монацит селективно обогащены легкими лантаноидами. В монаците наиболее стабильно содержание церия, шире вариациии содержаний у лантана и неодима с преобладанием то одного, то другого элемента. Кроме того, для монацита характерны стронций (от 0,5 до 4,23 мас.% SrO) и небольшие количества тория. По составу РЗЭ существенно отличается синхизит (см. табл. 18). В этом минерале в заметных количествах присутствуют иттрий, средние и тяжелые лантаноиды.

Минералы, образовавшиеся при метаморфических процессах присутствуют, в основном, в контактовых зонах карбонатитовых тел. Это кварц и фенгит, слагающие рассеяную вкрапленность зерен, одиночных чешуек и их скоплений в участках трещиноватости, которая ориентирована обычно вдоль осевой зоны карбонатитовых тел. Состав фенгита подобен фенгиту из вмещающих сланцев. В участках содержащих минералы с повышенной хромитоносностью (обычно это скопления хромсодержащего рутила) в фенгите появляется до 1,72 мас. % Cr₂O₃ (см. табл. 9).

С метаморфизмом связано вероятно и оталькование карбонатитов. Наиболее часто тальком замещаются магнезиорибекит и доломит. В некоторых случаях этот минерал слагает маломощные (1-3 мм) мономинеральные прожилки. В тальке присутствует до 6,1 мас. % FeO.

К третьей группе относятся еще более поздние гидротермальные ассоциации. Они обычно распространены во вмещающих породах и накладываются в том числе на карбонатиты. Среди них можно выделить два автономных парагенезиса. Один из них представлен ветвящимися и прямолинейными хлоритовыми, хлорит-кварцевыми и существенно кварцевыми прожилками мощностью обычно менее 1 см. Состав хлорита (см. табл. 4) магнезиально-железистый. Наложение этих прожилков на карбонатиты обусловило перекристаллизацию и частичное переотложение доломита.

Второй парагенезис представлен сульфидной и кварц-сульфидной ассоциацией минералов. Наиболее распространена вкрапленность пирита, в виде одиночных зерен и кристаллов, расположенных вдоль разноориентированных микротрещин. Частично этот пирит образовался за счет магнетита и доломита. С пиритом ассоциирует небольшое количество халькопирита, слагающего микропрожилки и мелкие овальные включения в этом минерале.

Значительно реже встречаются полисульфидные прожилки с пиритом, галенитом, сфалеритом, халькопиритом. Они слагают тонкие прямолинейные прожилки. С этими парагнезисами связывается золоторудная минерализация, распространенная в районе.

Химический состав карбонатитов

По химическому составу породы Веселого проявления ложатся в поле магнезиокарбонатита (рис. 7). Особенностью их являются повышенные концентрации фосфора, титана, фтора (см. табл. 2). В них в три-четыре раза выше, чем в среднем карбонатите хрома и никеля, заметно ниже содержания ниобия, циркония, марганца [6]. Уровень концентраций стронция и РЗЭ близок к среднему карбонатиту.


Рис. 7. Диаграмма составов карбонатитов проявления Веселое.

Таблица 19.

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8
La	140	210	85	75	240	200	200	200
Ce	320	480	210	190	590	500	410	370
Nd	270	300	170	140	340	350	330	260
Sm	43	64	38	37	80	64	60	59
Eu	14	19	11.5	15	22	18	19	18
Gd	30	41	19	29	49	47	35	30
Dy	11.5	14	7.9	13	14.5	17	18	14
Но	2.1	3	1.5	2.1	2.2	2.6	2.5	1.9
Er	3.5	4,7	1.5	4.9	4.8	4	5.7	4.2
Yb	1.1	2.2	0.95	3.6	1.7	1.6	2.6	3.3
Lu	_	-	-	0.32	-	-	0.21	0.21
Y	37	52	25	55	50	46	60	58

Состав РЗЭ в карбонатитах участка Веселый (ppm)

Примечание. Анализы выполнены химико-спектральным методом (а	налитики
Т.А. Казанцева, Л.А. Левантуева), ГИН СО РАН, 2003 г.	

Состав РЗЭ (табл. 19) и конфигурация нормированных содержаний (рис. 8) подобны карбонатитам из других регионов. Характерна отчетливая обогащенность легкими лантаноидами. Большая часть кремнезема и сульфидная сера связаны с наложенным окварцеванием, хлоритизацией и пиритизацией. Полосовидное распределение минералов в пределах карбонатитовых тел определило неравномерность состава как главных так и второстепенных элементов. Особенно это отчетливо видно для фосфора и кальция.



Рис.8. Диаграмма нормированных содержащий РЗЭ к хондриту [5] в карбонатитах участка Веселый.

Таблица 20.

Порода	Минерал	δ ¹³ C‰, PDB	δ ¹⁸ O‰, SMOW	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr
	доломит	-1.9	10.2	0.70398
Карбонатити	//	-2.2	8.9	0.70396
Кароонатиты	//	-1.9	10.1	
	магнетит		1.5	
Пост-карбонатитовый	кальцит	-2.3	9.8	
кальцит-доломитовый прожилок				
Кварц-доломитовые жилы	доломит	-0.1	16.7	
Пистронити	доломит	-1.9	12.0	
ЛИСТВЕНИТЫ	//	-0.9	12.2	
	доломит	2.8	16.1	
доломитовые мраморы	//	3.4	15.3	

Изотопная характеристика минералов из пород участка Веселый (ppm)

Примечание. Изотопный состав стронция определен В.П. Посоховым ГИН СО РАН, 2001-2002 г.г.; составы кислорода и углерода - в изотопных лабораториях ОИГГИМ СО РАН (пробы 1, 5, 7, 13) и ДВНЦ РАН (пробы 2-4, 6, 11, 12) 2002-2003 г.г.

Изотопная характеристика карбонатитов

В карбонатитах определены составы кислорода и углерода в доломите, кальците, кислорода в магнетите, изотопные отношения стронция в породах и безрубидиевых минералах. Кроме того, проанализированы карбонаты из мраморов, лиственитов и кварц-карбонатной жилы. Результаты анализов представлены в таблице 20.

Отношение ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в доломите из карбонатита имеет величину близкую к значениям в мантийном субстрате позднего рифея. Изотопный состав углерода в доломите основной массы карбонатитов заметно тяжелее среднего

значения, принятого для мантийных пород и лежит в интервале -1,9 - -2,2‰ δ¹³С. Состав кислорода в целом подобен величинам мантийного источника. Изотопные составы углерода и кислорода в кальците из посткарбонатитового доломит-кальцитового прожилка, содержащего вкрапленность и гнезда стронцийсодержащего барита близки к доломиту из карбонатитов.

Величина δ¹⁸О в магнетите парагенном карбонатиту (1,5‰) также соответствует мантийному происхождению кислорода и подобна значениям в магматических акцессорных магнетитах из базитов.

Иные изотопные характеристики имеет доломитовый мрамор. Углерод (см. табл. 20) в нем заметно обогащен тяжелым изотопом, а кислород несколько легче чем в морских карбонатах, что связано известными сдвигом, сопровождающим процессы метаморфического преобразования карбонатных пород. В них углерод и кислород близки к величинам характерным для метаморфизованных морских известняков. В одной из проб мрамора получено низкое изотопное отношение стронция (0,70409) связанное с близрасположенных карбонатитов. привносом элемента из ЭТОГО В проанализированной породе оказалось более 1200 ррт стронция, в то время как содержание этого элемента в других участках обычно не превышает первых сотен ррт. В мономинеральных пробах доломита этих мраморов стронций отсутствует (предел обнаружения около 270 ррт).

Изотопные отношения углерода и кислорода в доломите из кварцкарбонатных прожилков подобны значениям в метаморфизованных осадочных карбонатных породах.

Иные составы кислорода и углерода имеют карбонаты из лиственитов и тальк-карбонатных пород. И углерод и кислород в них существенно обогащены тяжелыми изотопами относительно мантийной метки, обусловленное привносом углекислоты из иного источника.

Термобарогеохимические особенности карбонатитов

В минералах из карбонатитов проведено предварительное термобарогеохимическое изучение включений. Были изучены апатит, циркон и кальцит. В них установлено большое число разнообразных по составу и морфологии первичных и вторичных включений, а также минеральных фаз.

Первичные включения в кальците располагаются азональными группами в центральной части зерен. Среди них присутствуют газово-жидкие, жидкие и газовые включения.

Для циркона характерны первичные полифазные и стекловатые (?), твердые и вторичные газово-жидкие включения. Преобладающими являются первичные стекловатые (?) включения. В них газовый пузырь деформирован и занимает обычно 1-3% от площади включения, жидкая фаза не обнаружена. В полифазных включениях газовый пузырь также деформирован и занимает до 5% площади. Дочерние кристаллы в них занимают до 70%, остальное пространство занято жидкостью, которая различается по показателю преломления. Вторичные газово-жидкие включения формируют шлейфы. Это сложные по конфигурации включения со следами отшнуровки. В центральной части зерен циркона хаотично располагаются игольчатые (волосовидные) твердые минеральные включения.

Большое разнообразие включений характерно для апатита. Одиночные первичные полифазные включения, имеющие форму изометричных вакуолей или отрицательного кристалла, содержат дочерние кристаллы, часть из которых имеет форму призм. Газовый пузырь занимает 1-5% от площади При включений включения. нагревании дочерние кристаллы (призматической формы) начинали плавиться при 290-300°C, их полное плавление отмечалось в интервале 668-868°С. С повышением температуры граница между твердой фазой и жидкостью становилась более четкой. Твердая фаза начинала "рыхлеть" при 880⁰С. Плавление продолжалось вплоть до 918°С. При этих значениях температур оставалось еще до 20% твердой фазы.

Отдельными группами располагаются трубчатые включения, имеющие в своем составе газовый пузырь, занимающий до 1% площади. Остальное пространство занято неоднородным агрегатом, представленным твердой и жидкой фазами, которые различаются по показателям преломления. Иногда во включениях присутствуют одиночные дочерние кристаллы призматической и шестигранной формы.

Вторичные газово-жидкие, жидкие и газовые включения с различным соотношением фаз, располагаются шлейфами. Иногда в вакуолях отмечаются кристаллы кубической и призматической формы.

Среди твердых включений присутствуют игольчатые и близкие к призматической форме одиночные кристаллы. Вторые по оптическим свойствам близки к пироксенам.

Выводы

Состав минеральных парагенезисов в породах изученного проявления в целом подобен многим известным доломитовым карбонатитам других регионов. Типоморфными минералами здесь являются доломит, апатит, кальцит, рутил, магнетит, циркон, щелочные амфиболы. Близки к среднему карбонатиту в них также изотопные составы кислорода и первичные изотопные отношения стронция. И только состав углерода в карбонатах заметно обогащен тяжелым изотопом.

Наиболее важными особенностями проявления являются доломитовый состав пород, отсутствие кальцитовых карбонатитов и комагматичных щелочных силикатных пород. В отличие от расположенного в этом же районе близкого по возрасту карбонатитового проявления Пограничного [2] здесь существенно выше концентрация апатита, титанистость пород, но меньше содержится магнетита. По химическому составу породы Пограничного проявления ложатся в область феррокарбонатитов, а Веселого

- магнезиокарбонатитов со значительно более низкими концентрации стронция, РЗЭ, марганца.

Предварительным термобарогеохимическим изучением включений в апатите, цирконе подтвердилось магматическое происхождение пород. При этом температуры плавления первичных солевых включений в апатите превышала 800-900⁰C.

Обнаружение в Северном Забайкалье хотя и небольших по масштабам проявлений карбонатитов, расположенных в пределах полосы содержащей большое количество даек и более крупных тел базитов и ультрабазитов с единым директивным направлением свидетельствует о существовании здесь рифтогенной обстановки, обусловившей внедрение мантийного вещества. Это позволяет предполагать существование новой карбонатитоносной площади, сформировавшейся на границе венда и позднего рифея.

Наличие в карбонатитах участка Веселый включений с высокохромистыми минеральными фазами, представляющими вероятно вещество мантийного происхождения, вызывает необходимость рассмотрения варианта выплавки карбонатитов непосредственно из мантийного матрикса. Это, а также достаточно специфичные минеральный состав пород и их геохимические особенности предполагают проведение детального анализа геологического строения зон сочленения южного складчатого обрамления с Сибирским кратоном и выходами кристаллического фундамента.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект 03-05-65270), СО РАН Интеграционный проект N 67.

Литература

- 1. Рипп Г.С., Бадмацыренов М.В., Дорошкевич А.Г. Минеральный состав и геохимические особенности карбонатитов проявления Пограничное (Северное Забайкалье) // Плюмы и проблема глубинных источников щелочного магматизма. Иркутск-Хабаровск, 2003. С. 88-108.
- 2. Рипп Г.С., Бадмацыренов М.В., Скулыбердин А.А. Новое проявление карбонатитов в Северном Забайкалье // Петрология. 2002. Т. 10. №4. С. 442-446.
- 3. **Massone S., Schreyer W.** Stability field of the high-pressure assemblage talc-phengite and two new phengite barometers // Eur. J. Miner. 1989. №1. P. 391-410.
- 4. **Ripp G.S., Badmatsyrenov M.V., Doroshkevich A.G., Isbrodin I.A.** Mineral composition and geochemical characteristic of the Veseloe carbonatites (Northern Transbaikalia, Russia) // Plumes and problem of deep sources of alkaline magmatism. Irkutsk-Khabarovsk, 2003. P. 257-272.
- 5. Sun S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Eds. Saunders A.D. & Norry M.J. Magmatism in the ocean basins. Geol. Soc. Special Publ. 1989. № 42. P. 313-345.
- Woolley A.R., Kempe R.C. Carbonatites: Nomenclature, average chemical composition and element distribution. Carbonatites: Genesis and Evolution. London: Unwin Hyman, 1989. P. 1-46.

УДК 552.331(571.54)

Новые данные о карбонатитах и ассоциирующих породах Кокшаровского щелочно-ультраосновного массива

Октябрьский Р.А.¹, Вржосек А.А.¹, Ленников А.М.¹, Москаленко Е.Ю.¹, Залищак Б.Л.¹, Рассказов С.В.²

¹ Дальневосточный геологический институт ДВГИ ДВО РАН, Владивосток, Россия ² Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

Приведены новые сравнительные данные по геологии, геохимии и изотопному составу карбонатитов и родственных магматических пород Кокшаровского щелочно-ультраосновного массива среднеюрского возраста. Обосновывается магматический генезис кокшаровских карбонатитов и обсуждаются вопросы формирования сопутствующих образований.

Алмазы обнаруживают резкое обогащение Ba, Sr, Pb и Eu аномалии свойственные эклогитам для разновидностей с низким уровнем REE ~0.1 относительно C1, обогащенные разности ~10 C1 не имеют этих тенденций.

Введение

Особенности состава карбонатитов длительное время затрудняли их типизацию и отнесение к магматическим образованиям. Резкое повышение интереса к изучению карбонатитовых комплексов в начале 50^x годов прошлого столетия было вызвано обнаружением В НИХ крупных месторождений редкометально-фосфатных видов сырья и других полезных ископаемых. В результате проведенных за истекший период исследований во многих случаях была доказана эндогенная природа карбонатитов и формирование ИХ на заключительных этапах кристаллизации дифференцированных интрузий щелочно-ультраосновного состава. В настоящее время карбонатитовые проявления установлены во многих регионах, где они связаны с комплексами щелочно-ультраосновного магматизма и выделены в самостоятельные петрографические провинции [3].

В структурном плане массивы щелочно-ультраосновных пород с карбонатитами обычно приурочены к окраинам древних платформ, активизированных на поздних этапах развития. Процессы активизации часто взаимосвязаны с рифтогенезом, поэтому щелочно-ультраосновные массивы залегают среди более молодых складчатых образований иногда рифтогенных структурах, обрамляющих платформы, а их расположение контролируют зоны сквозьструктурных глубинных разломов [15]. Аналогичную структурную позицию занимает комплекс шелочноультраосновных пород с карбонатитами и на территории юга Дальнего Востока, где они выделены как Сихотэ-Алинская провинция щелочного

магматизма. Интрузивы этого комплекса получили распространение в пределах Сихотэ-Алинской складчатой системы, обрамляющей с севера и востока Ханкайский кристаллический массив. Они завершили этап юрского щелочно-ультраосновного магматизма Сихотэ-Алиня с разнообразными проявлениями меймечит-пикритового состава, аналогичными развитыми в Маймеча-Котуйской провинции [24].

В пределах Сихотэ-Алиня установлен ряд щелочно-ультраосновных массивов, дифференцированных от дунитов до габбро, большинство из которых имеет концентрически-зональное строение. Они характеризуются закономерным изменением состава интрузий, также как и комагматичных вулканических образований, в сторону обогащения их щелочами и развития лейкократовых щелочных фаз по простиранию складчатой структуры с севера на юг по мере выклинивания мезозойского рифтогенного прогиба. Поэтому только в самом южном Кокшаровском массиве получили широкое развитие породы сиенитового ряда и в нем же, единственном из массивов Сихотэ-Алинской провинции, установлены карбонатиты. Проведенное нами дополнительное изучение этого массива и полученные результаты анализов изотопного и редкоземельного состава карбонатитов и ассоциирующих пород позволяет рассмотреть их геохимические осбенности и уточнить вопросы генезиса.

Геология и петрография

Кокшаровский щелочно-ультраосновной массив располагается на правои левобережье р. Уссури вдоль юго-восточной окраины пос. Кокшаровка Приморского края. Он представляет собой удлиненное тело протяженностью около 17 км при ширине выходов от 0,8 до 2 км, вытянутое в северовосточном направлении согласно простиранию складчатых структур. Примерно треть его площади перекрыта аллювиальными отложениями р. Уссури. Такая же часть массива размещается на правобережье р. Уссури между ее притоками – ключами Масленникова и Калугина, вплоть до водораздела последнего с р. Кокшаровка, где массив выклинивается. На югозападе он прослеживается вдоль ключа Старикова до его верховий и далее, согласно магнитометрии, за пределы вскрытых выходов примерно на 5 км. Район локализации Кокшаровского массива относится к Самаркинскому блоку Центральной структурно-формационной зоны Сихотэ-Алинской складчатой системы. Массив прорывает с образованием контактовых роговиков кремнисто-терригенные и вулканогенные отложения триасового и юрского возраста и относится к позднеюрскому интрузивному комплексу. Максимальные возрастные оценки, полученные К-Аг методом для дайковых нефелиновых сиенитов и биотита из пироксенита, составляют 160-172 млн. лет, что соответствует среднеюрскому времени. Такой же возраст (165 млн. лет), имеют и карбонатиты Кокшаровского массива. Абсолютный возраст расположенного севернее Ариадненского пироксенитов ИЗ массива.

относящегося к этому же комплексу, составляет по керсутиту и биотиту 159 и 157 млн. лет [16, 24].

В строении Кокшаровского массива участвуют породы трех, как минимум, интрузивных фаз: пироксениты, разнообразные сиениты и карбонатиты, однако четко выраженной концентрической зональности, в отличие от других массивов, в нем не установлено. Отмечается лишь последовательное изменение состава пироксенитов от ядра к периферии массива. Выяснить другие детали строения этого массива весьма затруднительно из-за развития на нем коры выветривания в виде дресвяников мощностью до 30-40 м и полного отсутствия обнажений коренных обнажений. Поэтому изучение массива, включая состав слагающих его пород, осуществлялось эпизодически при производстве поисковоразведочных работ на вермикулит, апатит и титаномагнетитовые руды, сопровождающие этот массив [4, 8, 9, 10].

Кокшаровский массив примерно на 90 % сложен титанавгитовыми пироксенитами, среди которых в зависимости от минерального состава выделяется несколько разновидностей. В центральной части массива преобладают средне- и крупнозернистые до пегматоидных керсутит- и биотитсодержащие титанавгитовые пироксениты. Керсутит и биотит распределены в них крайне неравномерно и хотя их содержание обычно не превышает 10-15 %, местами встречаются мономинеральные скопления. В этих же пироксенитах содержание титаномагнетита, в среднем, составляет 10-15 %, а апатита – 4-5 %, реже – до 10-12 %. Среди них отмечаются рудные в которых количество титаномагнетита пироксениты, (иногда не распавшегося с содержанием TiO₂ до 19 мас. %) достигает 20-30 %. Одновременно в них возрастает и количество сфена (до 10-20 %). Продукты распада твердого раствора в титаномагнетите представлены плеонастом, ульвошпинелью и ильменитом с содержанием MgO до 7,6 мас. % [9].

Основная масса мелко- среднезернистых пироксенитов краевых фаций массива – т.н. авезакитов [1, 7], обогащена амфиболом, сфеном и сложена зональным титанистым авгитом (иногда с оторочками эгирин-авгита и эгирина), который местами замещается также керсутитом, а по последнему, в И, развиваются гастингсит затем, свою очередь, арфведсонит одновременным появлением в породах интерстициальных калишпата, альбита и нефелина. Количество амфибола в типичных авезакитах превышает содержание пироксена и достигает 50-70 %. Площадь, занятая авезакитами, составляет не менее 30 % общей площади массива. Другие разновидности пироксенитов, такие как их анхимономинеральные разности – якупирангиты, а также перовскитовые пироксениты встречаются редко и визуально плохо отличаются от вышеописанных пироксенитов.

Собственно щелочные породы в Кокшаровском массиве представлены многочисленными маломощными жилами (от первых сантиметров до 0,5-0,7 м) и дайками (до 20-25 метров), приуроченными, в основном, к его юго-

западной части [4], хотя нередко встречаются и на остальной площади массива. Сложены они мелкозернистыми эгириновыми и среднезернистыми гастингсит-эгирин-авгитовыми ийолит-мельтейгитами и ийолитами, средне-крупнозернистыми фойяитами, миаскитами, луявритами, луявритовыми порфирами и их разновидностями – рисчорритами, мариуполитами, тингуаитами, а также канкринитовыми, цеолитовыми и либенеритовыми разностями этих пород, эгирин-авгит-гастингситовыми нефелиновыми и щелочными сиенитами, нефелиновыми сиенит-пегматитами и сиенит-аплитами. В совокупности они занимают около 10 % площади массива.

Карбонатиты пользуются весьма ограниченным распространением в пределах Кокшаровского массива и установлены только на водораздельной гривке между ключами Калугина и Масленникова, где они слагают выход неправильной линзовидной формы размером не более 0,5-0,7 км поперечнике в поле развития авезакитов. Так как это тело карбонатитов перекрыто мощным чехлом дресвяника, детально изучить его строение пока не удалось. Структура карбонатитов в центральной части их тела чаще всего средне- крупнозернистая, при этом в отдельных образцах зерна карбоната имеют лейстовидную форму, характерную для карбонатитовых лав и сопровождающих их интрузивных аналогов. По составу карбонатиты – существенно кальцитовые породы, содержащие апатит (иногда до 20%), сфен, эгирин-авгит, гастингсит, биотит, титаномагнетит, альбит, калишпат и кварц, количество которых заметно увеличивается в краевых частях карбонатитового тела. В одной из разведочных канав, вскрывающих западный контакт этого тела, в карбонатитах были обнаружены мелкие обломки пироксенитов, похожие на ксенолиты, рассеченные прожилками кальцита либо дезинтегрированные до отдельных кристаллов, которые размещаются в кальцитовой массе. Поэтому, несмотря на то, что ранее метасоматическом зрения точка происхождении высказывалась 0 карбонатитов Кокшаровского массива [4, 8], отмеченные факты скорее указывают на их магматический генезис, хотя и не исключают возможности на заключительной формирования проявления метасоматоза стадии карбонатитов. При этом в настоящее время большинство исследователей стали рассматривать образование карбонатитовых расплавов с позиций жидкостной несмесимости на заключительных этапах дифференциации щелочно-ультраосновной магмы. Этому в значительной степени способствовало не только изучение расплавных включений породообразующих минералах щелочных пород, сопровождающих ультрабазиты [12], но и непосредственные находки ликвационных глобулей карбонатитового состава в фонолитах Маймеча-Котуйской провинции [5] и нефелинитах Восточной Африки [22]. Роль и участие углекислоты в генерации щелочных и карбонатитовых расплавов в процессе мантийного магмообразования подтверждена экспериментальными также И петрографическим исследованиями [13, 18]. Установление проявлений

ликвации в лавах меймечит-пикритового комплекса Сихотэ-Алиня [16] с образованием лейкократовых щелочных пород и близость их изотопного соотношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr к установленному в породах Кокшаровского массива (ϵ Nd = 4.3-4.2 и ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr = 0.703594 ± 13 и 0.703908 ± 9) [23] с несомненностью указывает на возможность образования карбонатитов в этом массиве в результате флюидного расщепления силикатно – карбонатного расплава, сформировавшегося на заключительном этапе. Об этом свидетельствуют также, как будет показано ниже, полученные нами результаты изотопных анализов карбонатитов и распределение в них редкоземельных элементов.

Помимо описанных выше пород в Кокшаровском массиве предполагается также наличие дунитов, возможно, в виде ксенолитов среди пироксенитов либо более крупных выходов, перекрытых аллювием р. Уссури. Свидетельством их присутствия являются обнаруженные В.М. Шашкиным с коллегам [14] в элювии и делювии, соответственно угловатые и окатанные зерна маложелезистой (9-10 мас. % Fe) и низкоиридистой (до 1 мас. % Ir) изоферроплатины в срастании с малоглиноземистым (6-7 мас. % Al₂O₃) феррихромитом (50-53 мас. % Cr₂O₃).

Фенитизация вмещающих пород в связи с Кокшаровским щелочноультраосновным массивов проявилась неравномерно, а ширина её зон не превышает нескольких десятков метров [4].

Распределение элементов- примесей

Ранее состав и распределение примесных элементов в породах и минералах Кокшаровского массива были подробно рассмотрены в статье М.Г. Руб и В.В. Левицкого [8] на основе метода полуколичественного спектрального анализа. Полученные нами новые данные подтверждают их выводы относительно общности магматического очага, из которого образовались ультраосновные и щелочные породы, и в то же время сфен-роговообманковых выявить родство пироксенитов позволяют (авезакитов) с карбонатитами и сиенитами, а также заметное различие между ийолит-мельтейгитами, ийолитами И сиенитами по распределению большеионных литофилов Та, Nb, Ba, и Pb.

Как следует из табл. 1-3, в рудных пироксенитах наблюдается резкий перепад содержаний хрома от 1022 ppm в их среднезернистых разностях до 15 ppm в крупнозернистых пироксенитах и 2,5 ppm в авезакитах, и никеля в пределах 109-98 и 3,0 ppm, главным минералом - концентратором которых является титаномагнетит [4]. При этом концентрация Ni в 2-3 раза превышает их содержания, установленные в пироксенитах Алданской и Саянской провинций [11]. Большеионные же литофилы, такие как Nb (3,0-8,3 ppm), Sr (108-114 ppm), Ba (27-32 ppm), Zr (73-87ppm) и Rb (1,3-1,6 ppm) присутствуют в магнетитовых пироксенитах в значительно меньших количествах. Кокшаровские рудные пироксениты также содержат Th (0,13-

Таблица 1

Компо- ненты	1	2	3	4	5	4	6	7	8	9	10
SiO ₂	39.20	28.65	35.16	9.85	7.52	9.85	12.32	13.22	36.65	39.98	54.39
TiO ₂	5.15	7.69	7.46	0.50	0.23	0.50	0.31	0.28	1.99	1.58	0.44
Al ₂ O ₃	3.34	3.61	4.49	2.34	2.91	2.34	2.31	2.08	21.26	26.07	21.03
Fe ₂ O ₃	12.17	19.14	17.75	1.55	0.19	1.55	1.09	1.35	5.20	4.94	4.07
FeO	8.18	14.63	8.87	0.64	0.83	0.64	0.61	0.52	3.71	2.89	2.15
MnO	0.17	0.21	0.28	0.32	0.29	0.32	0.30	0.29	0.14	0.14	0.07
MgO	12.04	10.72	6.22	0.99	1.56	0.99	0.50	0.81	2.54	1.99	0.24
CaO	17.51	12.98	15.18	45.67	45.58	45.67	44.40	43.68	9.88	4.98	2.19
Na ₂ O	0.41	0.27	0.98	0.68	1.38	0.68	1.19	1.07	8.99	10.31	9.72
K ₂ O	0.08	0.04	0.30	0.15	0.14	0.15	0.33	0.23	2.87	3.37	1.43
P_2O_5	0.19	0.02	1.71	2.37	0.93	2.37	1.30	2.00	0.60	0.13	0.06
H_2O^-	-	-	0.12	0.15	0.31	0.15	0.04	0.09	0.24	0.44	0.14
П.п.п.	1.10	1.71	1.75	34.96	37.98	34.96	35.13	34.03	5.40	2.94	3.58
Сумма	99.84	99.67	100.27	99.65	99.85	99.65	99.83	99.67	99.47	99.76	99.51
Fe/											
(Mg+Fe)	47.5	62.5	69.1	52.8	26.4	52.8	61.1	54.5	65.0	67.5	93.1
ат.%											

Химический состав пород Кокшаровского массива (мас. %)

Примечание. 1 – среднезернистый магнетитовый пироксенит, обр. К-15-1; 2 – крупнозернистый магнетитовый пироксенит, обр. К-14; 3 – среднезернистый сфен-роговообманковый пироксенит (авезакит) с апатитом и магнетитовм, обр. К-13; 4-7 – мелко- среднезернистые альбит-апатитовые карбонатиты, обр. Ц-290/12A, Ц-290/14A, Ц-290/15A, Ц-290/16A; 8 – крупнозернистый ийолит-мельтейгит, обр. КШ-11; 9 – среднезернистый ийолит, обр. К-4; 10 – эгиринавгит-гастингситовый нефелиновый сиенит, обр. К-17. Прочерк – содержание ниже 0.04 мас. %. Анализы выполнены в лаборатории аналитической химии ДВГИ ДВО РАН, г.Владивосток, 2004 г. Аналитик Л.В. Недашковская.

0,15 ppm) и U (0,09-0,17 ppm), характерные для всех пород Кокшаровского массива и сконцентрированные, главным образом, в сфене (49,3 ppm Th и 6,74 ppm U, табл. 2).

Сфен-роговообманковые пироксениты (авезакиты) обладают повышенными, по сравнению с магнетитовыми пироксенитами, содержаниями (ppm) таких индикаторных элементов, как Sr - 436, Nb - 189, а также Th - 7,44 и U – 1,17, что указывает на их родственную связь с карбонатитами. В тоже время, в отличие от рудных пироксенитов, высокое содержание Zr - 448 и Rb – 5,8 объединяет их с ийолитами и сиенитами.

М.Г. Руб и В.В. Левицкий [8] отмечали также наличие примеси элементов группы железа в щелочных породах Кокшаровского массива. Действительно, как видно из табл. 2, в нефелиновых сиенитах установлены Сг и Ni, составляющие 21,5 и 20 ppm, а в ийолит-мельтейгитах и ийолитах обнаружен Со в количестве 2,12-12,19 ppm. Одновременно выявлены кларко-

Таблица 2

_				- I		- I /		·· I· ·			(FF)	
Эле- менты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Cr	1022	15	2.5	-	-	-	-	<1.5	<1.5	<1.5	21.50	6.8
Со	61	102	48	6.8	7.2	6.1	9.3	17.46	12.19	2.12	1.7	26
Ni	98	109	3.0	10	9.0	8.0	10	<2	<2	<2	20	6
V	707	570	701	99	7.6	23	26	268	197	189	74	440
Sc	61	56	25	3.3	3.2	3.0	0.8	7.8	4.1	1.5	28	23
Cu	164	116	53	13	12	15	14	40	32	8.9	3.0	179
Pb	1.2	2.1	1.4	8.9	7.9	6.8	15	0.4	0.5	5.6	4.6	2.9
Sn	2.9	3.5	6.5	1.7	0.5	1.1	1.1	2.4	2.0	1.6	2.3	18
Zn	149	239	214	24	6	11	17	72	63	48	50	397
Sr	108	114	436	5863	5268	8893	9149	1752	781	1590	1392	537
Zr	87	73	448	-	-	-	-	162	152	225	198	1569
Hf	3.88	3.36	16.7	-	-	-	-	4.55	3.77	-	4.65	62
Nb	3.0	8.3	189	-	-	-	-	97	77	9.4	21	973
Та	0.47	0.80	19.7	0.30	0.11	0.11	0.10	4.51	3.60	0.47	0.62	128
Mo	0.7	0.3	0.9	0.2	< 0.3	0.3	< 0.3	8.0	4.0	< 0.3	0.6	1.04
Ga	12	17	19	8.7	7.0	6.9	7.3	18	19	21	24	24
W	4.8	0.2	0.3	0.1	0.1	0.2	< 0.02	2.2	1.5	< 0.02	4.6	0.3
Th	0.13	0.15	7.44	2.18	0.78	0.87	1.07	1.03	0.93	0.45	3.20	49.3
U	0.17	0.09	1.17	0.31	0.18	0.20	0.23	0.16	0.16	1.44	0.93	6.74
Y	12	7.8	76	104	80	81	96	28	16	0.6	4.2	12
Li	0.9	2.9	5.2	4.2	1.8	3.4	3.0	5.9	20	5.1	36	0.13
Rb	1.3	1.6	5.8	4.3	2.3	4.9	4.4	20	24	15	71	1.5
Cs	0.02	0.02	0.32	0.22	0.05	0.07	0.37	0.05	0.14	1.74	0.42	0.06
Ba	32	27	136	609	543	539	636	108	169	1840	1928	13
Be	0.4	0.3	1.6	0.5	0.20	0.4	0.4	1.0	1.4	3.3	2.6	0.19
Ba/Rb	23.5	16.9	23.6	140.0	237.3	109.9	144.5	5.4	7.2	120.3	27.2	8.6

Содержание элементов-п	римесей в породах	Кокшаровского массива	(ppm)
· · 1		1	A E E C

Примечание. 1-10 по табл. 1; 11 – луяврит из дайки, обр. – Ц-458/2; 12 – сфен из протолочки магнетитовых пироксенитов, обр. – Ц-435А. Прочерк – нет данных. ICP MS-анализ выполнен в Институте геохимии СО РАН, г.Иркутск, 2004 г. Аналитики М.Е. Маркова, Т.А. Ясныгина, Ю.М. Малых.

вые и более низкие содержания (ppm) Li – 5,1-36, Rb – 15-71 и Be – 2,6-3,3.

Выяснилось также, что кокшаровские ийолит-мельтейгиты и ийолиты отличаются от нефелиновых сиенитов (при содержании Sr в пределах 780-1752 ppm), существенно более высокой (в 5-10 раз) насыщенностью Co, Nb, Ta и Mo при пониженной концентрации Pb (на порядок), Zr (в 1,5 раза) и Ba (на порядок). При этом более высокое содержание циркония в нефелиновых сиенитах согласуется с присутствием в них эвдиалита, а концентраторами бария являются нефелин (0,4-0,6 % Ba), слагающий до 40 % породы, и эвдиалит, содержащий 1-3 % Ba [8]. Эти две группы пород также очень заметно различаются по общей насыщенности редкоземельными элементами, которых в нефелиновых сиенитах оказалось гораздо меньше (10,5-48,62 ppm).

лементы	1	2	3	4	S	9	7	8	6	10	11	12
La	4.36	4.82	124	405	447	374	360	85	25.7	2.53	13.0	467
Ce	15.1	14.0	295	700	758	661	631	163	63	4.47	21.7	1364
Pr	2.81	2.32	42.5	74	66	64	62	19.2	8.35	0.51	2.18	193
PN	14.2	11.1	180	274	238	231	222	69	32.4	1.87	6.69	827
Sm	4.03	2.76	35.8	38.7	32.4	30.9	37.1	11.6	6.12	0.28	1.13	170
Eu	1.07	0.79	9.52	11.2	9.45	8.78	8.39	3.38	1.78	0.36	0.53	44.3
Gd	3.15	2.25	28.1	33.4	28.0	26.0	29.4	9.20	4.73	0.21	0.95	129
Tb	0.43	0.30	3.51	4.01	3.34	3.23	3.64	1.15	0.64	0.027	0.13	15.9
Dy	2.07	1.46	18.4	22.8	17.7	18.8	20.5	6.00	3.13	0.15	0.71	76
Ho	0.38	0.26	3.18	4.00	3.25	3.24	3.78	1.06	0.59	0.031	0.16	12.2
Er	0.76	0.59	7.55	9.75	7.78	7.71	8.45	2.38	1.40	0.069	0.49	25.4
Tm	0.11	0.08	0.91	1.40	1.13	1.12	1.21	0.31	0.18	0.01	0.09	2.69
γb	0.56	0.37	5.03	7.53	5.85	5.87	5.62	1.83	1.05	0.055	0.71	12.3
Lu	0.11	0.05	0.63	1.00	0.87	0.82	0.99	0.22	0.14	0.003	0.15	1.27
Σ TR	49.14	41.15	754.13	1586.79	1618.77	1436.38	1394.08	373.33	149.21	10.575	48.62	3340.06
La/Yb) _N	5.2	8.7	16.4	35.8	51.0	42.5	42.8	31.1	16.3	30.7	12.3	25

•

Кокшаровские существенно кальцитовые (0,50-1,56 MgO мас. %) карбонатиты характеризуются стабильным составом редких элементов в связи с наличием в них одних и тех же примесных минералов (калишпата, апатита, альбита и сфена). В этом отношении они оказались близки к карбонатитам Жидойского массива [6], который в петрографическом отношении в целом (включая перовскитовые пироксениты), подобен Кокшаровского массива карбонатиты Кокшаровскому. Среди пород выделяются максимальными содержаниями Sr (0,5-0,9 мас. %), а также Y – 80-104 ppm, Pb – 6,8-89 ppm и Ba/Rb отношения (110-237) по сравнению с рудными пироксенитами, ийолитами и сиенитами (Y – 0,6-28 ppm, Rb – 0,4-5,6 ppm, Ba/Rb = 17 – 120). Карбонатиты Кокшаровского и Жидойского массивов содержат также одинаковые концентрации свинца, меди, элементов группы железа, совпадают по уровню содержаний Sr (7700 и 7292 ppm соответственно), но содержат в 2 раза меньше Ва (582 ррт) и менее насыщены РЗЭ (1509 ppm). В целом, по уровню содержания Sr, Ва и сумме РЗЭ кокшаровские карбонатиты, как и жидойские, попадают в группу магматических карбонатитов [11].

Кокшаровского Породы массива характеризуются стабильным преобладанием легких РЗЭ над тяжелыми (табл. 3), что вообще характерно для щелочных пород. Минимальные содержания РЗЭ установлены в рудных пироксенитах (41,15-49,14 ppm) и нефелиновых сиенитах (10,57-48,61 ppm), так же невысоким оказалось в них и (La/Yb)_N отношение, равное 5,2-8,7 и соответственно. Для рудных пироксенитов 12.3-30.7 это позволяет предполагать кумулятивную природу, а нефелиновые сиениты могут представлять собой дериваты поздней стадии дифференциации, прогрессивно деплетированные РЗЭ.

Значительно более высокий уровень содержания РЗЭ (754,12 ppm) в апатитсодержащих сфен-роговообманковых пироксенитах (авезакитах) обусловлен присутствием в них до 15 % зерен сфена, содержащего 397 ppm La и 1195 ppm Ce (табл. 3), что привело к увеличению содержания этих элементов в породе по сравнению с рудными пироксенитами в 20 раз. В результате кривая распределения РЗЭ авезакитов в области легких лантаноидов достигла уровня концентраций в карбонатитах и ийолитмельтейгитах (рис. 1), а (La/Yb)_N возросло до 16, как в ийолитах.

Стабильность минерального состава изученных образцов карбонатитов отражается и в постоянстве содержаний РЗЭ (табл. 3). Карбонатиты Кокшаровского массива содержат РЗЭ в количестве 1394-1618 ppm, т.е. в 30-40 раз больше, чем в рудных пироксенитах или нефелиновых сиенитах, но только в 3-10 раз больше, чем в сфен-роговообманковых пироксенитах, ийолитах и ийолит-мельтейгитах. Для карбонатитов также характерно максимальное среди пород Кокшаровского массива обогащение легкими РЗЭ



относительно тяжелых – (La/Yb)_N = 36,8 – 51, при этом количество La превышает его концентрацию в хондритах в 1500-1800 раз.

Порядковые номера соответствуют табл. 3.

Линия нормированного распределения РЗЭ кокшаровских карбонатитов занимает промежуточное положение между пироксенит-карбонатитовыми массивами Ингили и Арбарастах Алданской провинции [23] (рис. 1). По содержанию лантаноидов альбит-апатитовые карбонатиты Кокшаровского массива (табл. 3) идентичны Жидойским карбонатитам как в части легких РЗЭ (соответственно La 360-447 и 419 ppm, Ce 609-758 и 804 ppm), так и по содержаниям Yb (5,75-7,53 и 6,05 ppm) и Lu (0,82-1,13 и 0,99 ppm).

Редкоземельная геохимия и генезис кокшаровских карбонатитов

Как видно на рис. 1, все четыре пробы карбонатитов Кокшаровского массива, по сравнению с остальными его породами, характеризуются одними из наиболее высоких содержаний РЗЭ и оказались близко соответствующими что согласуется с небольшими размерами друг ИХ тела и другу, свидетельствует о практически полной неизменённости пород ЭТИХ вторичными низкотемпературными процессами. По насыщенности РЗЭ им близко соответствуют авезакиты – сфенсодержащие роговообманковотитанавгитовые пироксениты, вмещающие карбонатитовое тело. Отличаются карбонатиты от авезакитов только большей насыщенностью лантаном и церием, а в остальном (начиная с Pr и Nd) полностью соответствуют им по насыщенности промежуточными и тяжелыми лантаноидами. В этом карбонатитам несколько уступают ийолит-мельтейгиты отношении И ийолиты, которые однако еще менее насыщены лантаном и церием, чем авезакиты. И, наконец, предельно низкими содержаниями лантаноидов, по сравнению с карбонатитами, отличаются пироксениты, а также сиениты, близкие по насыщенности легкими, промежуточными и тяжелыми РЗЭ к пироксенитам, но характеризующиеся наличием европиевого максимума при кокшаровских обогащенностью сходной всех пород для легкими лантаноидами по сравнению с промежуточными и тяжелыми.

Проведенный анализ распределения РЗЭ в образованиях Кокшаровского массива, показавший наличие всех переходных разностей по насыщенности лантаноидами между лейкократовыми и меланократовыми породами, позволяет заключить, что практически все они, начиная от карбонатитов с авезакитами и кончая ийолит-мельтейгитами и пироксенитами, могут представлять собой результат жидкостного магматического расслоения исходного расплава В местах массива. Из становления ЭТОГО же родоначального расплава ликвации, осложненной В результате кристаллизационной дифференциацией, осуществлявшейся в глубинной промежуточной камере, сформировались, по-видимому, и многочисленные жильные тела щелочных пород, начиная от фойяитов, миаскитов, луявритов и кончая щелочными и нефелиновыми сиенитами. Свидетельства в пользу эндогенной природы кокшаровских карбонатитов были впервые получены Н.В. Владыкиным в 1997 г. [2] на основе информации по изотопии кислорода, углерода, неодима и стронция. Не противоречат им и наши новые данные о соотношении в них изотопов кислорода и углерода. Как видно на рис. 2, большинство фигуративных точек, отвечающих кокшаровским карбонатитам, разместились в области полей первичных изверженных карбонатитов по [21], интрузивных и субвулканических карбонатитов по [19], а также в пределах либо в непосредственной близости от поля ювенильных карбонатитов массива Ока по [20]. При этом, судя по

отношению изотопов неодима и стронция в карбонатитах Кокшаровского массива, можно говорить о происхождении продуцировавших их расплавов в



●1 o2 **x**3 ■4 **□**5 ∷6 ⊅7

Рис. 2. Соотношение изотопов углерода и кислорода в карбонатитах Кокшаровского массива.

1-2 – Кокшаровский массив (1 – по табл. 4, 2 – по [2]); 3 – Арбарастахский и 4 – Ингилийский массивы по [2, 17]; 5 – мантийный квадрат с линиями трендов дифференциации карбонатитов по [20]; 6 – область первичных изверженных карбонатитов по [21]; 7 – поле интрузивных и субвулканических карбонатитов по [19].

Таблица 4.

Изотопный состав углерода и кислорода в карбонатитах Кокшаровского массива (‰)

Порода	1	2	3	4	5
δ ¹³ C pdb	-5.2	-5.1	-5.1	-5.1	-4.9
δ ¹⁸ O smow	10.2	9.0	10.7	11.3	10.0

Примечание. 1 – обр. К-22, 2 – обр. Ц-290/12А, 3 – обр. Ц-290/14А, 4 – обр. Ц-290/15А, 5 – обр. Ц-290/16А. Анализ выполнен на масс-спектрометре Finnigan Mat-252 в лаборатории стабильных изотопов ДВГИ ДВО РАН, г. Владивосток, 2004 г. Аналитик Т.А. Веливецкая.

результате плавления деплетированной мантии, аналогично карбонатитам Арбарастахского, Ингилийского, Горноозерского, Жидойского и Гулинского щелочно-ультраосновных массивов[2, 17].

Заключение

Проведенное нами петрографо-геохимическое изучение карбонатитов и ассоциирующих с ними ультраосновных-щелочных пород, слагающих Кокшаровский массив, позволило на основании новых данных обосновать магматический генезис карбонатитов и высказать предположения об образования. Подтверждено условиях мнение предыдущих ИХ исследователей о том, что Кокшаровский массив сложен магматическими образованиями нескольких интрузивных фаз – производных единого магматического очага, варьирующих от титанавгитовых пироксенитов первой интрузивной фазы до жильных и дайковых щелочных пород второй фазы Взаимоотношения карбонатитов с ассоциирующими породами изучены также отнесены к магматическим образованиям, хуже, но они что подтверждается уровнем содержания в них Sr, Ba и РЗЭ. Судя по карбонатитов Кокшаровского для распределению РЗЭ, массива, по сравнению с пироксенитами и сиенитами, характерно максимальное обогащение легкими РЗЭ относительно тяжелых. По насыщенности РЗЭ они занимают промежуточное положение между карбонатитами Ингилийского и Арбарастахского щелочно-ультраосновных массивов Алданской провинции [23] и близки к карбонатитам Жидойского массива [6].

Характер распределения РЗЭ в породах Кокшаровского массива не противоречит возможности образования карбонатитов в результате ликвации в магматической камере на заключительных этапах дифференциации исходного расплава. На образование кокшаровских карбонатитов из расплавов в эндогенных условиях указывают также полученные нами новые данные по соотношению изотопов углерода и кислорода, а также более ранняя информация о соотношениях в них изотопов неодима и стронция [2], свидетельствующая о глубинном происхождении подобных расплавов в результате плавления деплетированной мантии. Аналогичные условия образования установлены для карбонатитов щелочно-ультраосновных массивов Алданской и Маймеча-Котуйской провинций.

Литература

- 1. Беляевский Н.А., Громов Ю.Я., Елисеева В.К., Путинцев В.К. Геология Приморского края. Объяснительная записка к геологической карте Приморского края масштаба 1:500000. М.: Госгеолтехиздат, 1955. 340 с.
- 2. Владыкин Н.В. Петрология и рудоносность К-щелочных комплексов Монголо-Охотского ареала магматизма. Диссертация на соискание... доктора геол.-минер. наук в виде научного доклада. Иркутск, 1997. 80 с.
- 3. Главнейшие провинции и формации щелочных пород. Отв. ред. Бородин Л.С. М.: Наука, 1974. 376 с.
- 4. Залищак Б.Л. Кокшаровский массив ультраосновных и щелочных пород (Южное Приморье). М.: Наука, 1969. 115 с.
- 5. Когарко Л.Н. Роль сульфидно-карбонатно-силикатной и карбонатно-силикатной ликвации в генезисе Са-карбонатитов // Глубинный магматизм, магматические источники и проблема плюмов. Тр. II Международного семинара. Иркутск-Владивосток, 2002. С. 43-53.

- 6. Конев А.А. Жидойский щелочно-ультраосновной плутон. М.: Наука, 1970. 84 с.
- 7. Октябрьский А.Т., Пискунов Ф.А., Бурьянова И.З. Щелочные породы Кокшаровского массива // Информационный сборник № 1. Приморское геологическое управление. Владивосток, 1960. С. 49-60.
- 8. **Руб М.Г., Левицкий В.В.** Петрогеохимические особенности Кокшаровского массива ультраосновных и щелочных пород и сопровождающих их постмагматических образований // Тр. ИГЕМ АН СССР, 1962. Вып. 76. С. 99-124.
- 9. Руб М.Г., Руб А.К., Чистякова Н.И., Руб И.А., Кривощеков Н.Н. Ультраосновные щелочные породы Кокшаровского массива (Приморье) как потенциальный источник титана // Тихоокеанская геология, 1995. Т. 14. № 5. С. 21-36.
- 10. Саматова Л.А., Голозубов В.В., Ничипуренко В.И., Ничипуренко О.П. Новые данные о рудоносности Кокшаровского массива ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов (Приморский край) // Фосфаты востока Азии и прилегающих морей. Владивосток, 1984. С. 54-60.
- 11. Самойлов В.С. Геохимия карбонатитов. М.: Наука, 1984. 189 с.
- 12. Соколов С.В. Об условиях образования нефелин-пироксеновых пород ультраосновных щелочных комплексов // Советская геология, 1990. № 7. С. 80-90.
- 13. Соколов С.В. Щелочно-карбонатитовые комплексы и условия образования карбонатитов // Геохимия, 1993. № 11. С. 1569-1578.
- 14. Шашкин В.М., Столяренко В.В., Ботова М.М. Платинометальная минерализация Кокшаровского щелочно-ультраосновного массива // Докл. АН СССР, 1991. Т.14. №5. С. 710-714.
- 15. Шейнманн Ю.М. Закономерности размещения провинций ультраосновныхщелочных пород // Геологическое строение и минералого-геохимические особенности редкометальных карбонатитов. М.: Госгеолтехиздат, 1962. С. 5-9.
- 16. Щека С.А., Вржосек А.А., Гребенников А.В., Савада И. Еще раз о ликвации природных силикатных расплавов // Геодинамика и металлогения. Владивосток, Дальнаука, 1999. С. 81-92.
- 17. Vladykin N.V. The Aldan Province of K-alkaline rocks and carbonatites: problems of magmatism, genesis and deep sources // Alkaline magmatism and the problems of mantle sources. Irkutsk, 2001. P. 16-40.
- 18. **Dalton J.A., Wood B. J.** The compositions of primary carbonate melts and their evolution though wall rock reaction in the mantle // Earth Planet. Sci. Lett., 1993. V. 119. P. 511-525.
- 19. **Deines P., Gold D.P.** The isotopic composition of carbonatite and kimberlite carbonates and their bearing on the isotopic composition of deep seated carbon // Geochim. Cosmochim. acta, 1973. V. 37. P. 1709-1733.
- 20. Javoy M., Pineau F., Delorme H. Carbon and nitrogen isotopes in the mantle // Chem. Geol., 1986. V. 57. P.41-62.
- 21. Keith M.L., Weber J.N. Carbon and oxygen isotopic composition of selected limestones and fossils // Geochim. et cosmochim. acta, 1964. V. 28. P. 1787-1816.
- 22. **Kjarsgaard B.A., Peterson T.D.** Nephelinite-carbonatite liquid immiscibility at Shombole Volcano, East Africa // Miner. and Petrol., 1991. V. 43. P. 293-314.
- 23. Morikiyo T., Miyazaki T., Kagami H., Vladykin N.B., Chernysheva E.V., Panina L.I., Podgornych N.M. Sr, Nd, C and O isotope characteristics of Siberian carbonatites // Alkaline magmatism and the problems of mantle sources. Irkutsk, 2001. P. 69-84.
- 24. Shcheka S. A., Vrzhosek A.A., Vysotskiy S.V. Yurassic meymechite-picrite complexes of Primorye, Russia: comparative study with komatiite and Japanese picrite suites // Plumes and problems of deep sources of alkaline magmatism. Khabarovsk, 2003. P. 184-200.

УДК 552.2

Геохимические неоднородности мантийных источников кайнозойских базальтов Монголии

Геншафт Ю.С., Грачев А.Ф., Салтыковский А.Я.

Объединенный институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия

Приведены новые геохимические данные по содержанию РЗЭ и малых элементов в базальтах из различных ареалов кайнозойского вулканизма Монголии, свидетельствующие как о возможной первичной геохимической неоднородности мантийных плюмов, так и о возможных различных процессах взаимодействия плюма с подкоровой частью монгольской литосферы.

Введение

Кайнозойским базальтам Монголии посвящено большое число статей и монографий, обзор которых можно найти в [1]. Интерес к этому региону вызван тем, что базальты изливались в различных тектонических структурах – от Байкальской рифтовой зоны на севере до разновозрастных складчатых сооружений на юге, они являются частью обширных проявлений кайнозойского базальтового вулканизма в Центральной и Восточной Азии. общепринятой номенклатуре базальты По эти относятся к щелочнобазальтовому типу калиевой И натровой специализации. Раннекайнозойский вулканизм эоценового и палеоценового возраста локализовался в Заалтайской Гоби, Мандал-Гобийском и Ундэр-Шильском ареалах, возобновился в олигоцене (Долина Озер) и получил наибольшее распространение в миоцене-плиоцене в большинстве известных ареалах. В четвертичное время произошло существенное сокращение площади вулканизма и голоценовые проявления известны в Тарятской впадине, в верховьях рек Орхон, Байдариг (Центральный и Южный Хангай), на плато Дариганга. Калиевые базальтоиды (K₂O/Na₂O ≥ 1) известны в Угейнурском и Тарятском ареалах, а породы с наименьшим значением K₂O/Na₂O - на плато Дариганга. В большинстве ареалов вулканиты содержат разнообразные по минеральному составу включения глубинных пород и мегакристаллов [2]. Ксенолиты ультрамафитов гранатовой фации глубинности известны в базальтах Тарятской впадины и Дариганги. На основании различий в содержаниях петрогенных и рассеянных элементов были сделаны выводы о разном составе и условиях плавления мантийных источников под Хангаем и Даригангой [3, 4].

Недавно авторами было обосновано влияние мантийного плюма на выплавление базальтовых магм в Центральной Монголии [5]. В совокупности с данными по изотопии гелия в породах Хамар-Дабана [6], свидетельствующими об участии мантийных плюмов в генерации базальтовых магм этих ареалов Байкало-Монгольского региона, встает вопрос о масштабах возможного влияния мантийного плюма (плюмов?) на состав и условия выплавления магм в других ареалах Монголии. В более общем плане рассмотрение всех известных геолого-геохимических данных ставит вопрос о пространственной и временной гетерогенности глубинных источников кайнозойского базальтового магматизма в Монголии (и, вероятно, в других азиатских провинциях). Помимо изотопных данных решение этой проблемы возможно на основе рассмотрения различных геохимических характеристик образцов.

Результаты геохимических исследований

Нами были получены новые данные по содержаниям редких и рассеянных элементов в 63 образцах базальтов из 12 ареалов Монголии, от Прихубсугулья на севере до Гобийских на юге и юго-востоке (Дариганга). Определение малых и редкоземельных элементов выполнено в лаборатории ядерно-физических методов Опытно-методической экспедиции ГГП "Севзапгеология" инструментальным нейтронно-активационным анализом (ИНАА) и рентгено-флюорисцентным анализом (РФА).

Для изучения вариаций распределения РЗЭ в базальтах Монголии в зависимости от их возраста и положения в пространстве мы использовали кластерный и факторный анализ. Оба метода показали разделение базальтов по возрасту на две группы (наиболее четко это видно по главным факторам): в первую группу попали палеоцен-эоценовые базальты Мандал-Гобийского и Ундэр-Шильского ареалов (К-Аг датировки дают цифры в интервале 59-43 млн. лет), а вторая группа, в которую попадают все оставшиеся ареалы, имеет неоген-четвертичный возраст.

Распределение РЗЭ, нормированных к хондриту, показывает, что наиболее обогащены легкими лантаноидами относительно тяжелых элементов плиоцен-четвертичные базальты Тарят-Чулутуинского ареала и Наименее контрастна картина распределения РЗЭ Дариганги. в раннекайнозойских базальтах южных ареалов Монголии (рис. 1). Геохимическая близость базальтов Тарят-Чулутуинского ареала и Дариганги прослеживается на различных диаграммах, например, La/Sm – La/Ta, Sc – Zr, Th/Tb – Th/Ta. Последняя диаграмма иллюстрирует различия в глубинных источниках магм разных ареалов (рис. 2). Было показано, что увеличение отношения Th/Tb при данном значении Th/Ta указывает на уменьшение величины є Nd, что означает обогащенность мантийного источника [7]. На рис. 2 видно, что точки отдельных ареалов образуют некоторые поля или ложатся на линейные тренды. Базальты Тарят-Чулутуинского ареала и Дариганги ближе всего отвечают условиям генерации из наиболее обогащенных источников. В то же время очевидны различия в степени обогащенности источников магм различных ареалов Монголии.

В [8], были отмечены некоторые петро- геохимические признаки базаль-



Рис. 1. Нормированное к примитивной мантии содержание РЗЭ в базальтах Монголии. Обозначения см. на рис. 2.



Рис. 2. Соотношение Th/Tb – Th/Ta для базальтов Монголии.

Прямые линии – возможные тренды частичного плавления различных источников.

тов, образованных под влиянием мантийных плюмов. К ним, в частности, относятся высокие содержания Mg (присутствие пикритов), обогащенность пород Fe, Ti, феннеровский тренд дифференциации. Базальты Тарят-Чулутуинского ареала и Дариганги, действительно, характеризуются повышенными содержаниями указанных элементов, но только для базальтов Дариганги устанавливается отчетливый феннеровский тренд дифференциации, отмеченный ранее [3] и подтвержденный данными настоящих исследований.

Ряд диаграмм позволяют оценить условия плавления в мантийном источнике. Соотношения Zr/Nb, La/Sm, (Ce/Sm)N, La/Yb, Sm/Nd, Lu/Hf определяют степень плавления, а Tb/Yb, Ce/Y, Sm/Nb, (Yb/Sm)N количество реститового граната и соотношение ультраосновных пород гранатовой и шпинелевой фаций глубинности в магматическом источнике. указанными геохимическими Рассмотрение диаграмм с трассерами показывает, что исходные магмы В различных ареалах Монголии образовались преимущественно при гранат-шпинелевого плавлении лерцолита (степень плавления не превышает 5%), содержащего, ПОвидимому, не более 15% граната. На диаграмме Sm/Nd – Lu/Hf составы изученных образцов попадают в поля, расположенные между полями магм с остаточными шпинелью и гранатом (рис. 3).

На разных геохимических диаграммах (Sm/Yb-La/Sm, La/Nb-Zr/Nb, Th/Ta-La/Ta) точки составов монгольских базальтов попадают в поля между характерными мантийных значениями. для таких резервуаров, как деплетированная мантия (DM, MORB), в разной степени обогащенная мантия (EM, PM, HIMU), источник щелочных базальтов океанических островов (OIB), предполагаемая рециклированная литосфера (REC) источник, близкий по изотопно-геохимическим параметрам к HIMU И другим источникам обогащенного типа. Примером таких диаграмм служит рис. 4, где в координатах Nb/Th – Zr/Nb показаны положения различных мантийных резервуаров, а также положение исландских и гавайских вулканитов, сформированных под влиянием мантийных плюмов. Данная диаграмма отчетливо показывает геохимическую гетерогенность плюмов. Ранее отмечались основные причины гетерогенности магм, образованных под воздействием плюмов: вещественная гетерогенность самих плюмов, контаминация плюмов веществом литосферы, смешение магм из различных источников [8, 9]. На рис.4 видно разное положение базальтов из различных ареалов. Монголии. К резервуару REC наиболее близки базальты Дариганги и Тарят-Чулутуинского ареала, тогда как породы Орхон-Селенгинского и Орхонского ареалов расположены ближе к источнику типа ЕМ.

Геохимические индикаторы типа La/Ta, Ta/Th, Nb/La и др. позволяют придти к заключению, что монгольские магмы практически не испытали контаминацию коровым веществом.

В работе [10] обосновывается выплавление кайнозойских базальтов



Рис.3. Положение базальтов Монголии на диаграмме Sm/Nd – Lu/Hf.

Линия Sp и поле Gar отвечают условиям плавления с реститовыми шпинелью и гранатом, соответственно.



Рис.4. Положение базальтов Монголии на диаграмме Nb/Th – Zr/Nb.

Показаны положения гавайских и исландских базальтов, мантийных источников типа EM, DM, DEP, REC, HIMU.

Монголии из гетерогенной по изотопным и геохимическим меткам мантии на глубинах существования амфиболизированного гранатового перидотита. Однако, в отличие от выводов, сделанных авторами [10] относительно отчетливой геохимической однотипности древних (~33 млн лет) и относительно молодых (< 6 млн лет) базальтов Монголии, нами показаны заметные латеральные и возрастные отличия в геохимии этих магматических пород, указывающие на аналогичные различия в глубинных источниках магм. Следует отметить, что около 20 лет тому назад авторами было кайнозойский Монголии магматизм в обусловлен показано, что взаимодействием астеносферы с поднимающимися снизу потоками «аномальной» мантии (в современном понимании плюмом), воздействующими на всю литосферу региона [рис. 4, 3]. Авторы [3] писали, что «термин «аномальная мантия» должен быть отнесен к областям мантийного диапиризма как восходящего потока вещества». Данные настоящего исследования подтверждают ранее сделанные выводы глубинной гетерогенености мантийных источников магм в различных вулканических ареалах в силу достаточно быстрых изменений химического и минерального состава мантийного субстрата в магматогенных структурах [3].

Учитывая приведенные данные, можно полагать, что магматическая активность Монголии в кайнозое в различных ареалах развивалась в значительной мере под действием мантийных плюмов или отдельных выступов-протуберанцов одного обширного центрально-азиатского плюма. При наличии ограниченных данных по изотопии He (³He/⁴He) и надежных результатов исследования недр методом сейсмической томографии на территории Монголии в настоящее время трудно найти убедительные геохимические критерии плюмовой природы мантийных магм. Ha геохимической диаграмме Zr/Y – Nb/Y [11] (рис. 5) практически все изученные образцы из всех ареалов Монголии попадают в поле базальтов, сформированных при воздействии плюма, вблизи источников щелочных магм океанических островов. Так как на различных геохимических диаграммах вулканические ареалы региона занимают различное положение (обычно с некоторым перекрытием полей), то можно полагать, что это обусловлено как первичной геохимической неоднородностью плюмов, так и различными процессами взаимодействия плюма с подкоровой частью монгольской литосферы. Интересно отметить, что на геохимических диаграммах точки составов монгольских базальтов чаще группируются около предполагаемого плюмового источника базальтов Дарфур (Северная Африка), а иногда и вблизи источника пикритов Лоихи (Гавайи) вулканические области, для которых установлены самые высокие значения 3 He/ 4 He.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ 03-05-64077, Программы 5 «Взаимодействие мантийного плюма с литосферой» и программы «Ведущие научные школы» ОНЗ.



Рис.5. Диаграмма Nb/Y – Zr/Y для кайнозойских базальтов Монголии.

Линия, разделяющая базальты плюмового происхождения от базальтов других источников дана на основе параметра Δ Nb по [11]. Пунктиром показано поле составов базальтов океанических плато Онтонг Джава, Кергелен, поднятия Шатского, Исландии, по [11]. Остальные обозначения см. текст.

Литература

- 1. Геншафт Ю.С., Салтыковский А.Я. Российский журнал наук о Земле. 2000. Т. 2, № 2. С. 153-183.
- 2. Геншафт Ю.С., Салтыковский А.Я. Каталог включений глубинных пород и минералов в базальтах Монголии. М.: Наука, 1990. 72 с.
- 3. Салтыковский А.Я., Геншафт Ю.С. Геодинамика кайнозойского вулканизма юговостока Монголии. М.: Наука, 1985. 135 с.
- 4. Кононова В.А., Первов В.А., Дрынкин В.И., Кержин А.Л., Андреева Е.Д. Геохимия. 1987. № 10. С. 32-46.
- 5. Грачев А.Ф., Геншафт Ю.С., Каменский И.Л., Салтыковский А.Я. ДАН РАН. 2003. Т. 393, № 5. С. 669-672.
- 6. **Грачев А.Ф.** Физика Земли. 1999. № 9. С. 3-27.
- 7. Petrini R., Joron J.L., Ottonello G., Bonatti E., Seyler M. Tectonophysics. 1988. V. 150. P. 229-248.
- 8. **Грачев А.Ф.** Петрология. 2003. Т. 11, № 6. С. 618-654.
- 9. **Hoffman A.W.** Nature. 1997. V.385. № 6613. P.219-228.
- 10. Barry T.L., Saunders A.D., Kempton P.D., Windley B.F., Pringle M.S., Dorjnamjaa D., Saandar S. J.Petrol. 2003. V.44, № 1. p. 55-91
- 11. Condie K.C., Frey B.A., Kerrich R. Lithos. 2002. V. 64, № 1-2. P. 49-62.

Геохимия океанических базальтов Курайской аккреционной призмы (Горный Алтай)

Сафонова И.Ю., Буслов М.М.

¹ ОИГГиМ СО РАН, Новосибирск, Россия ² Институт геохимии СО РАН, Иркутск, Россия ³ ЦНИГРИ, АЛРОСА, Мирный, Россия

В Курайском аккреционном клине выделено два типа базальтов поздневендско-раннекембрийского возраста: обогащенные Ti базальты океанического плато и/или острова и базальты схожие с MORB со средним содержанием TiO₂. Базальты океанического плато характеризуются плоскими кривыми распределения редкоземельных элементов (РЗЭ) с небольшими вариациями легких РЗЭ (La/Sm_N =0,67-1,3, Gd/Yb_N = 0,95-1,39). Относительно средних РЗЭ имеются небольшие отрицательные аномалии по Zr и Hf. Базальты типа MORB (среднетитанистые) слегка истощенны легкими РЗЭ и характеризуются плоскими участками тяжелых РЗЭ (La/Sm_N =0.6-0.8, Gd/Yb_N = 0,7-1,0), а также Nb-Ta минимумами (Nb/La_N =0,3-0,7, La/Ta_N= 1,7-2,3). Базальты океанического плато/острова обнаруживают небольшое истощение железом по отношению к среднетитанистым базальтам (Fe₂O₃ = 11-13 vs. 11-16 масс.%). В них Мg# варьирует от 36 до 53 при относительно узком разбросе содержаний SiO₂ (48-52 масс.%). Fe, Ti, Zr и все РЗЭ неравномерно возрастают с ростом Mg#. По составу базальты близки к меловым океаническим платобазальтам, как, например, бассейна Науру. Характер Th аномалий по отношению к La в курайских базальтах меняется от негативного к позитивному (Th/Lan=0,4-3,7) при негативных Nb аномалиях относительно La (Nb/Lan =0,2-0,7). Курайские базальты, промежуточные по составу между щелочными и интерпретируются как толеитовыми, базальты океанического плато, выплавленные в результате действия гетерогенного многокомпонентного мантийного плюма. Отрицательные аномалии по Zr и Hf в платобазальтах соответствуют представлениям об их выплавлении на уровне глубин шпинелевой фации.

Введение

Плюмы, поднимающиеся от границы нижней и верхней мантии или нижней мантии и внешнего ядра, вызывают плавление мантийных пород и образование особых базальтовых расплавов, изливающихся на поверхность в пределах океанических и континентальных плит. В результате образуются океанические острова, океанические и континентальные базальтовые плато [17]. Геохимия базальтов дает возможность получить информацию о составе процессах динамике мантийного плавления. мантии, И поскольку примитивные базальтовые магмы (как, например, базальты океанических островов) поднимаются от своих мантийных источников без существенного охлаждения и кристаллизации on route [29].

Излияния плюмовых базальтов имели место в период с позднего венда до раннего карбона в пределах Палео-Азиатского океана. Фрагменты океанической коры Палео-Азиатского океана, включающие офиолиты и базальты плюмового типа (базальты океанических островов и плато – БОО и БОП, соответственно), сохранились в складчатых структурах Алтае-Саянской области (АСО), в том числе, в поздневендско-раннекембрийских аккреционных клиньях Кузнецко-Алтайской островной дуги (рис. 1) [1, 12, 7, 8].

Курайский аккреционный клин является наиболее хорошо изученной Кузнецко-Алтайской островной структурой дуги. Он включает многочисленные фрагменты базальтов, измененных В условиях зеленосланцевой фации метаморфизма. По геохимическим характеристикам они идентифицируются, как базальты офиолитовго разреза, базальты океанических островов и плато [7-9, 31].

Геохимическая характеристика разнотипных базальтов Курайской аккреционной призмы представляют особы интерес, т.к. они являются одним из немногих источников информации о составе поздневендскойраннекембрийской мантии и, как следствие, важны для понимания ее петрогенезиса, эволюции и геодинамики [17, 29].

Геологическое положение

Курайский аккреционный клин расположен в юго-восточной части Горного Алтая (рис. 1). В его состав входят (1) тектонические пластины Баратальского палеосимаунта/ океанического плато, сложенные океаническими осадочными породами и базальтами, (2) офиолиты Чаган-Узунского массива и (3) серпентинитовый меланж с линзами и блоками эклогитов, гранатовых амфиболитов и голубых сланцев [7-10, 12, 13, 26, 31]. Перечисленные образования чередуются с тектоническими пластинами и линзами олистостром.

Баратальский палеосимаунт/плато остоит из трех структурных единиц (рис. 2). Верхняя структурная единица представлена тектоническими пластинами и линзами 1) кремнисто-карбонатных пород, 2) серо-водородных известняков, 3) известняковых и кремнистых брекчий, вулкано-кластических пород и 4) массивными рифовыми известняками и доломитами с возрастом 598 млн. лет (Pb-Pb метод по породе; [36]. В основании данной структурной единицы залегают пачки олистостром, кремнистых и вулканогенноосадочных пород мощностью до 3 км [9, 31].

Средняя структурная единица состоит из четырех толщ: 1) базальтовой, 2) вулканогенно-осадочной, 3) олистостромовой и 4) метаморфической [7]. В составе базальтовой толщи преобладают пиллоу и вариолитовые лавы, измененные в условиях зеленосланцевой фации. Местами, базальты переслаиваются с обломочными известняками, доломитами, кремнями и песчаниками. Вулканогенно-осадочная толща включает массивные и слоис-

Сафонова И.Ю., Буслов М.М.



Рис. 1. Схема геологического строения Горного Алтая и СВ Алтая ([8] с уточнениями).

тые рифовые известняки, переслаивающиеся c вулканомиктовыми песчаниками. Олистострома представлена двумя типами: кремнистокарбонатно-базальтовым и полимиктовым. Олистостромы первого типа состоят их алевролит-брекчиевого матрикса с обломками кремней, базальтов и карбонатно-глинистых сланцев, сцементированных карбонат-кремнистыми породами, и олистолитов кремней и яшм. Полимиктовая олистострома представлена песчаниками, глинами И андезитовыми туфами, И олистолитами кремней, известняков и базальтов. Метаморфическая толща локализуется в двух пластинах кристаллических сланцев (преимущественно зеленые сланцы, амфиболиты и гранатовые амфиболиты), падающих на запад под углом 70° [9].

Нижняя структурная единица представлена двумя типами разрезов Чаган-Узунской покровно-меланжевой зоны. Первый тип разрезов включает полимиктовые и серпентинитовые меланжи, встречающиеся к югу от п. Курай, на левом берегу реки Чуя. Второй тип разрезов включает породы из средней структурной единицы и покровно-меланжевой зоны, расположенной



Рис. 2. Геологическая схема Курайского аккреционного клина.

1 верхняя структурная единица: раннекембрийские олистостромы, нерасчлененные фрагменты океанического острова, океанического плато и экзотических террейнов черных известняков; 2-3 – средняя структурная единица, включающая Баратальский террейн: 2 – вендские пиллоу-лавы и вулканогенноосадочные породы океанического острова, 3 – раннекембрийские серые рифогенные известняки и доломиты; 4-6 – нижняя структурная единица: 4 – раннекембрийские эклогиты; 5 - раннекембрийские амфиболиты и голубые сланцы; 6 – докембрийские-раннекембрийские серпентиниты и офиолиты; 7 – венд-раннекембрийская Уймен-Лебедская островная дуга; 8 – среднепозднекембрийский Ануйско-Чуйский преддуговой прогиб; 9 -докембрийский Алтае-Монгольский террейн; 10 – докембрийский Телецкий террейн; 11 –девонские вулкагогенно-осадочные породы; 12 – кембрийские разломы; 13 – позднепалеозойские сдвиги; 14 – стратиграфический контакт. Рамкой показано положение рис. 3.

около п. Чаган-Узун (рис. 3). Здесь в состав средней единицы входят кремнисто-карбонатная пластина Баратальского симаунта/плато, пластина зеленых сланцев и олистостром. Зона меланжа второго типа состоит из верхней и нижней пластин Чаган-Узунского офиолитового массива. Верхняя пластина Чаган-Узунского массива включает перидотиты, залегающие на массивных серпентинитах с прослоями и линзами гранатовых амфиболитов и эклогитов. Нижняя пластина представлена массивными и рассланцованными серпентинитами с будинами и дайками габбро и диабазов.

Для изучения химического состава базальтов образцы были отобраны к западу от п. Курай и к юго-западу от п. Чаган-Узун (рис. 2).



Отбор образцов и методы исследования

Образцы для геохимических исследования отбирались из наименее измененных и деформированных обнажений базальтовых потоков и даек курайской аккреционной призмы (рис. 3). Породообразующие окислы и некоторые редкие элементы (Rb, Sr, Y, Zr, Nb) определялись в Объединенном институте геологии, геофизики и минералогии СО РАН рентгенфлуоресцентным методом на аппарате "Научприбор" в соответствии с ГОСТом 41-08-212-82 Мингео СССР. Редкоземенльные и некоторые высокозарядные элементы (HFSE) были проанализированы нейтронноактивационным методом (INAA) В.А. Бобровым из этого же института с использованием Ge детекторов для гамма-лучей и энергии от 30 до 2000 KeV. Крупноионные литофильные элементы (LILE) определялись методом атомной абсорбции на спектрометре 3030 AA.

Петрография

Океанические базальты курайского аккреционного клина имеют разнообразные петрографические структуры от мелко-среднезернистых миндалекаменных и порфировых, характерных больше для платобазальтов промежуточного состава, до афировых, более характерных для толеитовых базальтов типа MORB, при этом доминируют миндалекаменные и порфировые разности. Миндалины заполнены кальцитом и хлоритом, а фенокристы представлены плагиоклазом и клинопироксеном. Основная масса - вариолитовая или гиалопилитовая. Хотя базальты чаще всего метаморфизованы и содержат большое количество вторичных минералов, таких как эпидот, хлорит и альбит, их первичная магматическая структура сохранилась достаточно хорошо. Минералы-окислы, в основном магнетит, присутствуют в виде акцессорных фаз. Степень карбонатизации И силицификации варьирует от низкой до средней, что приводит К содержаниям до 5 модальных процентов карбонатов и кварца в некоторых образцах. Основные вулканические породы варьируют от недеформированных пиллоу-лав и массивных потоков до интенсивно деформированных зеленых сланцев и амфиболитов. В породах, измененных в условиях зеленосланцевой фации, доминирующими минералами являются эпидот и хлорит, тогда как минеральная ассоциация амфиболитов представлена роговой обманкой, актинолитом, плагиоклазом и эпидотом.

Результаты

По содержанию титана зеленокаменные базальтовые породы Курайского аккреционного пояса можно разделить на две группы: Тіистощенные (среднетитанистые в нашем случае) (1<TiO₂<1.5 масс.%) и Тінеистощенные (обогащенные Ti) океанические базальты (2.5>TiO₂>1.5 масс.%) [24]. Большинство изученных базальтов имеют содержание MgO меньше 7.5 масс.% и принадлежат к Mg-Fe толеитовой серии, переходной к щелочным базальтам [31] (табл. 1).

Курайские базальты характеризуются относительно широким разбросом значений Mg# и Fe₂O₃ при достаточно узком разбросе SiO₂ и почти плоскими кривыми распределения РЗЭ для большинства образцов (табл. 1, 2, рис. 4). Содержания SiO₂ варьируют от 47 до 52 масс.%, Mg#=53-36, Fe₂O₃=11-14 и Ni=14-42 ppm. Концентрации TiO₂, Fe₂O₃, Zr, Y и Yb масс.% с ростом Мg# (табл, 1, 2). В этих базальтах La/SmN vвеличиваются варьирует от 0.6 до 1.3, а Gd/Yb_N - от 0.7 до 1.39 (табл. 2). Корреляции между Ti/Zr и Mg# не наблюдается, при этом Ti/Zr гораздо ниже, чем в хондрите. Tiнеистощенные породы имеют отрицательные Nb аномалии по отношению к (Nb/La_n =0.3-0.7), образуя отрицательные тренды с La/Sm_n, La а отрицательные Th аномалии (Th/Lan =0.3-0.6) образуют положительные тренды с La/Smn (рис. 5 a, б).

Содержания TiO₂ и P₂O₅ меняются в пределах от 0.43 масс.% до 2.3 масс. % и от 0.1 масс.% до 0.58 масс.% соответственно, а Al₂O₃ от 13 масс.% до 18 масс.% (табл. 1). По сравнению с островодужными толеитами курайские базальты истощены LILE (K, Rb, Ba) и содержат близкие или немного более высокие количества HFSE (Zr, Nb, Th, Hf) [5].

Большинство образцов базальтов имеют схожие, довольно плоские кривые распределения редкоземельных элементов (REE) (рис. 4), которые характеризуются отсутствием обогащения LREE, характерного для типичных базальтов горячих точек, и имеют $La_N = 9-25$ и $(La/Yb)_N = 0.15-1.9$. Кривые РЗЭ образцов 123, 138 и 170 умеренно деплетированы легкими РЗЭ, что характерно для базальтов, источником которых являются расплавы, выплавляющиеся на уровне верхней мантии [17] и излившиеся в обстановке срединно-океанических хребтов, т.е. МОRB. Кривые 139, 140 и 169 обогащены LILE, что позволяет предположить для них нижнемантийный источник плавления, характерный для базальтов, изливающихся в условиях океанических осторовов или горячих точек. Все остальные образцы имеют слегка обогащенный по отношению к хондриту состав всех РЗЭ и плоские кривые распределений, что характерно для океанических платобазальтов[34].

		Coci	гав породо	образующ	их окислов	(macc.%)	в базальта	х Курайски	ого аккрег	ся отоннои)	іина		
	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	ШШП	Сумма	Mg#
123	51,15	1,323	13,47	8,04	0,155	7,87	8,71	3,04	1,34	0,174	4,57	99,86	66,19
125	50,84	1,656	14,83	7,51	0,173	5,43	7,34	4,58	0,71	0,448	6,1	99,64	59,12
126	47,86	1,83	13,58	13,47	0,199	6,66	9,34	2,72	0,58	0,374	2,7	99,34	49,72
131	46,47	1,699	15,21	14,11	0,126	6,63	2,56	5,28	0,91	0,454	5,62	99,34	48,45
135a	43,84	1,175	14,7	9,35	0,187	6,77	12,17	2,65	0,47	0,076	8,25	99,67	59,15
138	51,88	0,894	13,62	8,29	0,094	4,99	6,54	4,56	0,54	0,192	8,04	99,64	54,63
139	56	0,902	13,79	6,05	0,102	4,28	5,59	5,5	0,46	0,187	6,45	99,311	
141	49,59	1,232	14,14	14,34	0,441	6,01	4,91	2,92	1,5	0,134	5,41	100,69	45,60
140	56,25	1,116	14,16	10,31	0,197	5,46	3,04	4,63	1,12	0,199	3,23	99,712	
143	50,02	1,637	15,21	11,98	0,228	5,76	6,66	3,5	0,92	0,166	2,65	98,75	49,02
144	48,94	1,769	13,49	11,73	0,208	7,23	9,3	3,86	0,35	0,175	2,44	99,49	55,21
146	47,25	1,838	13,67	12,91	0,227	7,26	10	3,32	0,29	0,178	2,74	99,69	52,93
147	49,18	1,75	13,1	12,85	0,242	6,94	8,67	4,23	0,36	0,182	2,37	96,99	51,93
150	47,65	1,909	14,37	12,15	0,21	4,93	5,82	5,07	0,24	0,206	7,02	99,575	
151	49,63	1,085	15,8	11,34	0,198	6,24	7,76	3,28	0,37	0,082	3,83	99,36	52,39
152	47,68	1,879	13,75	11,84	0,219	5,3	6,93	3,81	0,45	0,304	7,46	99,622	
154	46,27	2,364	12,9	14,96	0,251	6,96	6,82	5,18	0,49	0,231	3,35	99,78	48,20
155	52,36	1,84	14,17	11,24	0,173	4,59	6,32	4,76	0,7	0,207	2,53	98,9	44,96

Таблица 1.

-
Окончание
Таблица 1

	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	ШШП	Сумма	Mg#
157	47,28	1,526	15,72	10,93	0,206	7,07	8,11	3,85	0,74	0,126	3,19	98,77	56,40
158	47,61	1,543	14,67	12,3	0,268	6,59	4,8	5,32	0,54	0,445	5,42	99,55	51,73
160	48,35	1,222	14,3	11,63	0,2	7,34	9,55	3,36	0,38	0,116	3,29	99,75	55,80
161	47,53	1,782	16,15	12,33	0,21	7,25	5,24	4,44	0,44	0,429	3,71	99,59	54,04
165	47,29	1,645	14,6	13,57	0,208	6,69	6,95	4,28	0,44	0,365	3,59	99,65	49,65
169	48,89	0,431	17,86	8,82	0,178	6,23	8,06	4,75	0,9	0,399	3,13	99,67	58,55
171	54,88	1,568	14,68	0,62	0,213	9,81	10,89	3,76	0,29	0,003	2,8	99,5	
172	51,67	1,81	16,56	0,91	0,219	9,95	7,64	2,87	0,97	0,003	6,71	99,38	
173	51,75	0,789	13,9	11,56	0,208	7,65	6,64	3,88	0,76	0,047	2,73	99,94	56,96
175	44,8	1,642	14,47	11,83	0,191	6,99	10,09	4,79	0,24	0,174	4,85	100,07	54,17
170	48,51	1,447	13,44	14,38	0,24	5,92	6,37	6,21	0,21	0,099	3,07	6'66	45,16
96-56-1	50,15	1,511	14,57	13,76	0,257	3,89	5,44	5,76	0,71	0,583	3,26	99,891	36,12
92-T-1	48,99	1,008	14,9	11,97	0,15	5,71	9,99	2,87	0,18	0,113	4,02	99,901	48,82
92-T-2	49,16	1,096	15,07	12,12	0,14	5,78	9,97	2,74	0,1	0,118	4,15	100,446	48,82
92-T-3	47,07	1,034	15,23	12,7	0,17	6,73	9,58	2,98	0,09	0,112	3,92	99,617	51,45
92-T-4	48,69	1,14	15,5	12,12	0,15	6,09	9,44	3,06	0,1	0,11	3,92	100,319	50,12
92-T-5	48,87	1,129	15,48	13,01	0,16	6,46	6,88	3,75	0,14	0,116	4,08	100,074	49,83

Таблица 2.

	123	125	131	135a	138	139	140	141	146	147
La	7	8	6.8	2.3	11.3	16	4.5	4.6	5.7	2.7
Ce	16.5	18	15.5	6.8	21	29	11.8	12	16.5	7.2
Nd	10.2	14	12	5	13.5	17	9.5	7.7	13.2	5.8
Sm	2.7	4.3	3.6	2.27	3.4	4.5	3.15	2.75	4.4	1.9
Eu	0.9	1.6	1.55	1	1.1	1.35	1.23	1.1	1.7	0.74
Tb	0.48	0.95	0.7	0.52	0.54	0.7	0.6	0.62	1.09	0.48
Yb	2	2.8	2.1	2.2	2.15	2.45	3.1	3.2	5	2.1
Lu	0.33	0.41	0.33	0.34	0.35	0.4	0.48	0.56	0.8	0.33
Cr	154	12.5	17.2	139	116	72	43.6	41.9	106	165
Со	42	30	50	60	22	12	35	39	53	47
Ni	96	7.4	11.6	74	43.5	38.6	10.9	9.4	41	71
Sc	30.5	29.5	27.5	50	24	24.6	34.3	32	41	43.2
V	89	135	539	110	79	78	272	279	326	166
Rb	10.4	11.4	16.7	7.27	9.19	6.06	28.2	34.2	3.11	2.98
Sr	315	405	862	403	342	449	239	289	211	256
Ba	200	270	1750	280	90	90	300	280	10	50
Ta	0.53	0.17	0.19	0.05	0.03	0.25	0.17	0.12	0.22	0.11
Nb	9.88	3.04	4.25	0.73	5.7	4.16	2.42	1.71	4.04	1.96
Zr	96	69	78	69	107	130	76	75	157	58
Hf	2	2.1	2.5	1.6	2.5	2.7	1.8	2.1	3.6	1.3
Th	0.55	0.5	0.42	0.11	1.15	1.23	0.5	0.38	0.25	0.5
Y	22.9	29.9	33.3	24.7	22.2	29.1	34.5	35.7	58	26.7
U	0.27	0.24	0.2	0.12	0.36	0.87	0.14	0.47	0.2	0.3
La/Sm _N	1.67	1.20	1.22	0.65	2.15	2.30	0.92	1.08	0.84	0.92
Th/La _{pm}	0.64	0.51	0.50	0.39	0.82	0.62	0.90	0.67	0.35	1.50
Nb/La _{pm}	1.36	0.37	0.60	0.31	0.49	0.25	0.52	0.36	0.68	0.70
Gd/Yb _N	1.07	1.30	1.39	0.88	1.22	1.41	0.82	0.73	0.77	0.85

Содержания редких и редкоземельных элементов (ppm) в базальтах Курайского аккреционного клина

На кривых образцов 158, 161 и 165 имеются небольшие положительные Еи аномалии, что могло быть результатом кристаллизации плагиоклаза и его последующей флоатации в промежуточных магматических камерах, расположенных ниже океанической коры, т.е. на глубине больше 20 км, соответствующей 6-8 кбар. Наиболее дифференцированный базальт 169 содержит самые высокие концентрации легких РЗЭ и самые низкие тяжелых при La_N = 60, (La/Yb)_N = 9.1 (рис. 4).

Мульти-компонентные «спайдер»-диаграммы (рис. 6) имеют «пилообразный» облик и характеризуются обогащением всех элементов по
отношению к премитивной мантии [35]. Отмечается умеренное обеднение Nb и Ta по отношению к лантану (Nb/La_N < 1; табл. 1) в отличие от щелочных базальтов, сформированных в обстановке континентальных рифтов или океанических островов. Несмотря на Nb-Ta минимум, вряд ли можно предположить коровую контаминацию в процессе петрогенеза из-за низких Таблица 2 (Окончание).

	150	152	154	155	158	161	165	169	170	92-T-4	92-T-2
La	6.1	7	6.5	5.9	7.5	8	7.2	20	3.2	2.5	2.8
Ce	17.6	20	15.5	18.5	18.6	20.6	16.6	42	8.5	6	6
Nd	13.7	14.1	12.3	13.7	12.8	15.6	11.4	19.9	6.8	8	6.2
Sm	5.5	4.9	4.7	4.6	4.3	4.2	3.6	4.1	2.65	2.4	2.2
Eu	1.9	1.8	1.65	1.75	1.8	1.88	1.77	1.3	1	1.15	1.1
Tb	1.28	1.06	0.94	1.11	0.74	0.8	0.74	0.41	0.57	0.65	0.58
Yb	5.6	5	3.4	4.7	2.7	2.9	2.8	1.4	2.7	2.5	2.7
Lu	0.9	0.8	0.6	0.77	0.4	0.43	0.41	0.22	0.48	0.48	0.42
Cr	107	113	61	29.2	33.9	38.9	41.7	47.5	24.9		
Co	54	48	52	38	38	39	40	24	51		
Ni	36.8	38.9	21.7	22.9	7	22.2	14.3	7.7	9.1		
Sc	44	42	38.6	31.3	24	29.3	27	24	38	30	36
V	374	362	417	337	307	469	349	67	341		
Rb	4.83	7.91	5.46	6.84	6.27	6.45	5.8	19	2.79		
Sr	302	368	148	171	327	475	514	901	201		
Ba	10	160	70	100	260	600	70	300	10		
Та	0.24	0.22	0.23	0.2	0.21	0.21	0.16	0.1	0.04	0.1	0.12
Nb	4.23	4.24	5.05	4.53	3.68	4.3	3.06	4.09	1.01		
Zr	175	177	137	186	78	99	72	40.4	73		
Hf	3.9	3.9	2.9	3.9	1.9	2.1	1.6	0.8	1.6	1.3	1.6
Th	0.26	0.3	0.35	0.25	0.45	0.5	0.4	0.85	0.18	0.15	0.2
Y	62	63	48.8	61	35.2	38.2	32.6	16	35.5		
U	0.08	0.32	0.05	0.04	0.2	0.28	0.13	0.04	0.04		
La/Sm _N	0.72	0.92	0.89	0.83	1.13	1.23	1.29	3.15	0.78	0.67	0.82
Th/La _{pm}	0.34	0.35	0.44	0.34	0.48	0.51	0.45	0.34	0.45	0.48	0.58
Nb/La _{pm}	0.67	0.58	0.75	0.74	0.47	0.52	0.41	0.20	0.30		
Gd/Yb_N	0.84	0.82	1.13	0.85	1.25	1.17	1.06	1.60	0.82	0.04	0.04

содержаний Th (табл. 2, рис. 5, 6). Образцы 140 и 169 также характеризуются небольшими Nb-Ta минимумами и очень низкими концентрациями Th (0,05 и 0,85 ppm, соответственно). Скорее всего, имела место контаминация плюмового расплава компонентами нижней, мафической коры или литосферной мантии [35]. Кроме того, по достаточно высоким содержаниям щелочей и LILE и умеренному обеднению Nb можно предположить мантийный источник расплава, находящийся на уровне шпинелевой фации.

Дискуссия

Вторичные изменения и метаморфизм

Различная подвижность элементов вполне допустима для раннепалеозойских вулканических пород, которые претерпели гидротермальные изменения в условиях морского дна и были впоследствии метаморфизованы в условиях от зеленосланцевой до амфиболитовой фаций. Однако большинством исследователей признается [30], что редкоземельные



Рис. 4. Нормированные по хондриту кривые распределений редкоземельных элементов (РЗЭ) для курайских базальтов.

Нормировочные значения взяты из [23].

и высокозарядные элементы и некоторые переходные металлы являются наименее подвижными в условиях приповерхностных гидротермальных изменений и метаморфизма. [11, 30, 37]. Для петрогенетических интерпретаций не использовались образцы с высокими значениями ППП или большими Еu аномалиями. В некоторых образцах курайских базальтов присутствует первичный клинопироксен.

Доказательством низкой подвижности Th, HFSE и РЗЭ в изученных наименее измененных базальтах являются следующие признаки: 1) отсутствие заметного обогащения или истощения определенных групп LILE) элементов (например, В изученных породах, начиная С зеленосланцевой до эпидот-амфиболитовой фации; 2) кривые распределения мульти-компонентные диаграммы редких элементов РЗЭ данных И базальтовых толщ имеют схожий характер по HFSE и P3Э (рис. 4, 6); 3) соотношения содержаний Th, Nb и La не коррелирует с потерями при прокаливании (ППП).



Рис. 5. Графики Nb/La_{pm} (a) и Th/La_{pm} vs La/Sm_N, а также Ni vs Th/La_{pm} (в) и La/Sm_N vs La (г) для курайских базальтов.

Последние два показывают, что коровая контаминация не оказывала влияния на систему Th-Nb-La. Выделенные области соответствуют контаминированным лавам [27].



Рис. 6. Кривые распределения редких элементов, нормированные по примитивной мантии, для курайских базальтов.

Нормировочные значения взяты из [23].

«Пилообразный» характер мульти-компонентных кривых имеет место, вероятно, вследствие привноса LILE в процессе вторичных изменений.

Схожие выводы касательно относительной малоподвижности Al, HFSE и P3Э в раннепалеозойских вулканических породах, претерпевших изменения в условиях низкого соотношения вода/порода, были сделаны и другими исследователями Курайского аккреционного клина [3, 4] и других позднепротерозойских-раннепалеозойскиз террейнов в целом [19, 20, 21, 25, 30]. Таким образом, основное внимание при интерпретации полученных аналитических данные уделялось HFSE, Th и P3Э, т.е. элементам относительно малоподвижным в ходе вторичных изменений.

Диаграммы строились по содержаниям таких высокозарядных элементов, как Ti, Zr, Y, Nb и некоторые другие, которые считаются относительно неподвижными в водных флюидах с низкой до умеренной активностью ионов фтора F-, что в нашем случае не наблюдалось. Это означает, что содержания этих элементов не будут существенно меняться в условиях гидротермальных изменений, гидротермального метаморфизма в условиях морского дна до середины амфиболитовой фации [30].

Коровая контаминация

Контаминация материалом континентальной коры вполне вероятна, однако многие геологические данные говорят в пользу внутриокеанической обстановки формирования курайских базальтовых толщ. Переслаивание кремней и базальтов предполагает океанические условия их формирования [9, 13, 36].

Наличие отрицательных аномалий по Nb в базальтах обоих типов (обогащенные Ті и среднетитанистые) может быть свидетельством коровой контаминации (рис. 6), но, во-первых, имеет место слабая корреляция между отношениями Nb/La_{pm} во-вторых, И Th/La_{pm}, a других данных подтверждающих такую контаминацию, нет (рис. 5). Более того, содержания SiO₂, MgO и легких РЗЭ в курайских базальтах не коррелирует с отрицательными Nb аномалиями, что является характерным признаком коровой контаминации вулканических пород (табл. 1, 2; [28]): точки составов изученных пород не попадают в поле контаминированных вулканитов (рис. 5 образом, геохимические геологические в. г). Таким И ланные свидетельствуют о внутриокеанической обстановке формирования базальтов. Низкие значения Nb/Lan скорее отражают наличие в мантии компонентов субдуцированной коры, а не коровую контаминацию.

В целом, низкие концентрации Th (в среднем 0.3-0.9 ppm) также говорят в пользу отсутствия коровой контаминации (табл. 2). Такие специфические особенности химического состава являются скорее результатом контаминации материалом нижней мафической коры или литосферной мантии, а не богатым кремнием коровым материалом [22].

Процессы плавления в мантии

Для курайских обогащенных Ті базальтов характерны отрицательные аномалии по Nb относительно легких РЗЭ, что приводит к повышенным значениям отношений La/Nb (рис. 6, табл. 2). В некоторых работах [6] формирование обедненных Nb пород рассматривается как результат второго этапа плавления мантийного источника, из которого была предварительно



Рис. 7. Вариационная диаграмма Ce/Nb vs Th/Nb по Cayндерсу [32].

Данные по океаническому плато Онтонг-Ява (ОЈОР) и бассейну Лау (Lau basin) взяты из [15] и [14], соответственно. Сплошными линиями показано просто смешение деплетированной мантии (DMM), остаточных компонентов слэба (SRC) и компонентов, полученных при плавлении субдуцирующего слэба (SDC). Пунктиром показано простое отделение расплава и образование DMM, SRC и SDC [32]. Данные для Срединно-Атлантического хребта (MAR) и островных дуг (S.S.) взяты из [32, 33], соответственно. Данные дл примитивной мантии (PM), N-MORB, E-MORB и OIB взяты из [35].

удалена часть расплава в условиях крайне низких степеней частичного плавления. Низкие содержания тория в таких титанистых породах наряду с отрицательными аномалиями по Nb не противоречат предположению о низких степенях плавления мантийного источника курайских базальтов. Поэтому, основываясь на присутствии отрицательных аномалий по Th и Nb в курайских базальтах, предположительно образовавшихся при формировании океанического плато, мы предполагаем процессы частичного плавления в мантийном источнике, вероятно, на уровне шпинелевой фации, т.к. более глубинные уровне гранатовой фации источники на предполагают фракционирование тяжелых РЗЭ [16], что в данном случае не наблюдается (рис. 4).

Фракционная кристаллизация

В нашем случае не было обнаружено данных, подтверждающих значительные вариации Mg[#] ни в среднетитанистых базальтах, ни в более обогащенных Ті разностях, и позволяющих сделать вывод от связи между аномалиями по Nb и фракционной кристаллизацией (табл. 1). Однако, Nb является когерентным элементом оксидов титана и железа, которые являются весьма вероятными фазами, фракционирующими из основных расплавов.

Мантийные источники

На основе соотношений в системе Th-Ce-Nb для курайских базальтов можно предположить смешение трех мантийных компонентов: DMM – истощенного мантийного источника MORB, характеризующегося относительно высоким отношением Ce/Nb и низким Th/Nb, RSC – компонента переработанного в результате ресайклинга остаточного слэба, вовлеченного в зону субдукции, с низкими отношениями Ce/Nb и Th/Nb и SDC – ресайклингового субдукционного компонента с высокими Ce/Nb и Th/Nb (рис. 7; [32]).

Относительно низкие значения Nb/La_n характерны для большинства курайских базальтов, что также позволяет предположить наличие субдукционного компонента в мантийном источнике. Наименее измененные курайские базальты характеризуются и Nb и Th аномалиями, что можно соотнести с гетерогенными по составу мантийными плюмами, включающими рециклированный субдукционный компонент (Nb/La_{pm}<1). Образцы с отрицательными Nb, но положительными Th аномалиями (рис. 6) могут содержать переработанные осадки в субдукционном компоненте. В таком случае геохимическая гетерогенность вендско-раннекембрийских базальтов может являться результатом длительной истории океанического спрединга, субдукции и продолжительного нахождения литосферы в глубинной мантии до повторного вовлечения ее остатков в мантийные плюмы [18, 35].

Выводы

Полученные данные по содержанию породообразующих и редких элементов в базальтах Курайского аккреционного клина показывают, что они достаточно разнообразны по составу. Большинство базальтов имеет толеитовый состав с почти плоскими кривыми распределения РЗЭ. Кривые образцов 123, 138, 170 обеднены легкими РЗЭ, что характерно для MORB, а образцы 125, 139, 140 и 169 обогащены легкими РЗЭ, что сближает их с базальтами горячих точек (рис. 4). На мультикомпонентных диаграммах (рис. 6) преобладают кривые с отрицательными аномалиями по Nb, и наблюдаются как положительные, так и и отрицательные аномалии по Th. Многие базальты близки по составу к фанерозойским океаническим платобазальтам, имеющим похожие Nb и Th аномалии вследствие смешения различных мантийных компонентов.

разброс составов Nb Соответственно, такой ПО И Th может интерпретироваться как результат воздействия мантийного плюма на гетерогенную содержащую мантию, компоненты рециклированной океанической коры и субдуцированной океанической литосферы. Куоайские базальты, имеющие промежуточный состав между ОІВ и МОRВ, могли выплавляться при смешении деплетированных толеитов и обогащенных примитивных магм. Платобазальты могли быть образованы при участии SDC компонента, механизм вовлечения которого в плюм или в магмы, связанные с действием плюма, объяснить в деталях в настоящее время сложно. Можно предположить, что плюм захватил материал мантии, измененной за счет субдуцирующего слэба на глубинах, соответствующих уровню глубин шпинелевой фации в верхней мантии.

Таким образом, разные по составу базальты Курайского аккреционного клина являются фрагментами венд-раннекембрийских океанических плато и/или островов и, вероятно, образовались в результате воздействия гетерогенного по составу мантийного плюма. Геохимическое разнообразие составов курайских базальтов позволяет предположить, что субдукционные процессы, приведшие к формированию вендской примитивной дуги АСО [3, 4], играли важную роль в образовании химически гетерогенной вендраннекембрийской мантии.

Для более достоверного определения мантийного источника океанических базальтов Курайского аккреционного клина необходимо изучение их изотопного состава.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского Фонда фундаментальных исследований (проект № 03-05-64668).

Благодарности

Авторы выражают благодарность Боброву В.А. за анализ содержаний редкоземельных элементов.

Литература

- 1. Берзин Н. А., Колман Р. Г., Добрецов Н. Л. (1994) Геодинамическая карта западной части Палеоазиатского океана. Геология и Геофизика, т. 35, № 7-8, с. 8-28.
- 2. Добрецов Н.Л., Зоненшайн Л. П. (1985) Рифейско-нижнепалеозойские офиолиты Северной Евразии. Новосибирск, Наука, 195 с.
- 3. Добрецов Н.Л., Симонов В.А., Буслов М.М., Куренков С.А. (1992) Океанические и островодужные офиолиты Горного Алтая. Геология и геофизика, № 12, с. 3-14.
- 4. Симонов В. А., Добрецов Н. Л., Буслов М. М. (1994) Бонинитовые серии в структурах Палеоазиатского океана. Геология и геофизика, т. 35, № 7-8, с. 182-199.
- 5. Фролова Т.И., Бурикова И.А. (1997) Магматические формации современных геотектонических обстановок. Москва, изд-во МГУ, 319 с.

- Bach W., Erzinger J., Dosso L., Bollinger C., Baugnault H., Etaubleau J., Sauerwein, J. (1996) Unusually large Nb-Ta depletion in North Chile ridge basalts at 36°-50° to 38°-56° S: major element, trace element and isotopic data. Earth Planet. Sci. Lett, v. 142, pp. 223-240.
- Buslov M. M., Berzin N. A., Dobretsov N. L., Simonov V. A. Geology and Tectonics of Gorny Altai (1993) Guide-book of excursion, IGCP Project 283, United Institute of Geology, Geophysics and Mineralogy Publ., Novosibirsk, 122 p.
- 8. Buslov M. M., Safonova I. Yu., Watanabe T., Obut O., Fujiwara Y., Iwata K., Semakov N. N, Sugai Y., Smirnova L. V., Kazansky A. Yu. (2001) Evolution of the Paleo-Asian ocean (Altai-Sayan region, Central Asia) and collision of possible Gondwana-derived terranes with the southern marginal part of the Siberian continent. Geosciences Journal, v. 5, pp. 203-224.
- 9. **Buslov M. M., Watanabe T., Safonova I. Yu., Iwata K., Travin A. V.** (2002) A Vendian-Cambrian island arc system of the Siberian continent in Gorny Altai (Russia, Central Asia). Gondwana Research, v. 5, № 4, pp. 781-800.
- Buslov M.M., Watanabe T., Fujiwara Y., Iwata K., Smirnova L.V., Safonova I.Yu., Semakov N.N. and A.P. Kiryanova (2004) Late Paleozoic faults of the Altai region, Central Asia: tectonic pattern and model of formation. Journal of Asian Earth Sciences, v. 23, p. 655-671.
- 11. **Chalot-Prat, F. and Eliane, G.J.** (2004) No significant element transfer from the oceanic plate to the mantle wedge during subduction up to the eclogite facies: chemical and isotopical evidences from the Alpine metamorphic ophiolites (Western Alps). 32th Int. geol. Congress, Florence, Program and Abstracts CD-ROM, 105-7.
- 12. **Dobretsov N. L., Berzin N. A., Buslov M. M.** (1995) Opening and tectonic evolution of the Paleo-Asian Ocean. International Geology Review, № 35, pp. 335-360.
- 13. **Dobretsov N.L., Buslov M.M., Uchio Yu.** (2004) Fragments of oceanic islands in accretion-collision areas of Gorny Altai and Salair, southern Siberia, Russia: early stages of continental crustal growth of the Siberian continent in Vendian-Early Cambrian time. Journal of Asian Earth Sciences, v. 23, p. 673-690.
- 14. **Ewart, A., Hergt, J.M., Hawkins, J.W.** (1994) Major element, trace element, and isotope (Pb, Sr, Nd) geochemistry of site 839 basalts and basaltic andesites, implication for arc volcanism. Proc. Ocean Drilling Program. Sci. Res., v. 135, pp. 519-531.
- Hemond, C., Arndt, N.T., Lichtenstein, U., Hofmann, A.W., Oskarsson, N., Steinthorsson, S. (1993) The heterogenous Iceland plume: Nd-Sr-O isotope and trace element constrains. J. Geophys. Res., v. 98, pp. 15833-15850.
- 16. **Hirschman, M.M. and Stolper, E.M.** (1996) A possible role for garnet pyroxenite in the origin of the "garnet signature" in MORB. Contrib. Miner. Petrol., v. 124, pp. 185-208.
- 17. **Hofmann, A.W.** (1997) Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism. Nature, v. 385, pp. 219-229.
- 18. **Hofmann, A.W. and White W.M.** (1982) Mantle plumes from ancient oceanic crust. Earth Planet. Sci. Lett, v. 57, pp. 421-436.
- 19. Kay, R., Hubbard, N.J. and Gast, P.W. (1970) Chemical characteristics and origin of oceanic ridge volcanic rocks. J. Geophys. Res., v. 75, pp. 1585.
- 20. Kerrich, R. and Wyman, D.A. (1997) Reviews of developments in trace-element fingerprinting of geodynamic settings and their implications for mineral exploration. Australian Journal of Earth Sciences, v. 44, pp. 465-487.
- 21. Komiya, T., Maruyama Sh., Hirata T., Yurimoto H. and Nohda S. (2004) Geochemistry of the oldest MORB and OIB in the Isua Supracrustal Belt. Southern West Greenland Implication for the composition and temperature of early Archean upper mantle. The Island Arc, v. 13, pp. 47-72.

- 22. Li, X., Li, Zh.-X., Zhou, H., Liu, Y. and Kinny, P.D. (2002) U-Pb zircon geochronology, geochemistry and Nd isotopic study of Neoproterozoic bimodal volcanic rocks in the Kandigan Rift of South China: implications for the initial rifting of Rodinia. Precambrian Research, v. 113, pp. 135-154.
- 23. **McDonough, W.F. and Sun, S.** (1995) The Composition of the Earth. Chem. Geol., v. 120, pp. 223-253.
- 24. **Mullen, E. D.** (1983) MnO/TiO2/P2O5: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis. Earth Planet. Sci. Let., v. 62, pp. 53-62.
- 25. **Miyashiro, A.** (1974). Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. American Journal of Science, v. 274, pp. 321–355.
- 26. Ota T., Buslov M. M., Watanabe T. (2002) Metamorphic evolution of Late Precambrian eclogites and associated metabasites, Gorny Altai, southern Russia. International Geology Review, № 44, pp. 837-858.
- 27. Putchel, I.S., Hasee, K.M., Hofmann, A.W., Chauvel, C., Kulikov, V.S., Garbe-Schonberg, C.-D., Nemchin, A.A. (1997) Petrology and geochemistry of crustally contaminated komatiitic basalts from the Vetreny belt, southeastern Baltic shield: evidence for an early Proterozoic mantle plume beneath rifted Archean continental lithosphere. Geochim. Cosmochim. Acta, v. 61, pp. 1205-1222.
- 28. **Redman, B.A. and Keays, R.R.** (1985) Archean volcanism in the eastern Goldfields Province, Western Australia. Precamb. Res., v. 30, pp. 113-152.
- 29. **Reiners, P.W.** (1998) Reactive melt transport in the mantle and geochemical signatures for mantle-derived magmas. J. Petrol., v. 39, pp. 1039-1061.
- 30. **Rollinson, H.R.** (1993) Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation. Longman Group UK Ltd., 352 p.
- 31. **Safonova I.Yu., M.M. Buslov, K. Iwata, D.A. Kokh** (2004) Fragments of Vendian-Early Carboniferous oceanic crust of the Paleo-Asian Ocean in foldbelts of the Altai-Sayan region of Central Asia: geochemistry, biostratigraphy and structural setting. Gondwana Research, v. 7, no. 3, pp. 771-790.
- 32. Saunders, A.D., Norry, M.J., Tarney, J. (1988) Origin of MORB and chemically-depleted mantle reservoirs: trace element constrains. J. Petrol. (Special Lithosphere Issue), pp. 415-455.
- 33. Saunders, A.D., Norry, M.J., Tarney, J. (1991) Fluid influence on the trace element compositions of subduction zone magmas, Philos, Trans. Roy. Soc. London, v. A 335, pp. 337-392.
- 34. Saunders, A.D., Tarney, J., Kerr, A.C., and Kent, R.W. (1996) The formation and fate of large oceanic igneous provinces. Lithos, v. 37, 81-95.
- Sun, S. and McDonough, W.F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A.D. and Norry, M.J. (Eds.) Magmatism in the Ocean Basins. Geol. Soc. London. Spec. Publ., v. 42, pp. 313-345.
- 36. Uchio, Yu., Isozaki, Yu., Nohda, S., Kawahata, H., Ota T., Buslov, M.M., Maruyama, Sh. (2001) The Vendian to Cambrian Paleo-environment in shallow mid-ocean: stratigraphy of Vendo-Cambrian seamount-top limestone in the Gorny Altai Mountains, Southern Russia. Gondwana Res., v. 4, pp. L 47-48.
- 37. Winchester, J.A. and Floyd, P.A. (1977) Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. Chem. Geol., v. 20, pp. 325-343.