

**ЭЛЕМЕНТЫ МАССОПЕРЕНОСА В ГРАНАТОВЫХ УЛЬТРАБАЗИТАХ
ПРИ ИХ ЧАСТИЧНОМ ПЛАВЛЕНИИ ПОТОКАМИ
ГОРЯЧИХ ВОССТАНОВЛЕННЫХ ГАЗОВ**

В.Н. Шарапов, М.П. Мазуров, А.А. Томиленко, В.А. Фалеев*

*Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН,
630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия*

** Институт теплофизики им. С.С. Кутателадзе СО РАН,
630090, Новосибирск, просп. Академика Лаврентьева, 1, Россия*

Проведены эксперименты с прогреванием в проточном реакторе образцов ультрабазитовых пород из ксенолитов в кимберлитах тр. Удачная-Восточная потоками восстановленных газов в интервале температур 800—1200 °С. Предварительно для всех типов таких пород изучены составы газов в главных минералах. При прогреве измененных мантийных ультрабазитовых пород восстановленными газами и при выделении восстановленных флюидов из ксенолитов метасоматически измененных литосферных субстратов происходит «порционное» формирование выплавок, состав которых определяется «легкостью» отделения жидких фракций. Как следует из изучения стекловатых продуктов и структуры подплавленных пород, их начальный состав определяется составом вторичных включений в минералах породной матрицы и наиболее легкоплавких минералов в реакционных оторочках и метасоматических жилках. При подплавлении минералов матрицы состав жидких фракций меняется в сторону увеличения содержания Al (подплавление гранатов), Mg (краевые зоны кристаллов оливина и ортопироксена). Средние составы выплавок сложно сопоставить с реальными составами кислых и базитовых пород. Валовые составы флюидов в измененных ультрабазитах по некоторым коррелятивным связям ($\text{CO}_2 \leftrightarrow \text{CO}$, r^+) не согласуются с вычисленными равновесными соотношениями.

Мантия, ксенолиты, плавление, восстановленные газы, эксперимент.

**MASS TRANSFER IN GARNET ULTRAMAFIC XENOLITHS SUBJECT
TO PARTIAL MELTING UNDER HOT REDUCED GAS FLOWS**

V.N. Sharapov, M.P. Mazurov, A.A. Tomilenko, and V.A. Faleev

We report results of experiments in which samples of ultramafic xenoliths from the Udachnaya-Vostochnaya kimberlite pipe (Siberian craton, Yakutia) were heated, in a flow reactor, by flows of reduced gas at temperatures between 800 °C and 1200 °C. The heating tests were preceded by investigation into the gas composition of main phases. When subjected to heating by the reduced gas flows, the samples of metasomatized lithospheric mantle released reduced fluids and formed partial melts, the composition of the latter being controlled by fusibility of rocks ("readiness" of liquid to segregate). The initial compositions of the partially molten rocks turned out to correlate with those of secondary inclusions in matrix minerals and of most fusible minerals in reaction rims and in metasomatic veins, as inferred from the analysis of vitrified melting products and structure of the heated rocks. The effect of partial melting of matrix minerals was to increase the contents of Al (melting of garnet) and Mg (olivine and orthopyroxene rims) in the melts. The experimental melts are difficult to compare with natural felsic and mafic rocks in average compositions. The bulk compositions of fluids in altered ultramafics disagree with the computed equilibrium compositions according to some correlation relations ($\text{CO}_2 \leftrightarrow \text{CO}$, r^+).

Mantle, xenoliths, melting, reduced gases, experiment

ВВЕДЕНИЕ

В современных моделях тепло- и массопереноса в мантийной части литосферы решающую роль в формировании магмогенерирующих субстратов, а также выплавлении из них кимберлитовых и базитовых расплавов отводят метасоматическому воздействию верхнемантийных восстановленных флюидов на деплетированные ультрабазитовые породы [Летников, 2003; Farmer, 2003; Когарко и др., 2004; Green, 2006; и др.]. Исследования форм проявления таких процессов в ксенолитах позволили составить

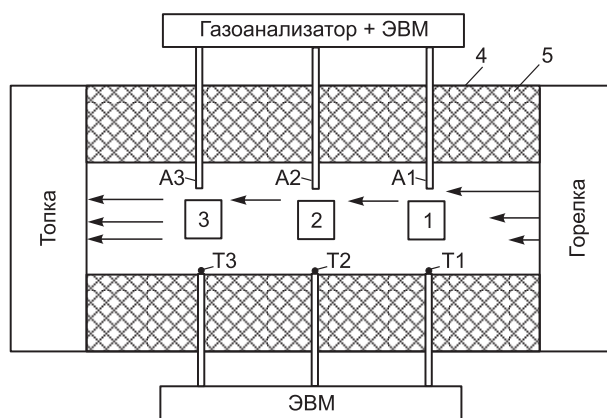
достаточно подробные минералогические и физико-химические схемы минеральных превращений в исходной породной матрице [Соловьева и др., 1994; Shatsky et al., 2008; и др.], а также выявили возможный состав воздействовавшей макро- и микрогазовой фазы [Томиленко, 2006]. Учет этой информации в рамках модели равновесной неизотермической физико-химической динамики метасоматоза позволяет с использованием программного комплекса СелекторWin [Чудненко, 2007] построить правдоподобную виртуальную картину изменения исходного состава литосферной мантии потоками восстановленных флюидов [Шарапов и др., 2007, 2009]. Однако количественное описание элементов динамики конвективного плавления мантийных пород, подвергающихся высокотемпературному метасоматозу, пока остается за рамками корректного математического моделирования. Поэтому интересными представляются попытки физического моделирования хотя бы качественной стороны таких явлений на образцах реальных мантийных пород. Реализация такого проекта оказалась возможной с помощью сотрудников ИГМ СО РАН, изучающих алмазные месторождения Якутии (Н.П. Похиленко, А.В. Головин, И.С. Шарыгин), которыми был предоставлен необходимый исходный каменный и аналитический материал. Постановка задачи вытекала из проведенного комплекса экспериментальных исследований каталитических эффектов взаимодействия восстановленных газов с непромотированными (предварительно химически необработанными) базитовыми и ультрабазитовыми породами в циклическом проточном реакторе [Шарапов и др., 2007]. Предполагалось изучить воздействие потоков восстановленных газов на реальные мантийные породы с ненарушенной структурой и составом в интервале T от 800 до 1200 °С. Качественно исходный состав синтез-газа следовало соотнести с реальными мантийными флюидами в этих породах [Томиленко, 2006]. В этом сообщении приводятся первые результаты изучения продуктов закалки подплавленных пород гранатовой фации и сопутствующих преобразований на межзерновых контактах, на месте реакционных жил и оторочек внутри нагреваемых в проточных реакторах образцов мантийных пород.

ПОСТАНОВКА ЗАДАЧИ

В существующих динамических схемах частичного плавления мантийных субстратов обычно используется схема «мгновенного» удаления из зоны контактного плавления минералов возникающего расплава, какой бы малой не была жидкая фракция [Walter, 2003]. Как гидродинамически может реализоваться такая схема, учитывая реальную структуру плавящейся минеральной матрицы реальных пород, не ясно. Очевидно, что корректное решение задачи динамики конвективного плавления требует недвусмысленного формального описания фазового взаимодействия. Поэтому необходима информация о структурных формах фазовых переходов в реальных мантийных породах при их конвективном прогреве с фиксацией реальных структурных преобразований, желательна с оценками скоростей и форм перемещения возникающих флюидных фракций. Ампульные эксперименты в принципе не позволяют получить информацию указанного рода. Отсюда возникла схема эксперимента — обдувание потоком горячего восстановленного флюида образцов реальных мантийных пород с ненарушенной структурой и минеральным составом. В качестве таких сред логично было использовать ксенолиты пород литосферной мантии, вынесенных к поверхности или на поверхность Земли базитовыми расплавами. Наш опыт экспериментального изучения теплового воздействия базитового расплава на образцы изверженных, метаморфических пород и кинетики кристаллизации базитовых расплавов [Кутыев, Шарапов, 1979; Мананков, Шарапов, 1989] показал, что при объемном нагреве метаморфических и изверженных пород частичное плавление начинается вокруг включений, вдоль трещин и на контактах кристаллов. Появление в расплаве газовой фазы приводит к конвективному переносу компонентов, локальному изменению состава жидкости с развитием ликвирования, а при закалке образуются характерные структуры минералогических оторочек на границе твердой и жидкой фаз. Следовательно, при нагреве метасоматизированных метаморфических пород потоком горячих газов и последующей закалке образцов следует ожидать похожие явления. При последовательном возрастании температуры и при удачной фиксации продуктов термического возбуждения можно проследить, хотя и в искаженной прошедшими фазовыми переходами форме, подвижность и массовые соотношения привнесенных флюидами петрогенных и летучих компонентов: 1) вынос флюидами при возгонке окклюдированных на поверхности трещин газовых и жидких пленок, 2) удаление компонентов из вторичных газовой-жидких включений и дегидратированных минералов, 3) состав расплавов в возникающих контактных пленках, 4) перемещение расплавов к поверхности нагрева, 5) продукты гетерофазных реакций и характер плавления минералов на поверхностях, обтекаемых потоками горячих газов. Следовательно, подбор образцов из разных зон метаморфизма и состава мантийной литосферы содержит возможность зафиксировать в принятой схеме экспериментов вещественные результаты проходившего в породе мантийного конвективного массопереноса. В частности, некоторые элементы таких процессов удалось установить при изучении каталитических эффектов в проточном реакторе при взаимодействии потока синтез-газа и базитовых пород в интервале температур 500—700 °С [Шарапов и др., 2007] и в пробных экспериментах [Шарапов и др., 2006; Мазуров и др.,

Рис. 1. Схема части агрегата, использованного для экспериментов с обдуванием образцов мантийных пород потоками горячих восстановленных газов:

А — входы пробозаборников для анализа газов, Т — положение вводов термопар, стрелками показано направление потоков газовой смеси, 1—3 — положение кубиков породы; 4 — огнеупорная футировка; 5 — стальной корпус установки.



2008]. Кроме того, ожидаемый эффект перемещения расплава при частичном плавлении технически был также экспериментально получен — перемещение расплава из зоны плавления к внешнему контакту сборки при однородном обжиге ампулы в оливиновом контейнере карбонатизированного перидотита [Brey et al., 2008]. В данном случае только наличие градиента температур между центром образца и стенками ампулы вызывало фильтрацию жидкости. В нашем случае кроме градиента температур конвективный массоперенос должен был также обеспечиваться протеканием ряда фазовых переходов: появление газовой фазы при дегидратации, возгонке и плавлении водосодержащих минералов неизбежно создает возрастание давления внутри нагреваемой породы.

Эксперименты проведены в нагревательной установке Института теплофизики СО РАН, в которой есть секция в виде проточного реактора с потоком восстановленных газов подходящего температурного интервала — 800—1200 °С (рис. 1). В такой схеме реализуются условия предыдущих экспериментов в реакторе с синтез-газом [Шарапов и др., 2007], а также перемещение возникающих в образце газовых флюидов и расплава по схеме [Brey et al., 2008]. Существенно также то, что «реликтовые газы» в данном интервале температур в мантийных ксенолитах восстановленные [Томиленко, 2006], поэтому, хотя в синтез-газе не было воды, при принятой схеме экспериментов на поверхности взаимодействия «реликтовых» и синтез-газов не должно было быть значительного окислительно-восстановительного барьера.

МЕТОДИКА ФИЗИЧЕСКИХ ЭКСПЕРИМЕНТОВ

В проточном реакторе, в который подавался поток восстановленных газов, возникающих при поджиге струй горящего пропана угольной пыли, синтез-газ проходил вдоль стенки реактора, где располагались термопары, на фарфоровые обкладки которых надевались кубики породы 2 × 2 × 2 см (см. рис. 1). Центр обр. № 1 находился на расстоянии 160 мм от границы горелки, центры образцов № 2 — 510 мм, № 3 — 850 мм. Пробоотборники газа располагались параллельно термопарам, состав газов определялся с помощью газоанализатора ТЭСТ-1. Температура в потоке газа в последовательности трех Pt-PtRh термопар уменьшалась от 1200 до 800 °С, давление ~1 атм. Состав газовой смеси был представлен следующими соединениями: H₂ ≈ 8—13, CO ≈ 9—11, CO₂ ≈ 17—18, N₂ ≈ 58—66 %.

Хотя описанная реализация конвективного нагрева породы отвечает замыслу эксперимента, использованная установка обладает тем недостатком, что было сложно выдерживать стационарный режим горения и «плотность» горящего факела, а следовательно, постоянство температуры поверхности образцов. Колебания температуры в струе газа из-за пульсирования потока в отдельные отрезки времени в экспериментах бывали значительными. В двух случаях произошло неконтролируемое увеличение *T* струи на входе в реактор, температура на первом образце достигла 1400 °С, при которой кубики пород в районе термопары № 1 расплавились почти полностью. Динамика воздействия потока газов на образцы состояла из трех последовательных стадий: 1) начального разогрева до *T* > 700 °С (около 3 мин), 2) выхода «на режим» (порядка 5—6 мин), 3) режима максимального нагрева при колебании температуры в интервале 50—100 °С соответственно по образцам № 1—3: 1100—1200 °С, 1000—1100 °С, 800—900 °С (15—17 мин). Далее следовало отключение редуктора, выемка и охлаждение образцов на воздухе. Отбор и анализ газов проходил на всех стадиях эксперимента. Изучение морфологии, фазового и химического составов проводилось в образцах и полированных пластинках с использованием оптических микроскопов и сканирующего микроскопа LEO1430VP, снабженного полупроводниковым детектором (ППД) OXFORD для микрозондового анализа (паспортное разрешение 35 Å), с полевой эмиссией JSM6700F (паспортное разрешение 7 Å), просвечивающего электронного микроскопа высокого разрешения JEM-2010 с полупроводниковым детектором EDAX (паспортное разрешение 1.2 Å), микроанализатора JEOL JXA 8100. Полученные значения содержаний элементов в полированных пластинках пересчитывались на оксидные минералы.

Таблица 1. Химические составы некоторых использованных в экспериментах пород и слагающих их минералов, по [Головин и др., 2007], мас. %

Образец/компонент	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Cr ₂ O ₃	Сумма
Uv-34	44.38	0.18	1.84	8.84	0.16	41.46	1.52	0.2	0.3	0.07	н.о	98.75
Оливин (n = 6)	40.98	н.о.	н.о.	9.34	0.15	49.42	0.09	н.о	н.о	н.о	0.04	99.93
Необласты оливина (n = 20)	40.75	»	»	9.15	0.15	49.43	0.11	»	»	»	0.04	99.59
Ортопироксен (n = 2)	58.22	0.17	0.34	5.51	0.13	33.94	1.02	0.18	0.0	»	0.34	99.51
Необласты ортопироксена (n = 2)	57.11	0.16	0.51	5.53	0.15	34.93	1.09	0.18	0.01	»	0.34	99.67
Клинопироксен (n = 4)	55.57	0.27	1.3	3.36	0.3	18.56	17.65	1.23	0.05	»	1.33	99.33
Гранат (n = 3)	41.56	1.33	16.4	7.78	0.37	19.42	6.09	0.09	0.0	»	6.74	99.78
Uv = 01	44.74	0.03	1.11	7.86	0.01	43.56	1.19	0.16	0.26	0.04	0	99.13
Оливин (n = 3)	41.2	н.о.	н.о.	8.2	0.11	50.28	0.05	н.о	н.о	н.о	0.06	99.85
Необласты оливина (n = 4)	41.02	»	»	8.3	0.11	50.16	0.05	»	»	»	0.06	99.7
Ортопироксен (n = 4)	57.45	0.01	0.46	4.79	0.14	36.02	0.88	0.04	0.01	»	0.33	100.12
Клинопироксен (n = 2)	54.59	0.22	1.24	3.38	0.13	19.82	17.34	1.31	0.06	»	1.5	99.54
Гранат (n = 4)	40.85	0.06	14.05	6.9	0.35	19.44	6.6	0.03	0.0	»	11.5	99.42

Примечание. n — среднее из обозначенного числа анализов, н.о. — элемент не определялся.

Валовый состав газов в образцах до и после экспериментов исследовался по методике Н.Ю. Осоргина [1990] в Институте геологии и минералогии СО РАН. Кинетические кривые выделения газов из ксенолитов получены по температурным интервалам 200, 400, 600, 800, 1000 °С с использованием хроматографов. Для описанных ниже экспериментов А.В. Головиным была подобрана коллекция ксенолитов базитовых и ультрабазитовых пород из кимберлитов тр. Удачная-Восточная (Якутия) (табл. 1), слагающих мантийный разрез литосферы кратона в подошве алмазной фации [Pokhilenko et al., 1999].

СОСТАВ ГАЗОВ В МИНЕРАЛАХ И РЕАКЦИОННЫХ ЖИЛКАХ КСЕНОЛИТОВ

Без знания состава газовой фазы, отделяющейся при нагревании пород, сложно понять особенности состава, возникающие на поверхности нагревания при закалке твердой фазы в продуктах частичного плавления минералов и характер реакционных явлений на границе минералов внутри образцов. Поэтому изложение результатов экспериментов мы предваряем необходимой информацией о валовом составе газов в главных минералах ультрабазитов в литосферной мантии в кратоне под тр. Удачная (Якутия), образцы ксенолитов из которой использованы в нашей работе. Процессы изменения состава и структуры пород литосферы проходили при воздействии потоков астеносферных флюидов. Согласно данным изучения продуктов их метасоматического изменения [Соловьева и др., 1994; Shatsky et al., 2008], было не менее двух одновременных стадий такого рода воздействия. Свидетельства взаимодействия подобных флюидных волн и литосферных пород можно найти в составах флюидов пород отдельных метаморфических фаций в разрезе литосферы под кратонами Сибирской платформы. Такое исследование было выполнено на материалах изучения ксенолитов в кимберлитах тр. Удачная [Томиленко, 2006]. Содержания газов H₂O, CO₂, CO, H₂, CH₄ определялись по методике [Осоргин, 1990]: оливины (Ol) — 73 %, гранаты (Ga) — 24 %, клинопироксены (Cpx) — 3 %. Количество образцов отдельных породных групп составило: эклогиты — 11, шпинелевые лерцолиты — 10, шпинель-гранатовые лерцолиты — 14, дуниты — 21, катаклазированные лерцолиты — 21. Эта последовательность пород совпадает с указанным выше модельным разрезом максимально мощной литосферы кратона [Pokhilenko et al., 1998]. Обнаружено, что по содержанию и соотношению перечисленных газов во всех породных группах имеется от трех до четырех кластеров с характерными «обводненностью» (H₂O/Σ(CO₂ + CO + CH₄ + H₂)) и «восстановленностью» (CO₂/Σ(CO + CH₄ + H₂)): 1) имеются относительно высоко- и низководные кластеры, 2) относительно низководные кластеры обладают более восстановленными газами (величина модуля «восстановленности» в полтора—два раза меньше, чем в максимально водосодержащих образцах). В «высоководных» породах (средние содержания H₂O ~2900—3200 мг/кг) при высокой положительной связи H₂O с CO₂ отсутствуют линейные корреляции воды с CO, H₂, CH₄. Отметим, что в наиболее глубоких породах (катаклазированные гранатовые лерцолиты), в которых наиболее низки оба модуля, имеются значимые линейные корреляции между содержаниями всех пяти газов. Поэтому использование этих пород в экспериментах мы считали одним из наиболее важных условий для получения

Таблица 2. Содержание макрогазов в образцах ксенолитов до и после прогрева в реакторе, кинетика выделения газов при ступенчатом прогреве в декрепитометре

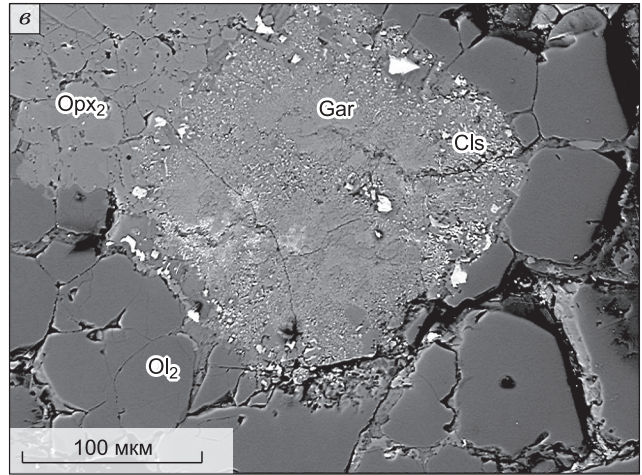
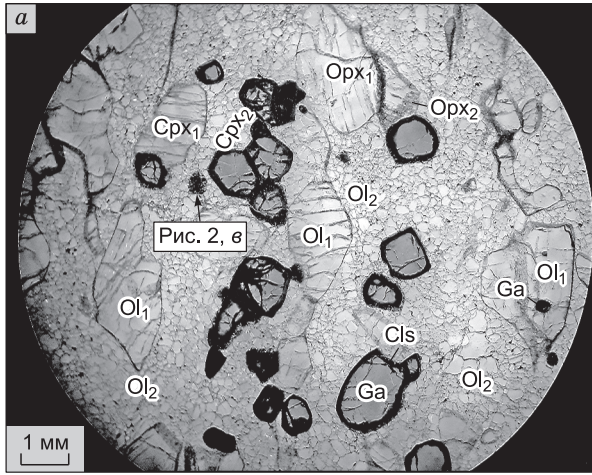
Т нагрева, °С	Образец	Содержание, мг/кг										Хроматографический анализ
		H ₂ O	H ₂	CO ₂	CO	CH ₄	C ₂ H ₂	C ₂ H _{4,6}	C ₃ H ₈	C ₄ H ₁₀	N ₂	
1000	Uv-01	1200	20	450	170	10	3	0	2	2	3	Исходный образец
1000		200	5	200	60	6	1	0	0.6	0.5	2	После нагрева до 1200 °С в эксперименте
1000		130	0	90	20	сл.	0	0	0	0	2	После нагрева до 1000 °С в эксперименте
1000	Uv-72	4100	20	1000	220	20	10	сл.	9	10	4	Исходный образец
1000		600	30	440	570	40	7	»	2	3	6	После нагрева до 1200 °С
1000		220	40	80	400	30	4	0	1	2	20	После нагрева до 1000 °С в эксперименте
900	Uv-01 Uv-34	110	3	80	30	4	2	0	0.6	сл.	3	Стекло после сплавления в эксперименте образцов Uv-01 и Uv-34
200	Uv-226	10	0	8	0	0	0	0	0	0	0	Ступенчатый нагрев
400		140	0	40	0	0.9	0.6	1	2	2	0	
600		880	4	140	0	1	0.9	0	0.8	0.9	0	
800		120	0	40	0	0.6	0.8	0	сл.	0	0	
1000		сл.	10	40	60	0.6	0	0	0	0	0	
	Σ	1150	14	268	60	3.1	2.3	1	2.8	2.9	0	Сумма выделения
200	Uv-34	110	0	20	0	0	0	0	0	0	0	Ступенчатый нагрев
400		90	0	40	0	1	0.9	0	1	1	0	
600		30	0	70	0	0.5	сл.	0	сл.	сл.	0	
800		4	0	30	сл.	0.6	0.7	0	0	0	0	
1000		120	10	20	60	2	сл.	0	0	0	0	
	Σ	354	10	180	60	4.1	1.6	0	1	1	0	Сумма выделения
200	Uv-129	40	0	10	0	0	0	0	сл.	0	0	Ступенчатый нагрев
400		40	0	20	0	2	0.8	0.4	2	2	0	
600		130	2	60	0	4	1	0.3	1	0.9	0	
800		60	4	20	0	0.7	0.7	сл.	0	0	0	
1000		200	20	80	110	1	сл.	0	0	0	0	
	Σ	470	26	190	110	7.7	2.5	0.7	3	2.9	4	Сумма выделения

Примечание. Определяемые в образцах газы составляют часть летучих компонентов, в которую не входят соединения хлоридов и другие газы, экстрагирующие при сублимации петрогенные и примесные элементы в исследуемых породах; сл. — следы.

достоверной информации об особенностях частичного плавления пород при конвективном прогреве литосферы в алмазной фации.

Полученные статистики показывают следующие количественные соотношения двух главных типов флюидов в ультрабазитовых породах: 1) в дунитах и гранатовых лерцолитах преобладают высоководные флюиды (относительные содержания воды 54—78 %), при этом указанные выше виды коррелятивных связей между содержаниями газов фиксируются только в дунитах и гранатовых лерцолитах; 2) катаклазированные лерцолиты «выпадают» из перечисленного ряда пород, поскольку в них резко преобладают маловодные флюиды (76 % наблюдений). Поскольку в наших экспериментах происходит постепенное нагревание породы с поверхности, то необходимо представлять, какие газы будут носителями петрогенных компонентов при температурах более 800 °С и могут влиять на динамику развития локальных выделок. Для оценки кинетики выделения газов из образцов литосферных пород при нагреве в реакторе проведены пошаговые измерения валового состава флюидов в хроматографах по указанной выше методике до и после экспериментов (табл. 2).

Как следует из кластерного анализа содержаний газов в минералах (оливин, гранат, клинопироксен) основных породных групп мантийных ксенолитов и оценок в них коррелятивных связей между



б

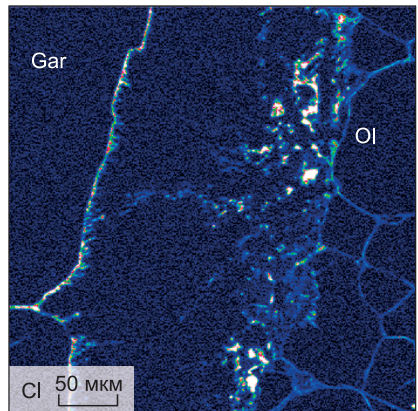
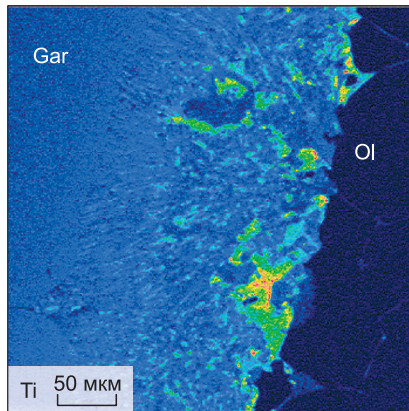
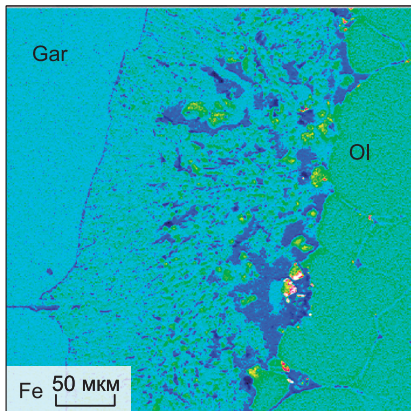
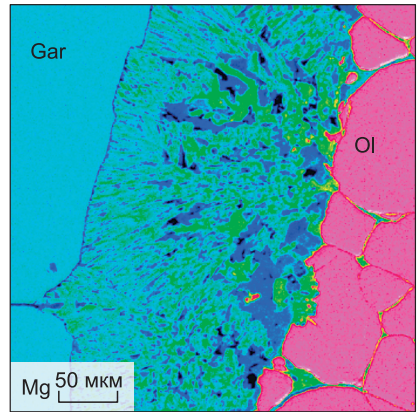
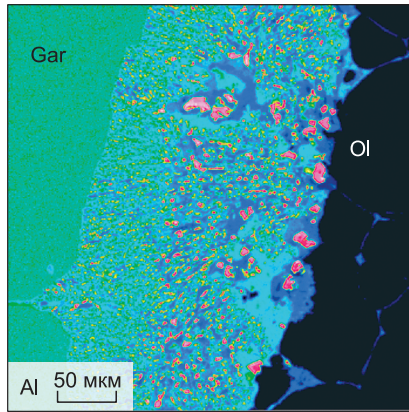
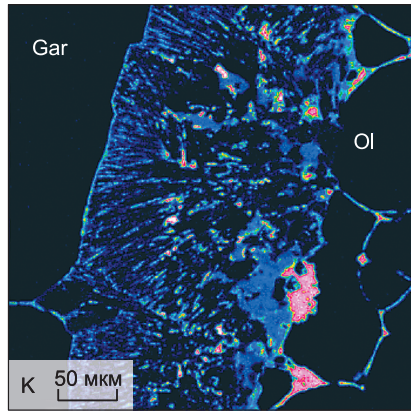
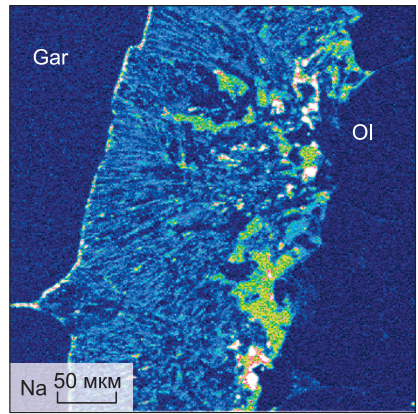
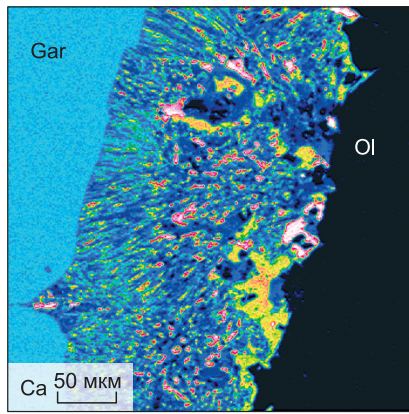
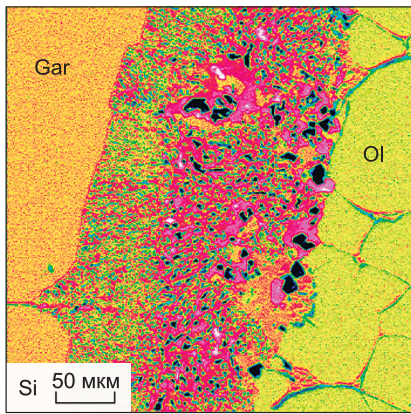


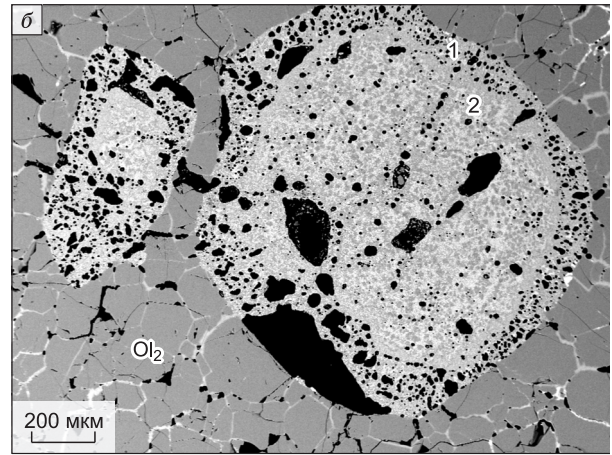
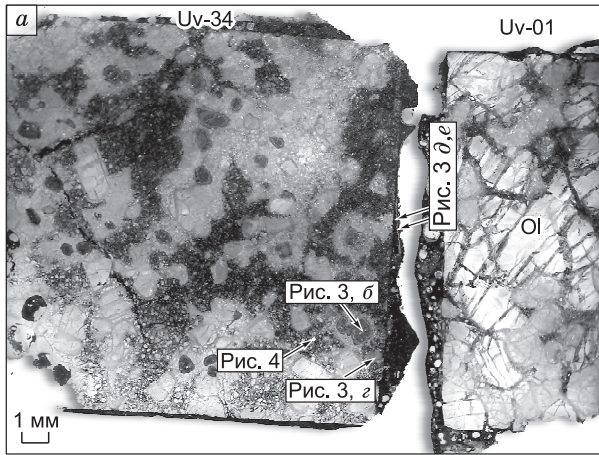
Рис. 2. а — структурно-минералогические характеристики катаклазированных лерцолитов (обр. Ув-34) под кратоном тр. Удачная (Якутия):

Gar — кристаллы пиропового граната с келифитовыми оторочками (Cls), Ol₁ — кристаллокласты оливниновой матрицы, Ol₂ — мелкозернистая масса (необласты) матричного оливина, Срх₁ — кристаллокласты матричного клинопироксена, Срх₂ — мелкозернистые оторочки и отдельные пятна (необласты) клинопироксена, Орх₁ и Орх₂ — аналогично Срх, составы минералов приведены в табл. 1; **б** — деталь строения и состава реакционных зон кристаллов оливина карты распределения Si, Ca, Na, K, Al, Mg, Fe, Ti, Cl в келифитовой оторочке граната (Gar) и оливина (Ol); **в** — деталь рис. 2, б — почти полностью перекристаллизованное зерно пиропового граната, в котором вторичные преобразования аналогичны составу келифитовых оторочек крупных кристаллов граната (шпинель, сульфиды, флогопит).

отдельными газами, ксенолиты из одинаковых минеральных фаций содержат различно измененные породы с неодинаковой кинетикой выделения газов при их пошаговом термовозбуждении. Сопоставление данных из табл. 2 и результатов изучения содержаний газов в минералах [Томиленко, 2006] показывает, что для исходных и прогретых образцов пород валовый состав газов в породе практически идентичен таковому в ее главных минералах. Для проведения экспериментов существенно то, что в изученных образцах ультрабазитов от 50 до 100 % воды выделяется из породы при нагревании до $T = 800$ °С, т.е. до начала плавления. Иными словами, основные процессы конвективного теплопереноса в породе при использовании принятой схемы нагрева (см. рис. 1) приведет к тому, что основная масса газов при температурах выше 800 °С будет поступать из минералов, а не из водных окклюзированных поровых пленок. Данное обстоятельство позволяет пролонгировать наблюдаемые эффекты конвективного массообмена при нагревании образцов потоком нагретого синтез-газа по частным образцам, где определены соотношения газов, на соответствующие породные кластеры. Поэтому наблюдаемые масштабы пузырения расплавов в поверхностных пленках и в трещинках внутри разных образцов литосферных пород, использованных в наших экспериментах, различаются незначительно. Об этом свидетельствуют также результаты определения отделения газов после опытов (см. табл. 2). Ниже из всей гаммы литосферных пород, учитывая весьма ограниченный объем сообщения, приводятся только данные для пород гранатовой фации. Из них наиболее важными, как отмечалось выше, мы считаем результаты опытов с наиболее глубинными породами, исходные структурно-минералогические характеристики которых показаны на рис. 2 (см. келифитовую кайму).

ПРОЦЕССЫ КОНВЕКТИВНОГО ВЫНОСА КОМПОНЕНТОВ И ЧАСТИЧНОГО ПЛАВЛЕНИЯ КУБИКОВ МАНТИЙНЫХ ПОРОД ПРИ ПРОГРЕВЕ ПОТОКОМ ВОССТАНОВЛЕННЫХ ГАЗОВ

Чтобы не нарушать естественные соотношения структурно-физических форм флюидов в реальных образцах мантийных пород после выпиливания кубиков мы не проводили вакуумной обработки или сушки полученных для опытов заготовок. Следовательно, при нагревании из них должны были выделяться: 1) поровая влага из окклюзированных водных пленок ($T < 400$ °С), 2) водные флюиды, возникающие при разложении гидроксилсодержащих минералов ($T < 1100$ °С), 3) газовая фаза из всех типов декрепитируемых включений, 4) солевые расплавы, 5) силикатные и алюмосиликатные расплавы, возникающие при контактном плавлении в присутствии солей и воды [Томиленко, 2006]. Теоретически [Лыков, Михайлов, 1963] по мере проникновения в породу тепловой волны от поверхности нагрева указанные продукты термического возбуждения должны перемещаться по порам и трещинкам к поверхности нагревания. В проведенных экспериментах большая часть выделившихся флюидов, по-видимому, смешивалась с набегающим потоком синтез-газа и удалялась из области взаимодействия. Температура начала плавления в образцах не могла фиксироваться. Можно считать, что такие процессы отвечают прогреву выше 800 °С, поскольку начальные формы плавления фиксировались только при T потока синтез-газа выше этого значения. При этом во всех стекловатых образованиях всегда наблюдается пузыристость. Это означает, что гетерофазная смесь выталкивалась газовой фазой на поверхность нагревания, где расплав взаимодействовал с набегающим потоком синтез-газа. Выбранный диапазон температур нагрева поверхности кубиков предполагал возможность наблюдать характер массопереноса, аналогичный вулканическим процессам [Ткаченко и др., 1999; Зеленский, 2003] и при формировании паралав над очагами подземных пожаров [Калугин и др., 1991]. В проведенных нами экспериментах реализовывался миниатюрный реактор с надкритическими флюидами, в которых температура увеличивалась до субсолидусных при частичном плавлении базитовых и ультрабазитовых пород. В этом сообщении мы остановимся на обсуждении результатов изучения продуктов частичного и полного плавления минералов внутри нагретых ≥ 1000 °С образцов только гранатовой фации из тр. Удачная-Восточная, которые иллюстрируем на рис. 3—5.



б

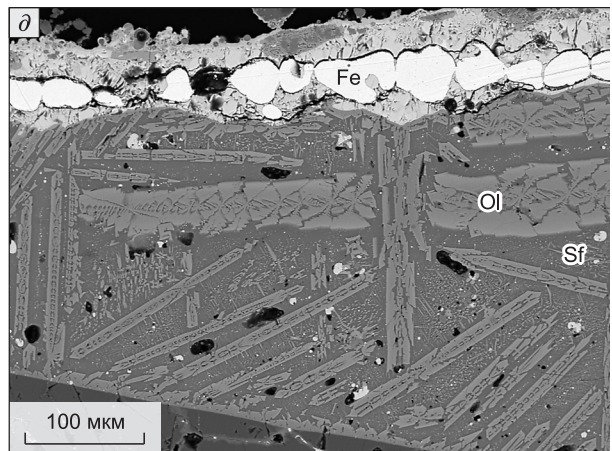
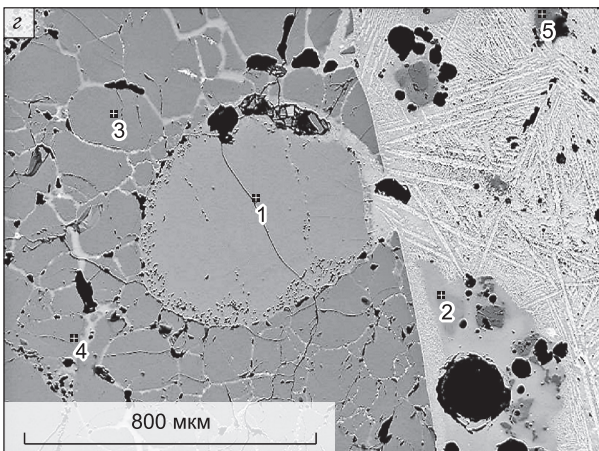
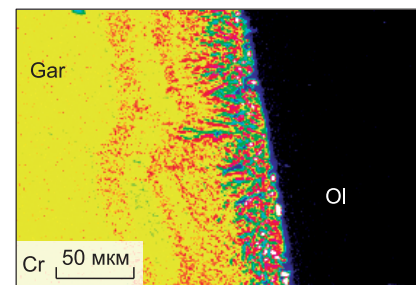
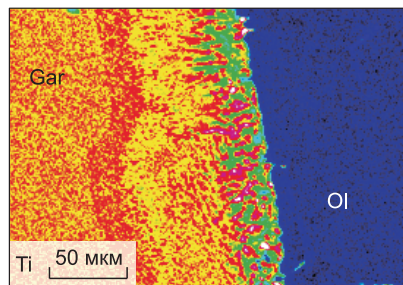
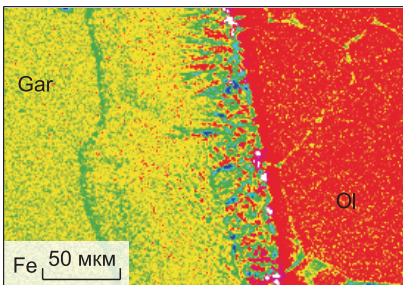
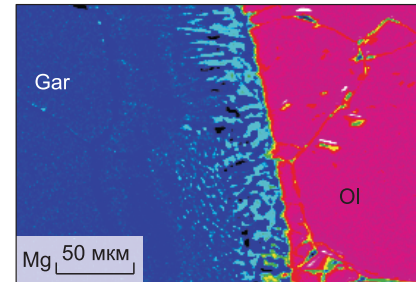
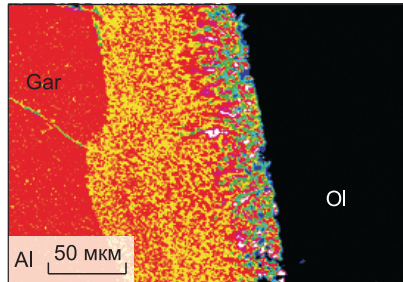
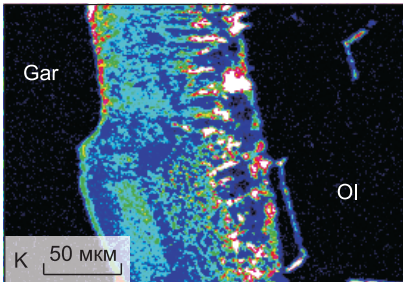
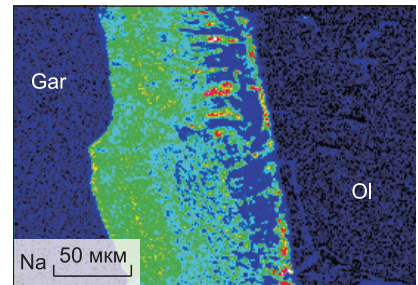
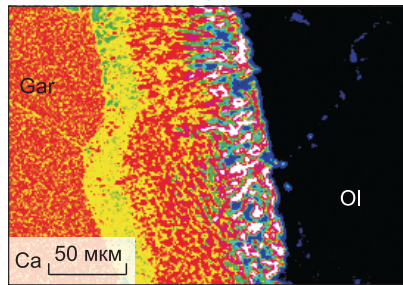
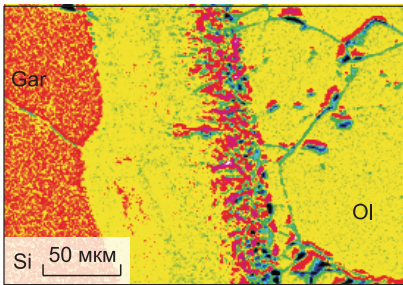


Рис. 3. Результаты изучения продуктов плавления минералов образцов гранатовой фации из тр. Удачная-Восточная.

a — поперечные срезы через центральные части кубиков обр. Uv-34, Uv-01, на рисунке их встречные грани были лобовыми для набегающего потока восстановленных газов ($T = 1200\text{ }^{\circ}\text{C}$). В обр. Uv-34 образовалась область интенсивного восстановления расплава (фрагмент 3, *d*), где произошла ликвация на рудную и алюмосиликатную фракции. В обр. Uv-01 таких явлений не отмечено. Интенсивность плавления в образце катаклазированного лерцолита (более темные области, все зерна граната расплавлены полностью) прошли значительно больше, чем в крупнозернистой породе гранатового вебстерита. Характерные зафиксированные при закалке детали прошедших процессов локального плавления в обр. Uv-34 (фрагменты рис. 3, 4) приведены ниже. Исходные особенности структуры породы можно видеть на рис. 2, *a*.

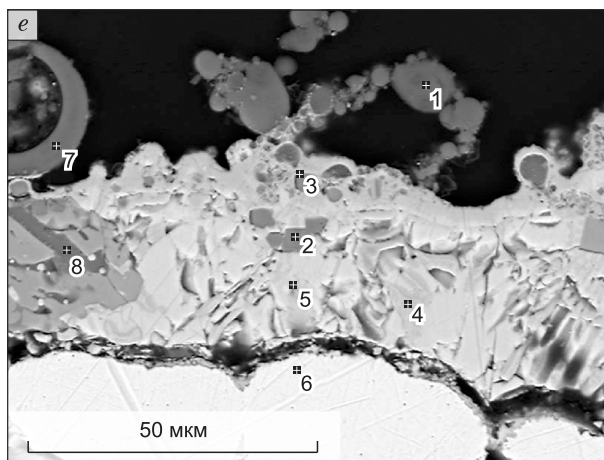
b — деталь рис. 2, *a* — локальное плавление ($T = 1200\text{ }^{\circ}\text{C}$) в обр. Uv-34. Промежутки между кристаллами форстерита (серое) выполнены пузыристыми (черное) пленками расплава (светлое, см. состав на рис. 4). Зональные округлые кристаллы граната полностью расплавлены. Зона переплавления келифитовой оторочки (1) наиболее насыщена газовыми порами, эта контактная стекловатая зона сменяется разнопузыристой гетерофазной массой (2), в которой проявляются элементы фазового распада (см. деталь рис. 3, *e*). Центральная часть кристалла после закалки имеет весьма неоднородное строение, в ней имеются мелкие блоки, близкие по составу исходному гранату, участки магнезиально-кремнистого стекла с кристалликами герцинита перемежаются с алюмосиликатным стеклом.

в — строение и карты составов компонентов (Si, Ca, Na, K, Al, Mg, Fe, Ti, Cr) контактовой зоны между гранатом и оливином после закалки в случае подплавления келифитовой оторочки (см. рис. 2, *b*).

г — сопряжение зоны гранулирования округлого кристалла клинопироксена (1) с поверхностной пленкой, в которой содержатся пузыристые обособления высококремниевых стекол (2, 5) в более однородной алюмокремниевой массе с игловидными дендритами закалочных клинопироксенов. 3 — кристаллы гранулированного оливина (см. рис. 2, *a*), на границе которых образованы пленки контактного плавления (4), аналогичные таковым рис. 4.

д — зональное строение пленки расплава (см. рис. 2, *a*, обр. Uv-34), отражающее ликвационное разделение рудной (Fe) и силикатной фракций в верхней ее части под воздействием потока восстановленных газов; не затронутая распадом нижняя часть пленки в стекловатом базисе имеет только капли сульфидов (Sf) между закалочными дендритами железистого оливина (Ol). Детали составов см. на рис. 3, *a*, *e*.

e — верхняя алюмосиликатно-рудная часть области ликвации пленки, располагающейся на слипшихся каплях самородного железа (6), представленная продуктами закалки: 1, 7 — стекловатые высококремниевые пузыри алюмосиликатной пены, 2, 3 — кристаллы герцинита, 8 — пластинки полевого шпата с включениями капель сульфидов в сростаниях с вюститом (4) и троилитом (5).



Формы проявления расплавов на поверхности кубиков и их взаимодействие с потоком синтез-газа. В зависимости от состава пород и содержания в них газов (см. табл. 1, 2) характер и масштабы поступления расплавов на поверхность нагрева различались довольно существенно. Можно выделить два типа таких процессов (см. рис. 3, 5). Первые выплавки при частичном плавлении мантийных пород проявляются на поверхности нагревания в форме «точечных» или линейно распределенных вспененных светло-серых, коричневатых и затем черных капельных выделений расплавов (см. рис. 5, *a*). Они выдавливаются по границам кристаллов и по трещинкам. На площади срезов кристаллов оливина эти обособления распределяются «правильно расположенными» каплями. По мере нагревания их размеры и количество увеличиваются, расплав начинает растекаться по плоскости нагревания и образует бугристую или ровную пузыристую пленку (см. рис. 3, *a*). В ультрабазитах при $T \leq 1200\text{ }^{\circ}\text{C}$ не наблюдается как поверхностного плавления кристаллов, так и реакционных зон взаимодействия с растекающимися пленками расплавов (см. рис. 3, *a*). На поверхности жидких пленок взаимодействие с потоком синтез-газа иногда фиксируется при закалке в форме образования тонкой каемки дендритовидных кристаллов вюstitа, шпинели и KCl, а в некоторых экспериментах на гранях кубиков при воздействии синтез-газа зафиксировано разложение гранатов и перераспределение сублиммированных компонентов в виде дендритов ряда минералов (см. рис. 5, *в*, *г*) [Мазуров и др., 2006].

При отсутствии пульсаций в нагреваемом потоке синтез-газа в области температур $\sim 1200\text{ }^{\circ}\text{C}$ кубики пород со всех сторон покрываются пузыристой пленкой расплава толщиной 0.5—2 мм (см. рис. 3, *a*). При пульсирующем режиме нагрева или недостаточной «плотности» струи полное подплавление указанного типа имеется только на «лобовой» для потока набегающего газа грани кубиков (см. рис. 5, *б*). На этой грани нагреваемых кубиков максимальная толщина пленки расплава формируется во всех случаях. Как отмечалось ранее, от эксперимента к эксперименту плотность и интенсивность набе-

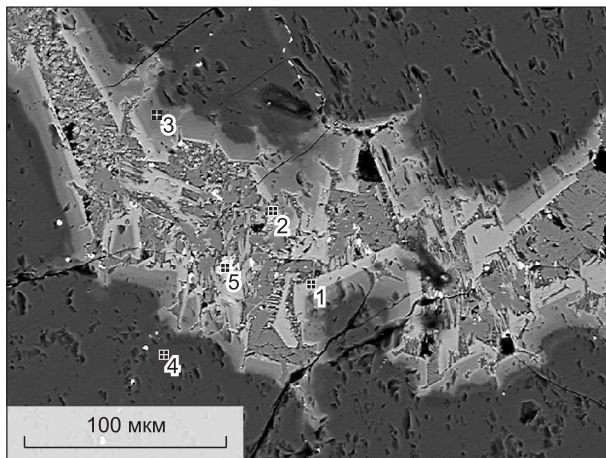


Рис. 4. Строение и состав межзерновой выплавки после закалки:

1—3 — ограниченные каймы, растущие на подложке матричного оливина 4 (см. табл. 1, обр. Uv-34); 5 — каплевидные обособления твердого раствора троилита с включениями оксидов железа и титана. Остальная часть состоит из алюмокремниевое стекла с дендритами железистого оливина.

обр. Uv-34 в центральной части грани воздействия потока были выше, чем по краям (см. увеличение толщины пленки). В этой части поверхности (фрагмент рис. 3, *д, е*) возникло расслоение расплава с образованием «рудной» и алюмокремниевой фракций. На других гранях кубика таких явлений не зафиксировано. Нет их на лобовой грани обр. Uv-01, где толщина поверхностной пленки не имеет указанной деформации в форме углубления под действием набегающей газовой струи. Внутри образцов признаков влияния потоков нагреваемых газов не зафиксировано.

Состав закалочных минералов и стекол. Изучение состава выплавок в каплевидных пузыристых выделениях на разных поверхностях нагрева и в сплошных стекловатых пленках на поверхности максимального прогрева кубиков выявило ряд особенностей их внутренней структуры и минералогии. Каплевидные выделения обладают максимальной разнородностью состава и структуры (см. рис. 3, *д*): некоторые сплошные пленки имеют разнородный состав в верхней вспененной половине и более однородны в своей средней и нижней частях, тогда как другие обладают относительно однородной структурой (см. рис. 3, *з*). Максимально разнородны расплавные пленки в случае развития ликвирования при взаимодействии жидкости с синтез-газом, когда формируются три совершенно различных уровня: 1) высококремниевая пена (см. рис. 3, *д*), 2) рудной расплав (3, *е*), 3) однородная слабопузыристая зона смешения силикатной и рудных жидкостей (3, *е*).

В целом закалочные стекла по составу оказались весьма неоднородными как в различных породах, так и в одной породе при нагреве ≥ 1000 °C (см. рис. 5, *а*). В каждом случае в породе отмечалось появление от трех до шести кластеров расплавов с характерными содержаниями SiO_2 ~8—10, 40—50,

Таблица 3. **Составы стекловатых образований на поверхности и внутри катаклазированного лерцолита обр. Uv-34, мас. %**

Кластер	Температура нагрева 1200 °C								
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	n
Uv-1	7.92	7.23	64.8	5.04	1.8	1.4	11.5	0.08	4
Uv-2	51	0.48	29.15	12.9	1.61	3.02	0.75	0.78	8
Uv-3	74.2	0	1.73	14.95	1.4	5.94	0.8	0.92	10
Uv-4	100	0	0	0	0	0	0	0	3
Среднее по выборке	53.7	1.5	22.1	12.4	1.5	4	2.7	0.72	25
Линейные корреляции в общей выборке	SiO ₂ ↔ Al ₂ O ₃ -0.98; TiO ₂ -0.67; K ₂ O +0.43; TiO ₂ ↔ Al ₂ O ₃ +0.49; Na ₂ O +0.98; FeO -0.47; Al ₂ O ₃ ↔ Na ₂ O +0.43; CaO -0.55; MgO ↔ CaO +0.45								
Кластер	Температура нагрева 1000 °C								
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	n
Uv-1	15.7	0	65.85	14.9	3.71	0.18	0	0.17	2
Uv-2	49.43	0	44.67	2.6	0.41	1.72	0.32	0.91	7
Uv-3	61.65	0	28.46	4.83	1.13	1.45	0.58	1.42	10
Uv-4	80.96	0	14.83	2.96	0.22	0.49	0	0.54	5
Uv-5	100	0	0	0	0	0	0	0	3
Среднее по выборке	63	0.14	24	6	0.95	2.2	0.44	1.2	27
Линейные корреляции в общей выборке	SiO ₂ ↔ Al ₂ O ₃ -0.98; FeO -0.61; MgO -0.63; Al ₂ O ₃ ↔ FeO +0.46; MgO +0.51; MgO ↔ FeO +0.7; K ₂ O -0.46								

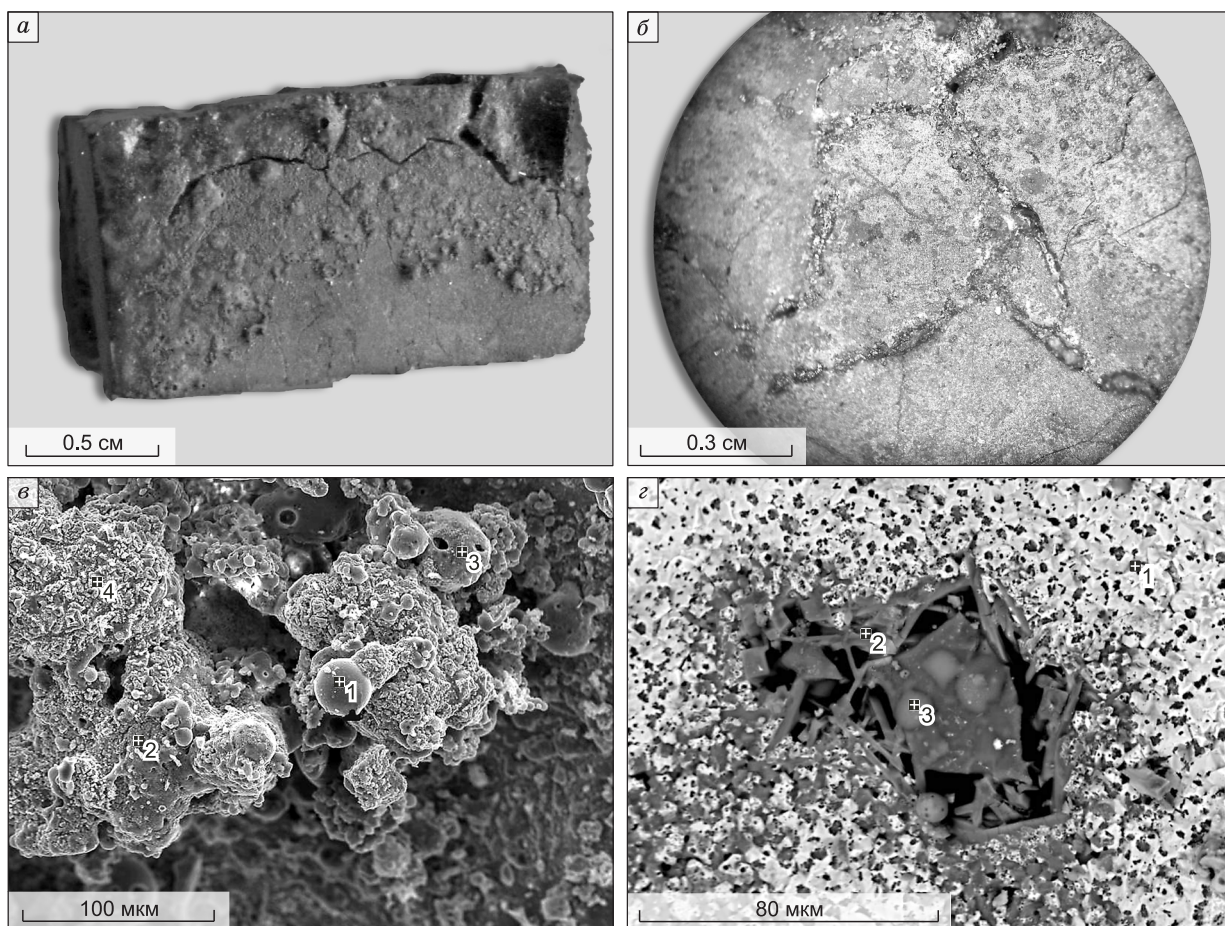


Рис. 5. а–г. Зональное распределение на боковой поверхности кубика гранатового лерцолита продуктов частичного плавления потоком восстановленного газа ($T = 1200\text{ }^{\circ}\text{C}$, обр. Уv-129):

верхняя часть образца, ограниченная трещинами контракции, покрыта сплошной пузыристой пленкой, ниже располагается зона крупных и мелких пузыристых обособлений и жилевидных выделений вдоль трещин и границ крупных кристаллов, еще ниже следует зона точечных мелких выделений над выходами на поверхность среза вторичных включений и трещинок в кристаллах. Характер строения сплошных пленок в разрезе показаны на рис. 3, а, на рис. 5, б, г приведены детали строения других зон.

б — каплевидные «точечные» и зональные стекловидные выделения на поверхности кристаллов оливина, жилеобразные пузыристые обособления светлого и темно-коричневого цвета по границам между зернами оливина (нижняя половина образца рис. 5).

в — строение пузыристых гетерофазных выделений на поверхности кристаллов граната (см. рис. 5, а).

Пузыристое обособление на поверхности (1) содержит пузырьки высококремнистого стекла с примесью Al, Fe, K, Na, Ca. Остальная масса пузырьков (2, 3) больше обогащена компонентами исходного граната, на их поверхности из газовой фазы отложились дендритовидные кристаллики ферритов (4).

г — на выходе газовой поры на поверхность среза кубика отложение из газовой фазы пластинок высокомагнезиального оливина (2) с каплями высококремнивого стекла (3) и дендритовидных кристалликов ферритов (светлые «звездочки»), которые образуют налеты (1) на поверхности тонкой пленки высококремнивого стекла (серое).

55—60, 70, 80, 98—100 % (табл. 3—6). В кластерах с содержанием $\text{SiO}_2 \sim 8\text{--}10\%$ количество Al_2O_3 варьирует в интервале 35—68 %. Обнаружены также упомянутые выше случаи «рудной» ликвации с образованием капель сульфидных расплавов и самородного железа. Характерной особенностью локальных выплывков является тип линейных корреляций $\text{SiO}_2 \leftrightarrow \text{Al}_2\text{O}_3$, $\text{FeO} - r$; $\text{FeO} \leftrightarrow \text{MgO} + r$; $\text{TiO}_2 \leftrightarrow \text{FeO} - r$, который необычен для ликвидусных фазовых соотношений при кристаллизации изверженных пород. Для частичного плавления ультрабазитов с малым содержанием граната характерны безтитановые, низкоалюминиевые, высокожелезистые обогащенные кремнием жидкие фракции. Высокоалюминиевые фракции обнаружены как во вспененных поверхностных пленках, так и на месте плавления гранатов. Формирование высококремниевых расплавов из контактных пленок в ксенолите ультрабазита получено

Таблица 4. Составы стекловатых образований на поверхности и внутри гранатового вебстерита
обр. Uv-01, мас. %

Кластер	Температура нагрева 1200 °C								
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	n
Uv-1	10.33	4.85	68.6	6.73	0.7	0.16	7.93	0.1	3
Uv-2	51.3	0.8	30.2	8.1	1.56	5.2	0.98	0.84	9
Uv-3	55.9	0	0.22	41.7	0.61	1.52	0	0	3
Uv-4	72.63	0.25	21.73	2.2	0.34	1.05	1.88	1.3	3
Uv-5	80.4	0	1.05	11.6	1.6	3.6	0.46	0.23	12
Uv-6	100	0	0	0	0	0	0	0	2
Среднее по выборке	61.4	0.75	18.5	12	1.3	3.3	1.46	0.5	32
Линейные корреляции в общей выборке	SiO ₂ ↔ Al ₂ O ₃ -0.89; TiO ₂ ↔ Na ₂ O +0.98; FeO -0.47; Al ₂ O ₃ ↔ CaO -0.76								

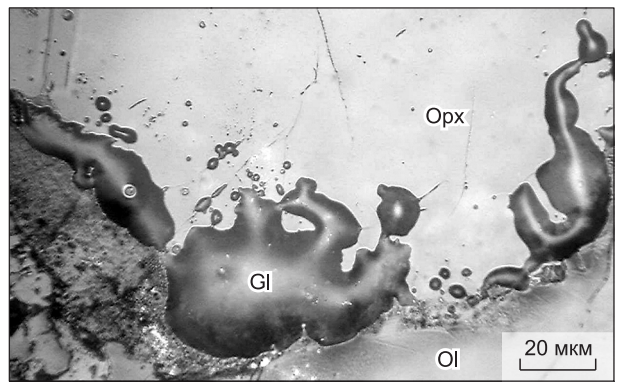
Таблица 5. Составы стекловатых образований на поверхности и внутри гранатового гарцбургита
обр. Uv-226, мас. %

Кластер	Температура нагрева 1000 °C								
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	n
Uv-1	64.03	2.9	23.55	3.95	1.27	1.89	0.89	1.09	1
Uv-2	45.2	0	1.83	1.05	0.15	4.22	0.37	0.64	2
Uv-3	55.6	1.62	5.48	9.8	26.5	0.52	0.22	0.27	2
Uv-4	93.52	1.07	4.64	0.15	0.07	0.08	0.06	0.4	4
Среднее по выборке	69.8	1.5	17.9	3.1	5.2	1.4	0.4	0.6	9
Линейные корреляции в общей выборке	SiO ₂ ↔ Al ₂ O ₃ -0.74; Al ₂ O ₃ ↔ CaO + 0.65; FeO ↔ MgO +0.69								
Кластер	Температура нагрева 1200 °C								
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	n
Uv-1	96.43	0	2.7	0.08	0.11	0.12	0.05	0.16	9
Uv-2	64.4	0.63	26.6	2.9	2.6	2.22	0.67	1.3	12
Uv-3	54.7	0.43	36.6	0.8	1.2	1.43	0.66	1.32	4
Uv-4	42.6	0.41	48.8	3.3	3.6	4.23	0.36	0.47	6
Uv-5	45.5	0	36	4.6	11.5	1.63	0	0.1	3
Среднее по выборке	64.8	0.3	25.3	2	2.7	1.9	0.4	0.8	34
Линейные корреляции в общей выборке	SiO ₂ ↔ Al ₂ O ₃ -0.98; FeO -0.61; MgO -0.63; Al ₂ O ₃ ↔ FeO +0.46; MgO +0.51; MgO ↔ FeO +0.7; K ₂ O -0.46								

Таблица 6. Химический состав (мас.%) породообразующих минералов из гранатового лерцолита кимберлитовой тр. Удачная-Западная (Якутия) и силикатного стекла, образовавшегося на границе между оливином и ортопироксеном при нагревании до 1100 °C

Компонент	Ol	Orx	Gar	Срх	Стекло
SiO ₂	40.4	57.0	41.0	54.6	79.7
Al ₂ O ₃	0.0	0.5	19.1	1.2	2.5
FeO	7.8	4.9	7.9	1.5	5.9
Cr ₂ O ₃	0.0	0.2	6.37	1.3	0.0
MgO	51.3	36.5	18.5	17.5	2.1
CaO	0.0	0.2	6.5	22.4	0.5
Na ₂ O	0.0	0.0	0.03	1.1	1.5
K ₂ O	0.0	0.0	0.0	0.1	3.9
Cl	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Сумма	99.5	99.1	99.4	99.7	96.1

Рис. 6. Силикатное стекло (Gl) на поверхности пластинки на границе между оливином (Ol) и ортопироксеном (Orx) из гранатового лерцолита кимберлитовой тр. Удачная-Западная после прогрева препарата до 1100 °С.



в эксперименте в термокамере на контакте Ol—Orx (табл. 6, рис. 6). Нетрудно видеть, что указанная выплавка сопоставима с некоторыми высококремниевыми кластерами, которые относятся к ранним «точечным» выделениям стекла или пенам на поверхности пленок.

Как следует из данных табл. 3, 5, средние составы выплавок при 1000 и 1200 °С различаются весьма существенно. Хотя температурные тренды изменения составов аналогичны, каждая из пород обладает индивидуальными особенностями составов жидкостей. Общие особенности температурного тренда изменения состава выплавок в ультрабазитах состоят в уменьшении содержания SiO_2 и увеличении большинства других петрогенных компонентов. Тенденции изменения содержаний Al_2O_3 определяются содержанием в породе гранатов и их составом.

Полученная статистика закалочных стекол в ультрабазитах показывает, что начальные выплавки состоят из низкомагниевого, безтитанового, низкокальциевого или безкальциевого, относительно высококальциевого, обычно безнатрового, а также жидкостей, в которых $\text{Na} < \text{K}$. При переплавлении реакционных оторочек и жилок, проявлении контактного плавления появляются и высоконатровые фракции с высоким или повышенным содержанием кремния, умеренным или относительно высоким содержанием извести, устойчивыми количествами Al, титаносодержащие, при широком колебании содержания железа. Эти колебания связаны с достаточно широкими вариациями состава реакционных жилок и каемок в ксенолитах тр. Удачная [Головин и др., 2007; Kamenetsky et al., 2007; Shatsky et al., 2008; Соловьева и др., 2008]. При полном плавлении гранатов отмечены тенденции «расслоения» алюмосиликатных расплавов на области с разным содержанием Si, Ca, Fe, Na, K (см. рис. 3, в). Особенностью стекол и кристаллических продуктов закалки частично или полностью расплавленных кристаллов внутри образцов является формирование поздних дендритов хлоридов натрия и калия равномерно распределенных в отдельных участках стекловатых или гетерофазных продуктов закалки.

Отметим, что указанные изменения размеров и морфологии вторичных включений внутри кристаллов оливина после прогрева образцов и состава стекловатых пленок на поверхности кубиков мы сопоставляем с аналогичными выплавками, которые были получены в эксперименте при нагревании катаклазированного лерцолита в термокамере (см. рис. 6, табл. 6). Как следует из сравнения состава кластеров (см. табл. 3) с полученным составом расплава в этом эксперименте, реализуемая последовательность выплавления жидкостей при частичном плавлении не зависит от вида термовозбуждения — нагрев газовым потоком образца или контактное нагревание пластинки породы в термокамере.

ОБСУЖДЕНИЕ ПЕТРОГЕНЕТИЧЕСКИХ ПРИЛОЖЕНИЙ

Исследования содержаний и кинетики отделения флюидов из метасоматизированных мантийных ультрабазитов кратона под тр. Удачная-Восточная (Якутия) показали, что имеются весьма широкие вариации состава газовой фазы. Пока мы имеем малую статистику физических экспериментов по прогреву таких пород потоками восстановленных газов, чтобы искать связь между составами и кинетикой отделения газовой фазы и составами выплавок. Но существенно то, что при температурах плавления из нагреваемых пород отделяются максимально восстановленные флюиды, что определяет состав закалочных минералов и ликвидирования в жидких фракциях с образованием оксидно-сульфидных капель как в контактных пленках внутри образцов (см. рис. 3, а; 4), так и в поверхностных вспененных пленках (см. рис. 3, д, е; 5, а), а также обычное отсутствие магнетита в продуктах закалки внутри образцов.

Полученные последовательности отделения выплавок при прогреве несколько различных по минеральному составу мантийных пород имеют некоторые общие черты — наиболее «ранние» выплавки обладают высоко-, иногда монокремниевым составом (см. рис. 3, а; 5, а). Как следует из данных табл. 3—5 для гранатовых ультрабазитов в отделяющихся жидкостях обычно сочетание высоких концентраций кремнезема и алюминия, в некоторых случаях и железа при отрицательном коэффициенте корреляции. Этот парадокс объясняется особенностью их закалки — сосуществованием закалочного фаялита с высококремниевой остаточной жидкостью (см. рис. 3, д, е) и наиболее «ранних» выплавок (см. рис. 3, з; 5, з) с более поздними выплавками. Объяснение закономерности такого сочетания петрогенных компонентов

мы нашли при анализе динамики неизотермического массообмена в деплетированных породах литосферной мантии при воздействии восстановленных надастеносферных флюидов [Шарапов и др., 2009]. В области алмазообразования в начальные стадии изменения исходных пород наиболее значителен привнос кремнезема и железа, существенно более низки масштабы перемещения титана, при этом значительны изменения содержания натрия и калия при инертном поведении Mg, Ca, Al. В породах, как следует из изучения включений в минералах мантийных ксенолитов [Томиленко, 2006], вторичные включения и контактные пленки в ксенолитах, по-видимому, могут быть сопоставлены с указанными виртуальными продуктами привноса восстановленными флюидами. Это предположение подтверждается упомянутым экспериментом плавления контактных пленок в термокамере. Другие «расплавные» кластеры формируются за счет реакционных жилок и оторочек. Их появление мы соотносим с более низкотемпературным, чем «железо-кремниевый» метасоматоз, разложением граната с образованием шпинели, появлением гидроксилсодержащих минералов и калишпатизации [Шарапов и др., 2007, 2009]. Последовательность их термического разложения, растворения в газовой фазе или контактного плавления с краевыми частями минералов матрицы термической устойчивостью вторичных минералов и фазовым состоянием флюидов в структуре минералов определяет состав последовательно выплавляемых и поступающих на поверхность нагрева гетерофазных фракций. Из-за кратковременности опытов практически не происходит перемешивания появляющихся жидкостей. Их соотношение с последовательностью появления расплавов из продуктов вторичных изменений ультрабазитов требует получения более обширной статистики экспериментов с отдельными образцами ксенолитов. Пока этого не удалось сделать из-за ограниченности размеров ксенолитов, которые были в нашем распоряжении.

Второй аспект петрологических приложений экспериментов с реальными ненарушенными породами состоит: 1) в сопоставлении продуктов закалки частично расплавленных пород и структур минералов матрицы, подвергнутых термическому воздействию с участием флюидной фазы, 2) в сравнении получаемых новообразований с наблюдаемыми в ксенолитах оторочками и жилками. Отметим, что в ряде случаев наблюдается не только структурное, но и вещественное совпадение. Наибольшее соответствие такого рода относится к части реакционных оторочек на границе кристаллов граната, которые описаны во многих образцах [Соловьева и др., 1994; Shatsky et al., 2008]. Поэтому мы склонны относить некоторые «реакционные» оторочки в гранатовых ксенолитах тр. Удачная (см. рис. 2, в) к следам частичного плавления пород *in situ* при прогреве литосферы мантийными флюидами или реакцией декомпрессионного разложения граната с участием поровых флюидов.

Изложенные результаты изучения протекания частичного плавления измененных ультрабазитов показывают весьма сложный характер структурно-вещественных преобразований в исследованном диапазоне температур. Сложность кинетических интерпретаций состоит в том, что элементы кинетики преобразования исходной структуры природных оливинов при нагревании выполнены для окислительных условий для интервала температур <1150 °C, но главным образом при 850 °C [Khisina et al., 2000; Gualtieri et al., 2003; и др.]. Наши эксперименты проводились в восстановительной среде. Процессы преобразования, протекающие до температуры 800 °C, в некоторых случаях, судя по появлению характерных красноватых пленок на поверхности трещин, имели место. Однако присутствие гематита или магнетита ни в одном образце, прогревом выше 1000 °C, не было обнаружено. С другой стороны, оптические и электронно-микроскопические наблюдения свидетельствуют о том, что в восстановительных условиях частичное плавление протекает по схеме растворения вещества минеральной матрицы вокруг флюидных и расплавных включений (см. рис. 3—5).

Полученные результаты изучения начальных выплавов из ультрабазитовых пород алмазной фации, в том числе ее наиболее глубоких уровней, показывают, что таковые сходны с кислыми стеклами мантийных ультрабазитов континентальных рифтовых зон [Ionov et al., 1994, 1995; Zinngrebe, Foley, 1995; Yaxley et al., 1997; и др.].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

При постепенном прогреве измененных мантийных ультрабазитовых пород восстановленными газами при выделении восстановленных же флюидов из ксенолитов метасоматически измененных литосферных субстратов происходит «порционное» формирование выплавов, состав которых определяется «легкостью» отделения жидких фракций. Как следует из изучения стекловатых продуктов и структуры подплавленных пород, их начальный состав определяется составом вторичных включений в минералах породной матрицы и наиболее легкоплавких минералов в реакционных оторочках и метасоматических жилках (см. составы максимально кремниевых кластеров в табл. 3—5). При подплавлении минералов матрицы состав жидких фракций меняется в сторону увеличения содержания Al (подплавление гранатов), Mg (краевые зоны кристаллов оливина и ортопироксена). Средние составы выплавов сложно сопоставить с реальными составами кислых и базитовых пород. Характерно также то, что валово-

вые составы флюидов в измененных ультрабазитах по некоторым коррелятивным связям ($\text{CO}_2 \leftrightarrow \text{CO}$, r^+) не согласуются с вычисленными гетерофазными равновесными соотношениями. Можно сделать предварительное предположение о том, что массовый метасоматизм пород литосферы, при котором выплавляются литосферные базитовые породы, отличается от начальных этапов таких явлений, зафиксированных в слабоизмененных деплетированных литосферных ультрабазитах.

Мы благодарим Н.П. Похиленко, А.В. Головина, И.С. Шарыгина за обсуждение постановки задачи исследований, предоставленные коллекции образцов и аналитические данные. Авторы признательны В.А. Акимцеву и Г.В. Кузнецову за помощь в приготовлении препаратов для экспериментов и аналитических исследований после опытов, Д.В. Кузьмину и А.Т. Титову за помощь при инструментальном изучении образцов, Л.Г. Бишаевой за оформление графических приложений.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (гранты 08-05-00467, 09-05-00602).

ЛИТЕРАТУРА

Головин А.В., Шарыгин В.В., Похиленко Н.П. Расплавные включения во вкрапленниках оливина из неизмененных кимберлитов трубки Удачная-Восточная (Якутия), некоторые аспекты эволюции кимберлитовой магмы на поздних стадиях эволюции // *Петрология*, 2007, т. 15, № 2, с. 178—195.

Зеленский М.Е. Транзит элементов и условия минералообразования в зонах разгрузки высокотемпературных фумарол на вулкане Мутновском (Камчатка): Автореф. дис. ... к.г.-м.н. Новосибирск, ОИГГМ СО РАН, 2003, 20 с.

Калугин И.А., Третьяков Г.А., Бобров В.А. Железорудные базальты в горелых породах Восточного Казахстана. Новосибирск, Наука, 1991, 74 с.

Кепежинская В.В. Кайнозойские щелочные базальтоиды Монголии и их глубинные включения. М., Наука, 1979, 305 с.

Когарко Л.Н., Kurat G., Ntaflou T. Карбонатный метасоматоз мантии о. Фернандо де Наронья, Бразилия // *Глубинный магматизм, его источники и их связь с плюмовыми процессами*. Иркутск–Улан-Удэ, 2004, с. 35—54.

Кутыев Ф.Ш., Шарапов В.Н. Петрогенезис под вулканами. М., Недра, 1979, 121 с.

Летников Ф.А. Магмообразующие флюидные системы континентальной литосферы // *Геология и геофизика*, 2003, т. 44 (12), с. 1262—1269.

Лыков А.В., Михайлов Ю.А. Теория тепло- и массопереноса. М.; Л., Госэнергоиздат, 1963, 519 с.

Мазуров М.П., Шарапов В.Н., Фалеев В.А., Титов А.Т. Экспериментальное исследование взаимодействия восстановленных газов с породами литосферы // *Петрология литосферы и происхождение алмаза*. Новосибирск, ИГМ СО РАН, 2008, 56 с.

Мананков А.В., Шарапов В.Н. Кинетика фазовых переходов в базитовых расплавах и магмах. Новосибирск, Наука, 1989, 158 с.

Осоргин Н.Ю. Хроматографический анализ газовой фазы в минералах (методика, аппаратура, методология). Новосибирск, 1990, 19 с. (Препринт / ОИГГМ СО РАН; № 11).

Соловьева Л.В., Владимиров Б.М., Днепровская Л.В., Масловская М.И., Брандт С.Б. Кимберлиты и кимберлитоподобные породы: вещество верхней мантии под древними платформами. Новосибирск, Наука, 1994, 256 с.

Соловьева Л.В., Лаврентьев Ю.Г., Егоров К.Н., Костровицкий С.И., Королюк В.Н., Суворова Л.Ф. Генетическая связь деформированных перидотитов и мегакристов граната из кимберлитов с астеносферными расплавами // *Геология и геофизика*, 2008, т. 49 (4), с. 281—301.

Ткаченко С.И., Портер Р.П., Коржинский М.А., ван Берген М.Д., Шмулович К.И., Штейнберг Г.С. Изучение процессов рудо- и минералообразования из высокотемпературных фумарольных газов на вулкане Кудрявый, остров Итуруп, Курильские острова // *Геохимия*, 1999, № 4, с. 410—422.

Томиленко А.А. Флюидный режим минералообразования в континентальной литосфере при высоких и умеренных давлениях по данным изучения флюидных и расплавных включений в минералах: Автореф. дис. ... д.г.-м.н. Новосибирск, ОИГГМ СО РАН, 2006, 40 с.

Шарапов В.Н., Фалеев В.А., Мазуров М.П., Титов А.Т. Экспериментальное исследование взаимодействия восстановленных газов с гипербазитами // *Ежегодный семинар по экспериментальной минералогии, петрологии и геохимии (ЕСЭМПГ-2006)*, Москва, 18—19 апреля, 2006. Тезисы докл. М., 2006, с. 79—80.

Шарапов В.Н., Ионе К.Г., Мазуров М.П., Мысов В.М., Перепечко Ю.В. Геокатализ и эволюция мантийно-коровых магматогенных флюидных систем. Новосибирск, Акад. изд-во «Гео», 2007, 146 с.

Шарапов В.Н., Чудненко К.В., Мазуров М.П., Перепечко Ю.В. Физико-химическое моделирование метасоматической зональности литосферы под кратонами Сибирской платформы // Геология и геофизика, 2009, т. 50 (12), с. 1428–1442.

Brey G.P., Bulatov V.K., Girnits A.V., Lahaye Y. Experimental melting of carbonated peridotite at 6–10 GPa // J. Petrol., 2008, v. 49, № 4, p. 797–821.

Farmer G.L. Continental basaltic rocks // Treatise on Geochemistry, 2003, v. 3, p. 85–121.

Green D. Mantle temperatures // <http://www.MantlePlume.org>, 2006.

Gualtieri A.F., Gemmi V., Dapiaggi M. Phase transformations and reaction kinetics during the temperature-induced oxidation of natural olivine // Amer. Miner., 2003, v. 88, p. 1560–1574.

Ionov D.A., Hofmann A.W., Shimizu N. Metasomatism-induced melting in mantle xenoliths from Mongolia // J. Petrol., 1994, v. 35, p. 753–785.

Ionov D.A., Prikhod'ko V.S., O'Reilly S.Y. Peridotite xenoliths in alkali basalts from the Sikhote-Alin, southeastern Siberia, Russia; trace-element signatures of mantle beneath a convergent continental margin // Chem. Geol., 1995, v. 120, p. 275–294.

Ito G., van Keken P. Hotspots and melting // Treatise on Geophysics, 2006, p. 1–102.

Kamenetsky V.S., Kamenetsky M.B., Sharygin V.V., Faure K., Golovina A.V. Chloride and carbonate immiscible liquids at the closure of the kimberlite magma evolution (Udachnaya-East kimberlite, Siberia) // Chem. Geol., 2007, v. 237, p. 384–400.

Khisina N.R., Langer K., Ukhanov V., Wieth R. Nanoscale microstructure of Fe³⁺, OH-bearing crystal-line inclusions in experimentally oxidized olivine from nodule // Miner. Mag., 2000, v. 64, p. 319–335.

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 VIIth International kimberlite conference, University of Cape Town, South Africa, April 11–17, 1998. V. II. Cape Town, 1999, p. 689–698.

Shatsky V., Ragosin A., Zedgenizov D., Mityukin S. Evidence for multistage evolution in xenoliths of diamond-bearing eclogite from the Udachnaya kimberlite pipe // Lithos, 2008, v. 105, p. 289–300.

Walter M.J. Melt extraction and compositional variability in mantle lithosphere // Treatise on Geochemistry / Eds. H.D. Holland, K.K. Turekian. Elsevier Ltd., 2003, p. 363–389.

Wyllie P.J. Experimental petrology of upper mantle materials, processes and products // J. Geodyn., 1995, v. 20, p. 429–468.

Yaxley G.M., Kamenetsky V., Green D.H., Falloon T.J. Glasses in mantle xenoliths from western Victoria, Australia, and their relevance to mantle processes // Earth Planet. Sci. Lett., 1997, v. 148, p. 433–446.

Zinngrebe E., Foley S.F. Metasomatism in mantle xenoliths from Gees, West Eifel, Germany: evidence for the genesis of calc-alkaline glasses and metasomatic Ca enrichment // Contr. Miner. Petrol., 1995, v. 122, p. 79–96.

*Рекомендована к печати 9 апреля 2010 г.
А.Э. Изохом*

*Поступила в редакцию 28 мая 2009 г.,
после доработки — 7 декабря 2009 г.*