

О ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКОЙ ДИНАМИКЕ КАРБОНАТИЗАЦИИ ПОРОД ЛИТОСФЕРНОЙ МАНТИИ ПОД КРАТОНОМ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

В.Н. Шарапов^{1,3}, К.В. Чудненко², А.А. Томиленко¹

¹ Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН,
630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия

² Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Фаворского, 1а, Россия

³ Новосибирский государственный университет, 630090, Новосибирск, ул. Пирогова, 2, Россия

С помощью комплекса программ, моделирующих проточные многорезервуарные системы, рассмотрена динамика карбонатизации литосферной мантии потоками магматических флюидов, поступающих из верхнемантийного очага в проницаемую зону, рассекающую континентальную литосферу. Показано, что область физико-химических условий развития карбонатизации в деплетированных мантийных породах отвечает узкому диапазону составов возможных флюидов. При общем содержании флюида порядка 4 мас. %, кремнезема и кальция 0.5—0.1 молей:

1) соотношения мольных долей $\text{Si}/\text{Ca} < 1$; 2) в системе C—H—O соотношения мольных долей 1/2/3 или 2/1/2; 3) область варьирования p_{O_2} лежит в интервале $-8 < \lg p_{\text{O}_2} < -11$; 4) во флюиде содержания CO_2 в 1.5—2 раза выше, чем H_2O при существенном преобладании содержания хлора над фтором. При более низком содержании флюидной фазы и на порядок меньших содержаниях в ней петрогенных компонентов карбонатизация усиливается при понижении содержания кальция.

Карбонатизация, литосферная плита, метасоматоз, модель проточного реактора.

THE PHYSICOCHEMICAL DYNAMICS OF CARBONATIZATION OF THE ROCKS OF LITHOSPHERIC MANTLE BENEATH THE SIBERIAN PLATFORM

V.N. Sharapov, K.V. Chudnenko, and A.A. Tomilenko

Software modeling flow multireservoir systems was used to study the dynamics of carbonatization of lithospheric mantle with flows of magmatic fluids directed from a chamber in the upper mantle to the permeable zone, which dissects continental lithosphere. It has been shown that the region of physicochemical conditions of carbonatization in depleted mantle rocks corresponds to the narrow range of the compositions of hypothetical fluids. If the total content of the fluid is ~4 wt.% and the contents of SiO_2 and Ca are 0.5–0.1 moles, (1) the ratio of the molar fractions of Si to Ca is less than unity; (2) the ratios of molar fractions in the C—H—O system are 1 : 2 : 3 or 2 : 1 : 2; (3) $-8 < \lg p_{\text{O}_2} < -11$; and (4) CO_2 content in the fluid is higher than H_2O content by a factor of 1.5–2, and chlorine significantly dominates over fluorine. If the content of the fluid phase is lower and this phase has a lower major-element content by an order of magnitude, the carbonatization becomes stronger as Ca content decreases.

Carbonatization, lithospheric plate, metasomatism, model for a flow reactor

ВВЕДЕНИЕ

Для северной и северо-западной границы Сибирского кратона с лавовым щитом плато Путорана и вулканическими мульдами северной части Сибирской платформы [Рябов и др., 2005] характерно проявление серии многофазных зональных карбонатитовых массивов [Егоров, 1991], в которых рудоносными являются главным образом камафориты (фоскориты) [Бородин и др., 1973]. В цитированных работах показано, что возможная последовательность их формирования реализовывалась проявлением следующих фаз внедрения расплавов в порядке: дуниты, мелилиты, пироксениты, ийолиты, нефелиновые сиениты, фоскориты, кальциевые и доломитовые карбонатиты. При известной дискуссионности толкования природы данного типа интрузивных тел [Карбонатиты, 1969] во всех последующих публикациях признается существенная роль при выплавлении магм, образовавших такие плутоны, предшествующей метасоматической переработки пород литосферной мантии магматогенными флюидами, поступавшими из магматических очагов верхней мантии [Бородин и др., 1973; Егоров, 1991; и др.]. Для такого случая развития магматических систем предложена качественная двухстадийная схема [Когарко, 2005], включающая: 1) метасоматическую верлитизацию и карбонатизацию мантийного субстрата и 2) частичное

плавление продукта метасоматической переработки. В нашем сообщении рассматриваются элементы физико-химической динамики первой из упомянутых стадий в области формирования карбонатсодержащих ассоциаций метасоматических пород на нижней границе литосферной плиты.

ПОСТАНОВКА ЗАДАЧИ, МЕТОДОЛОГИЯ И МЕТОДИКА КОЛИЧЕСТВЕННОГО ОПИСАНИЯ МЕТАСОМАТИЧЕСКОГО ПРОЦЕССА

Основой работы является модель неизотермической динамики формирования метасоматической зональности литосферной мантии под Сибирским кратоном [Шарапов и др., 2009], позволяющая исследовать влияние составов петрогенных компонентов в магматическом флюиде, поступающем из астеносферного магматического очага в проницаемую зону литосферной плиты. Задача ставится следующим образом (рис. 1, а).

1. Пусть имеется магматический очаг, возникший при декомпрессионном плавлении в конвектирующей верхней мантии над горячей точкой, верхняя граница которого находится на глубине 100—150 км [Модельный..., 2009].

2. Из магматического очага в проницаемую плоскую однородную зону шириной 4 км (с меняющимися по вертикали проницаемостью и пористостью [Шмонов и др., 2002]) с постоянным расходом под давлением ($P_{\text{лит}}$) при $T = 1200\text{—}1300\text{ }^{\circ}\text{C}$ поступает магматический флюид, возможные составы которого по независимым компонентам в R_0 приведены в таблице.

3. В проницаемой зоне происходит гетерофазное взаимодействие флюидного потока (представленного смесью идеальных газов, отделяющихся от верхнемантийного магматического очага) с породной матрицей литосферной плиты.

4. Данным потоком флюида формируется сопряженная тепловая и «физико-химическая» волна изменения температуры и состава мантийных пород.

5. Гидродинамика теплового взаимодействия описывается в приближении уравнения Дарси с учетом теплоотдачи в боковые породы [Шарапов и др., 2010], гетерофазное взаимодействие в рамках модели проточного многорезервуарного реактора оценивается на основе минимизации потенциала Гиббса [Karrov et al., 1997]. Алгоритмическая реализация такого сопряжения этих приближений, показанная в работе [Бессонова и др., 2010], используется в наших вычислительных экспериментах.

Как показывают результаты решения задачи динамики взаимодействия мантийных флюидов с породами литосферы [Шарапов и др., 2007, 2009], на входе в систему проявлены максимальные масштабы процесса, которые характеризуют естественный неравновесный «геохимический барьер» между магматическим флюидом и породами литосферной мантии. Оценка распределения температур для полного разреза литосферы при развитии декомпрессионного плавления (т.е. при формировании астенولينз [Перепечко, Шарапов, 2001; Шарапов и др., 2007]) получена при учете кондуктивного прогрева литосферной плиты для времени достижения стационарного распределения температур над областью

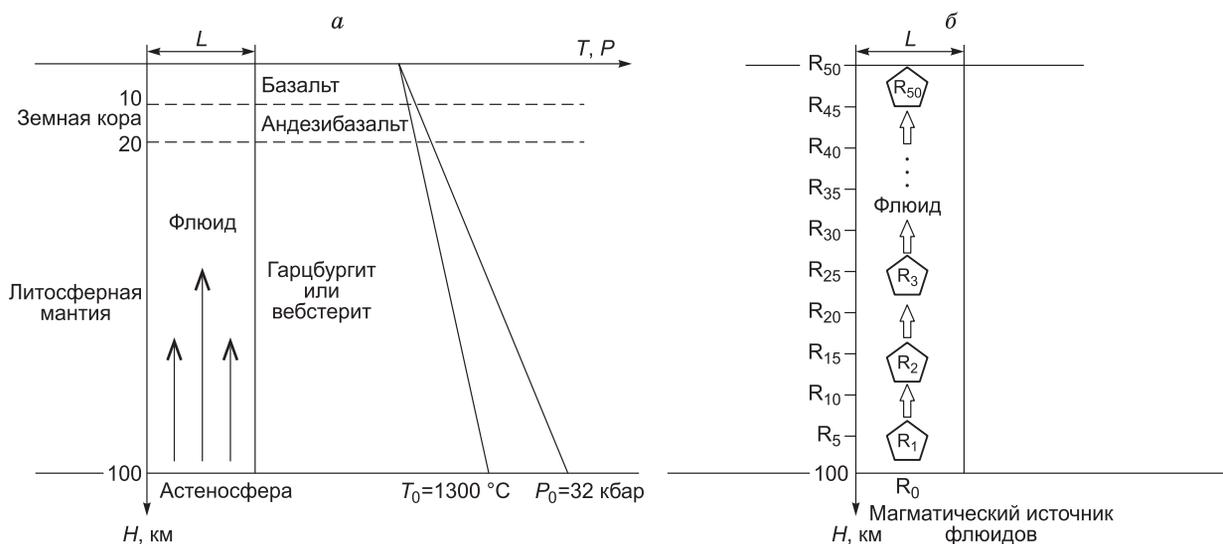


Рис. 1. Схема строения системы и начальные распределения T и P по разрезу литосферной плиты:

а — геометрия и размеры области конвективного теплообмена в литосфере и начальные распределения T и P ; б — схема распределения резервуаров по разрезу проницаемой зоны в литосферной плите.

Физические и физико-химические параметры сред, использованные в расчетах

Параметр	Ед. изм.	Обозначение	Численное значение
Вязкость, магматический флюид	Па·с	μ_1	$4.5 \cdot 10^{-5}$
Плотность, магматический флюид	кг/м ³	ρ_1	120
Теплоемкость, магматический флюид	Дж/кг·К	c_1	3200
Теплопроводность, магматический флюид	Вт/м·К	λ_1	0.17
Коэффициент сжимаемости жидкости	м ² /Н	β_2	$8.07 \cdot 10^{-5}$
Плотность пород земной коры	кг/м ³	ρ_r	2600
Плотность пород литосферной мантии	кг/м ³	ρ_r	3000
Теплоемкость литосферных пород	Дж/кг·К	c_r	1000
Теплопроводность литосферных пород	Вт/м·К	λ_r	2.4
Коэффициент теплоотдачи раствора на боковой поверхности флюидопроводника	Вт/м ² ·К	α_2	0.005—0.05
Протяженность флюидопроводника	км	L	100
Ширина флюидопроводника	км	L_2	4
Эффективная пористость по длине флюидопроводника	%	m	0.01—0.03
Изменение проницаемости по длине флюидопроводника	м ²	$K_{пр}$	10^{-16} — 10^{-13}
Состав пород земной коры	км	H_1 , андезиты	30
Состав пород литосферной мантии	км	H_2 , дуниты	70
Состав независимых компонентов магматогенного флюида в резервуаре R_0	мол.	C	0.01—2
		H	0.02—2
		O	0.03—3
		N	0.01—0.003
		S	0.003—0.03
		Cl	0.01—0.8
		F	0.003—0.8
		Si	0.01—0.8
		Ca	0.01—0.5
		K	0.001—0.02
		Na	0.003—0.04
Al	0.01—0.5		
Fe	0.01—0.3		
Ti	0—0.1		
Среднее содержание газа в резервуаре R_1	%	газ	0.5—5.0
		Si	6.248
		Ca	0.112
		K	0.006
		Na	0.019
		Al	0.082
		Fe	0.583
Исходный состав породы в резервуаре R_1	мол.	Ti	0.006
		Mg	10.705
		Mn	0.023
		Sc	0.034
		P	0.004
		O	25.52

декомпрессионного плавления верхней мантии. При описании динамики конвективного прогресса пород литосферной плиты в проницаемой зоне эта информация использована в качестве начального распределения температур по разрезу литосферы. Данные изучения состава газов во включениях в минералах мантийных пород из ксенолитов в кимберлитах [Томиленко и др., 2001, 2002, 2008, 2009; Томиленко, 2006; Tomilenko et al., 2008] учтены при расчетах конвективного профиля температур над астеносферным источником флюидов с рассмотрением вариаций составов флюидов от водно-углекислотного до азотно-углекислотного с соответствующими эффективными теплоемкостями [Варгафтик, 1963]. Конк-

ртно динамика конвективного прогрева слоистой литосферы над границей солидуса зоны декомпрессионного плавления лерцолитов над горячей точкой при ее толщине 100—150 км была показана в [Шарапов и др., 2010]. Полученные таким образом данные относятся к нижним оценкам времени формирования квазистационарного профиля температур при конвективном прогреве проницаемой зоны для соответствующих значений проницаемостей (см. таблица).

Численные эксперименты динамики метасоматической переработки исходного состава пород литосферной плиты проводились с использованием программного комплекса (ПК) «Селектор» [Чудненко, 2010], позволяющего рассчитывать химические равновесия на основе минимизации энергии Гиббса гетерогенной системы методом внутренних точек [Karpov et al., 1997]. В ПК имеется возможность задавать различные виды динамических мегасистем, связанных между собой и окружающей средой потоками вещества и энергии [Чудненко и др., 1999]. В проведенном исследовании моделирование физико-химической динамики производилось на основе проточного реактора, состоящего из цепочки последовательно сопряженных резервуаров, через которые проходят порции гидротермального раствора или газообразного флюида, изменяя фазовый и минеральный составы систем соответствующих резервуаров [Чудненко, 2010] (см. рис. 1):

— при поступлении порций флюида резервуары, из которых состоит мегасистема, характеризуются по принципу Коржинского «быстрым» достижением гетерофазного равновесия в пределах рассматриваемых резервуаров;

— резервуары могут иметь различные T и P ;

— массоперенос вещества между резервуарами осуществляется в виде жидкого или газообразного флюида;

— развертка физико-химической эволюции мегасистемы во времени и пространстве представляется в виде последовательной цепи условий термодинамического равновесия в резервуарах в вычисляемых из сопряженной гидродинамической задачи временных координатах.

Модельный образ динамики в пространстве задается соответствующей нумерацией сопряженных резервуаров в границах единой мегасистемы (см. рис. 1, б). Потоки движутся «по номерам» согласно принятому сценарию процесса. Входные данные, с помощью которых формируются модели проточного реактора: 1) t_n — число дискретных интервалов времени (число «единиц времени») в реальных или относительных шкалах. Текущий квант времени t ($t = 1, 2, \dots, T$). Процесс эволюции динамической мегасистемы начинается со «стартового» времени $t = 1$; 2) Q — число резервуаров в динамической системе. Номер резервуара в мегасистеме q ($q = 0, 1, \dots, Q$). Внешняя среда обозначается нулевым резервуаром, $q = 0$. 3) Каждому резервуару q соответствует вектор мольных количеств независимых компонентов b_q^t , определяющий химический состав резервуара на t -м интервале времени:

$$b_q^t = (b_{q1}^t, \dots, b_{qi}^t, \dots, b_{qN}^t)^m,$$

где N — число независимых компонентов, $i = 1, \dots, N$, m — знак транспонирования.

Величина потока подвижных фаз из q -го резервуара определяется макрокинетическим коэффициентом выноса вещества α_q^t . Его величина может зависеть как от физических размеров систем резервуаров, так и быть непосредственно связанной с пористостью и проницаемостью вмещающих пород. Эволюция состава мегасистем описывается алгоритмом, представляющим композицию операторов, которыми аппроксимируются элементарные действия на каждом интервале времени.

Вначале устанавливается исходный состав 1-го резервуара с учетом потоков из внешней среды ($q = 0$). Далее порядок действия в алгоритме определяется последовательностью пронумерованных систем: 1, 2, ..., q , ..., Q : 1) расчет равновесия в q -м резервуаре; 2) согласно заданным макрокинетическим коэффициентам, вычисление количества вещества, переносимого в $q + 1$ резервуар:

$$b_{\alpha q}^t = \alpha_q^t \cdot b_q^t;$$

3) расчет химического состава ($q + 1$)-го резервуара:

$$b_{q+1}^t = b_{q+1}^{t-1} + b_{\alpha q}^t$$

и т.д.

Временной цикл завершается при достижении Q -го резервуара. На следующем $t + 1$ цикле повторяется действие цикла t . Весь процесс продолжается по исчерпанию всех n циклов, в рассматриваемом случае — время достижения квазистационарного распределения температур по проницаемой зоне.

Корректное моделирование равновесной физико-химической динамики эволюции составов магматогенных надстеносферных флюидов зависит от полноты и добротности термодинамических баз данных. В модели использованы термодинамические характеристики газов [Рид и др., 1982; Yokokawa,

1988; Зубков, 2005; Бычинский и др., 2005] и минералов [Карпов и др., 1976; Helgeson et al., 1978; Дороговец и др., 1988].

Для минералов приращение термодинамических параметров при описании равновесий в рассматриваемом интервале T и P от табличных значений определяются исходя из выбранного уравнения теплоемкости и изменения молярных объемов компонентов в области высоких значений T - P . Зависимость термодинамических характеристик газов от давления вычислялись по модифицированному [Lee, Kesler, 1975] уравнению состояния Бенедикта—Вебба—Рубина. В области высоких давлений отклонение от идеальности смеси реальных газов рассчитывается по уравнениям Ван-дер-Ваальса в модификации Д. Бертоле [Wales, 1985] и [Breedveld, Prausnitz, 1973]. Коэффициенты фугитивности и молярные объемы газов рассчитывались по двухпараметрическому [Breedveld, Prausnitz, 1973] и трехпараметрическому уравнению состояния Ли—Кеслера [Lee, Kesler, 1975].

Использованные уравнения не позволяют с должной точностью описать гетерофазные равновесия в твердой и флюидной фазах для интервала разрезов литосферы толщиной более 150 км. Поэтому получаемые нами оценки относятся к интервалу давлений до 60 кбар и температур $T \leq 1300$ °С. Качественно удовлетворительность выбранной методологии проверена в физическом эксперименте. Было проведено моделирование воздействия потока восстановленных газов на ультрабазиты при $T \sim 800$ — 1200 °С [Шарапов и др., 2011]. Обнаружено, что характерной особенностью изменения гранатовых лерцолитов потоком восстановленных газов является разложение пироповых гранатов с выделением шпинелидов и отложением кальциевого граната, а также появление капель кислого стекла в участках подплавления поверхности образцов, обдуваемых газовым потоком. Внутри породы вокруг зерен гранатов образуются келифитовые каймы, аналогичные таковым в ксенолитах. Присутствие самородного железа и графита в зонах воздействия потоков восстановленного газа является обязательным для продуктов метасоматического преобразования исходной породы. Отметим, что в ксенолитах гранатовых лерцолитов из щелочных базальтов Забайкалья и Монголии обычны минеральные ассоциации с графитом, но не зафиксировано присутствие самородного железа. Поэтому при физико-химическом моделировании равновесной динамики метасоматического преобразования деплетированных пород литосферы СП мы исходили из определений составов газовой фазы в расплавных включениях минералов щелочных базальтов и наблюдаемых в шлифах минеральных ассоциаций ультрабазитов [Томиленко и др., 2002, 2008; Головин и др., 2007], их высокотемпературных изменений [Соловьева и др., 1994], а также из изучения метасоматитов, сопровождающих становление зональных карбонатитовых комплексов СП [Егоров, 1991]. Эти результаты позволяют вводить содержания петрогенных компонентов в магматическом флюиде, поступающем из резервуара R_0 (см. таблицу).

Мы считаем необходимыми подробные комментарии к публикации [Шарапов и др., 2009] потому, что в работах последних двух десятков лет, в которых обсуждаются процессы гетерофазного изменения пород литосферной мантии под кратоном Сибирской платформы, фигурирует изотермическая модель вытеснительной жидкостной хроматографии и схема диффузионного обмена на границе фильтрующегося расплава и мантийных пород [Elliot, Spigelman, 2003]. В одномерной динамической модели в первом случае корректная постановка сводится к задаче Веригина (кинетика растворения на границе покоящегося тела и раствора), тогда как во втором — к задаче Стефана [Шарапов, Голубев, 1976]. Поскольку содержательность изотермического приближения сомнительна для рассматриваемых систем, то в практике количественного описания магматических мантийных систем океанических плит продуктивно развивается схема «растворения» минералов мантийных пород на контакте с базитовыми расплавами по механизму диффузии компонентов в твердую фазу вмещающего субстрата [Spigelman et al., 2001; Katz, Weatherley, 2012].

Из изложенного следует, что нами используется классическая модель гетерофазного взаимодействия флюид—порода [Коржинский, 1968]. В приложении ее к процессам флюидного преобразования пород литосферной мантии предложенный подход развивает работу [Spera, 1981], в которой впервые была сформулирована количественная задача динамики неизотермического метасоматоза пород литосферной мантии. В ней рассматривался процесс конвективного нагрева в рамках уравнения Дарси и преобразования пород литосферной мантии потоком CO_2 , отделяющимся от базитового расплава из магматического очага.

Поэтому ниже [Шарапов и др., 2010] содержится попытка описания динамики неизотермического метасоматоза, по Коржинскому, на основе поиска нижних оценок для времени установления квазистационарных распределений T и P с параллельным расчетом максимально быстрого установления локального гетерофазного равновесия в серии проточных резервуаров. Фундаментальной частью этой теории метасоматической зональности является сопряженное развитие в метасоматической колонне волн дебазификации и базификации. Более корректная, чем уравнение Дарси, двухскоростная гидродинамическая модель [Peregrychko, Sorokin, 2013] с использованием изложенного подхода может быть предложена в развитии неизотермической модели инфильтрационного метасоматоза [Коржинский, 1968].

При количественном описании физико-химической динамики в развитом подходе используется равномерно распределенная по слоистому разрезу литосферы цепочка из 50 реакторов, что позволяет с относительно высокой детальностью описывать гетерофазные взаимодействия в динамически меняющемся поле температур по проницаемой зоне (см. рис. 1). При принятой детальности пространственно-шага текущие градиенты температуры и относительно «быстрой» реализации квазистационарного распределения давления по потоку позволяют получать равновесные составы минеральных ассоциаций и флюидов, которые близки таковым при решении обратной стационарной минералогической задачи термобарометрии как стационарного T - P состояния в локальной точке системы [Шарапов, Кудрявцева, 2003], так и сопряжения двух реакторов [Авченко и др., 2010].

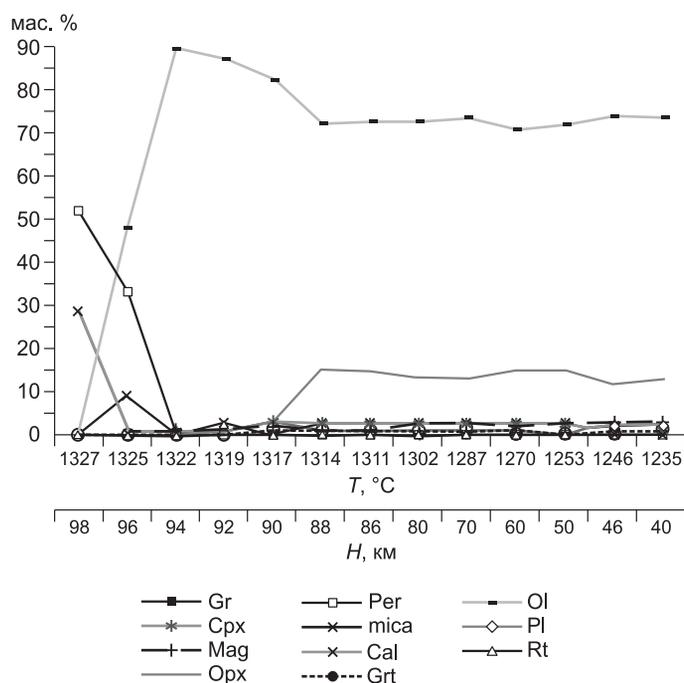
МЕТОДИКА ЧИСЛЕННОГО АНАЛИЗА ДИНАМИКИ КАРБОНАТИЗАЦИИ ПОРОД ЛИТОСФЕРНОЙ МАНТИИ

В работе [Шарапов и др., 2009] исследован возможный вид неизотермической метасоматической зональности литосферной мантии при варьировании состава флюида для независимых компонентов в системе $C-N-O (\pm S, N, Cl, F)$ для квазистационарного распределения температур. В используемой в этом сообщении постановке задачи учитывается динамика изменения температур с расширением системы независимых компонентов до $C-N-O-S-N-Cl-F (\pm Si, Ca, Fe, Al, Ti, Cr, Na, K)$. В работах [Бородин и др., 1978; Егоров, 1991; Когарко, 2005] предполагается, что образование магм, формирующих карбонатитовые комплексы Сибирской платформы, связано с процессами плавления метасоматизированного и сильно деплетированного субстрата. Из результатов моделирования метасоматического преобразования в области нижней границы литосферной мантии [Шарапов и др., 2007, 2009, 2010] следовало, что процессы карбонатизации с появлением переменного содержания галита при метасоматозе литосферных ультрабазитов развиваются преимущественно в подошве литосферной плиты. При численном моделировании метасоматического процесса в случае проточного реактора (см. рис. 1) такого рода изменения фиксировались в реакторах № 1 и 2. Примеры формирования полного разреза метасоматической колонны показаны на рис. 2, 3. Поскольку в рамках поставленной задачи обсуждается генезис карбонатизированного субстрата и ограниченности объема работы, далее нами при рассмотрении результатов численных экспериментов внимание будет сосредоточено на анализе процессов замещения высокодеплетированных ультрабазитов (дуниты, гарцбургиты) на границе с астенOLIнзой (R_1). Поскольку значения T и P в R_1 практически постоянны, то численное моделирование конкретизируется на физико-химической стороне проблемы. Следовательно, в вычислительных экспериментах влияние отдельных компонентов на динамику метасоматоза может быть выяснено путем закрепления количества одних независимых компонентов и последовательным варьированием значениями других во внешнем резервуаре (R_0 , см. рис. 1). При этом «переходные» процессы переработки исходных минеральных матриц стационарными потоками флюидов, весовое количество которых порядка 0.5—5 % для реактора № 1, занимают отрезки времени не более 10 тыс. лет при проницаемостях $10^{-16.5}$ — 10^{-16} м². При проницаемостях больше 10^{-16} м² эти виртуальные времена достижения квазистационарного режима гетерофазного взаимодействия оставляют порядка 3—5 тыс. лет.

Вторым обстоятельством, которое существенно при решении задачи динамики метасоматоза, было то, что, согласно геологическим данным [Егоров, 1991], объемная доля карбонатитов в реальных интрузивных комплексах на уровне эрозионных срезов многофазных интрузивов не превышает по-

Рис. 2. Формирование зональной метасоматической колонны при воздействии флюида состава:

$C(1)N(2)O(3)Cl(0.5)F(0.1)Si(0.01)Al(0.01)Fe(0.01)Ca(0.01)$, замещение «гарцбургитовой» литосферной мантии, $t = 50\,000$ тыс. лет, $K_{пр} 10^{-15}$ — 10^{-13} м², $m = 0.01$ — 0.03 %. Cr — графит, Crx — клинопироксен, Mag — магнетит, Opx — ортопироксен, Per — периклаз, mica — слюда, Cal — кальцит, Crt — гранат, Ol — оливин, Pl — плагиоклаз, Rt — рутил.



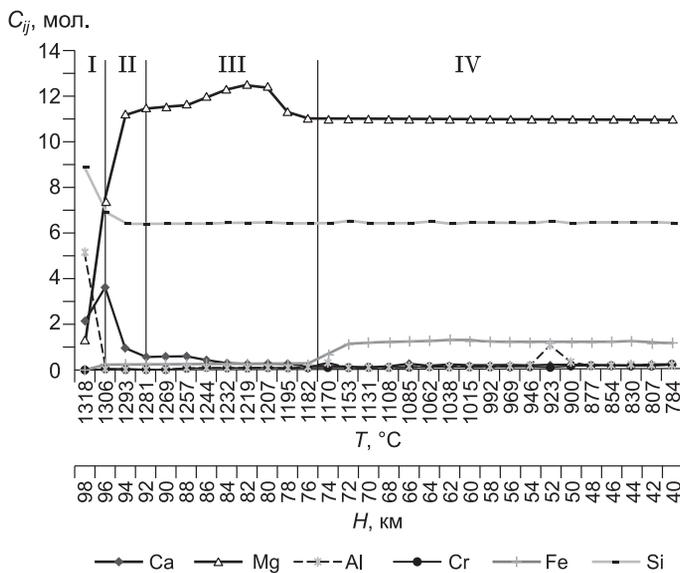


Рис. 3. Зональность (зоны I, II, III, IV) распределения петрогенных компонентов по метасоматической колонне после воздействия флюида состава:

$\text{Si}(0.8)\text{Al}(0.3)\text{Ti}(0.01)\text{Fe}(0.2)\text{Ca}(0.3)\text{Na}(0.04)\text{K}(0.02)\text{Cl}(0.5)\text{F}(0.1)\text{C}(1)\text{H}(2)\text{O}(3)$. Комплекс зон I—III демонстрирует согласие с теорией метасоматической зональности Коржинского о сопряжении областей дебазификации и базификации, за которой развивается другой зональный комплекс метасоматических изменений.

соотношениям минералов в метасоматитах. В таком случае при физико-химическом моделировании речь может идти как об оценке границ области параметров устойчивости кальцита, пироксенов и т.д., так и физико-химических границах областей, в которых появляются их весовые содержания, близкие их соотношениям в отдельных интрузивных фазах или соотношениям процентных долей отдельных фаз карбонатитовых массивов [Егоров, 1991]. При поисках указанных соотношений мы исходили из того, что как состав газовой фазы, так и p_{O_2} гетерофазной системы, определяются главным образом величинами мольных долей C, H, O в магматическом флюиде [Шарапов и др., 2007, 2010].

рядка 10 %, а дунитовые «ядра» составляют 70—80 % закартированных магматических тел. Учитывая эти данные, далее будем исходить из предположения, что степень и характер метасоматической переработки литосферных субстратов, из которых выплавлялись эти расплавы, совпадают хотя бы по весовым

ЧИСЛЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ДИНАМИКИ МЕТАСОМАТИЧЕСКОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ ПОРОД В ПРОНИЦАЕМЫХ ЗОНАХ ЛИТОСФЕРНОЙ МАНТИИ ПОД КРАТОНАМИ СП НАД АСТЕНОСФЕРОЙ

Фронтальный процесс преобразования литосферной мантии над астеносферными зонами, по-видимому, характеризуется некоторым общим типом зональности, который определяется устойчивым составом потока магматогенного флюида, который задается на фронте кристаллизации на верхнем фронте солидуса отходящих от области адвекции потоков гетерофазной массы частично расплавленной верхней мантии [Шарапов и др., 2007, 2008]. Вид метасоматической зональности литосферной мантии при варьировании состава флюида для независимых компонентов в системе C—H—O (\pm S, N, Cl, F) для квазистационарного распределения температуры показан в работе [Шарапов и др., 2009]. Для более проницаемых зон в литосферной мантии, по которым происходит перемещение магматических расплавов, как следует из изучения ксенолитов в базальтах, кимберлитах и многофазных зональных карбонатитовых комплексов [Бородин и др., 1973; Егоров, 1991], предполагается широкий спектр метасоматических преобразований как в области нижней границы литосферы, так и в разных фациях глубинности [Griffin et al., 1999; Ashchepkov et al., 2013]. Поэтому в данной работе учитывается динамика изменения температур с широким содержанием независимых компонентов в магматическом флюиде: C — H — O — S — N — Cl — F (\pm Si, Ca, Fe, Al, Ti, Cr, Na, K) (см. таблицу). Изложенная выше модель позволяет выявить физико-химические условия метасоматического преобразования исходных минеральных матриц деплетированных пород литосферной мантии в субстраты, из которых выплавлялись кимберлитовые, базитовые и ультрабазитовые магмы, формировавшие разновозрастные магматические комплексы рассматриваемой части Азиатской континентальной плиты. В этом плане необходимо понять, что представляли собой и как возникали субстраты, из которых могли появиться столь различные по составу карбонатитовые и базитовые расплавы. В этой связи необходимо отметить следующие обстоятельства.

Впервые относительно полные разрезы пород литосферной мантии под кратонами СП и континентальной плитой Центральной Азии на основании изучения глубинных включений во внутриплитных изверженных породах были описаны в [Глубинные ксенолиты..., 1975], далее монографически такая информация наращивалась для отдельных регионов плиты [Кепежинскас, 1979; Ащепков, 1991; Соловьева и др., 1994; Pokhilenko et al., 1999; Litasov, Taniguchi, 2002; Ashchepkov et al., 2013]. Для гранатовой алмазонасной фации литосферной мантии наиболее полная сводка минералогических ассоциаций алмаза с минералами литосферной мантии содержится в [Shirey et al., 2013].

Сравнительный анализ составов ксенолитов в базитовых вулканогенных породах и кимберлитах, описанных в цитированных работах, указывает на существенные различия составов таковых — в базальтах они представлены практически только ультрабазитами шпинелевой и гранатовой фации. Эти породы относятся к области устойчивости графита. При этом метасоматические изменения в них фиксируются в виде интерстициальных изменений и жилевидных обособлений слюд, амфиболов, пироксенов и гранатов. В кимберлитах встречается аналогичный набор обломков пород графитовой субфации углерода, который дополняется специфическими породами, которые были отнесены к «эклогитам» [Соболев, 1974]. Эта классификация алмазоносных субстратов литосферной мантии является базовой в обзоре [Shirey et al., 2013]. Сравнение указанных ассоциаций ксенолитов в базальтах и кимберлитах показывает, что с приближением к границе астеносферы породы литосферной мантии подвергаются все более сложной гамме метасоматических преобразований, в которых формируются ряды гранатов от гроссуляров до хромистых пиропов, при этом весьма существенно меняются окислительно-восстановительные условия, при которых растущие алмазы захватывали как магнетит, хромит, так и корунд, ильменит и самородное железо [Соболев, 1974; Соболев и др., 1976, 1981; Ефимова и др., 1983; Shirey et al., 2013]. Приведенные на T - P схеме формирования внутриплитных магматических систем [Green, Fullon, 2005] термодинамические условия их развития, сопоставленные с указанными породными ассоциациями, позволяют предполагать возможность при развитии карбонатитового и кимберлитового магматизма появления как минимум двухзонального строения колонны метасоматического преобразования деплетированных пород литосферной мантии под действием потока магматических флюидов литосферной мантии [Aschepkov et al., 2013].

С точки зрения теории динамики неизотермического метасоматоза, учитывающей кинетику основных типов гетерофазных реакций замещения в земной коре [Голубев, 1981] (в том числе и в процессах гранитизации с конвективным плавлением метасоматизированных пород [Golubev et al., 1978]), протекание неизотермического преобразования породного субстрата сопровождается зональностью возникающих метасоматических пород с резкими или постепенными границами между зонами.

В этом сообщении нами из перечисленного спектра метасоматических преобразований деплетированных ультрабазитов литосферной мантии обсуждаются главным образом процессы метасоматического преобразования в нижней части метасоматической колонны. Иллюстрациями общего вида неизотермических метасоматических колонн в проницаемых зонах литосферной мантии получаемых при численном моделировании процессов теплопереноса (см. рис. 1) с учетом возможных составов флюидов (см. таблицу), могут быть распределения составов зон в таких колоннах, отвечающих квазистационарным распределениям T и P (см. рис. 2—4). Из рассмотрения полученных распределений петрогенных компонентов и ми-

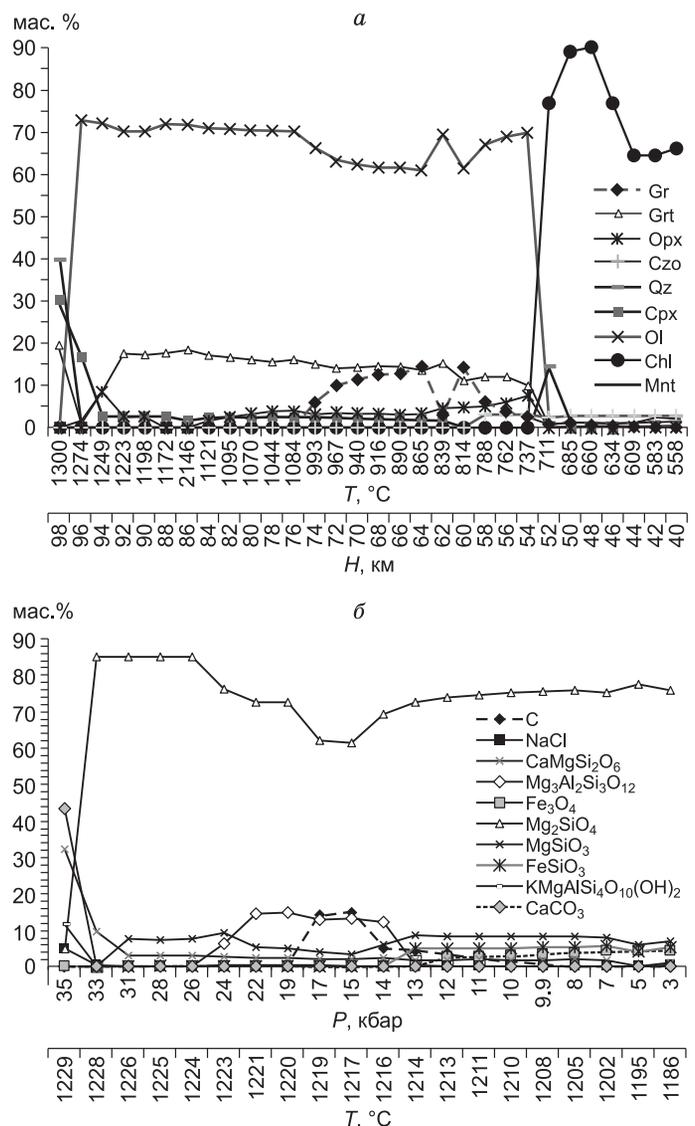


Рис. 4. Минералогическая зональность, возникающая в метасоматической колонне по гарцбургитовой матрице при воздействии флюида состава:

$\text{Si}(0.8)\text{Al}(0.4)\text{Ti}(0.01)\text{Fe}(0.1)\text{Ca}(0.2)\text{Na}(0.03)\text{K}(0.02)\text{Cl}(0.5)\text{F}(0.1)\text{C}(1)\text{H}(2)\text{O}(3)$; структурные параметры проницаемой зоны — $K_{\text{пр}} = 10^{-16}—10^{-13} \text{ м}^2$, $m = 0.01—0.03 \%$, время взаимодействия $t = 100$ тыс. лет.

Cr — графит, Crt — гранат, Орх — ортопироксен, Czo — клиноцоизит, Qz — кварц, Срх — клинопироксен, Ol — оливин, Chl — хлорит, Mnt — монтмориллонит.

неральных парагенезисов следует, что: 1) виртуальные изменения начального распределения содержаний отдельных петрогенных компонентов в однородном гарцбургитовом субстрате литосферной мантии при воздействии указанного списка флюидов обладают общим свойством — перераспределением большинства петрогенных компонентов; 2) для большинства исследованных вариаций исходных составов флюидов особенностью пространственного перераспределения петрогенных компонентов при метасоматизировании гарцбургитового мантийного субстрата является «несовпадение» пространственного и температурного положения зон деплетирования и обогащения преобразованных пород петрогенными компонентами (см. рис. 3); 3) все метасоматические колонны для квазистационарного T - и P -профилей имеют, как минимум, четырехзональную минеральную структуру распределения минеральных ассоциаций и масштабов преобразования гипербазитового субстрата по разрезу литосферной мантии (см. рис. 4). В отношении имитации возможных составов метасоматизированных субстратов, которые могли быть «материнскими» для внутриплитных магматических систем наиболее существенными являются, по-видимому, следующие характеристики:

1) необходимое проявление направленного изменения минерального состава зон;

2) реализация подходящего масштаба дебазификации исходного ультрабазитового субстрата, минеральной характеристикой которого является количественное уменьшение доли оливина при формировании новой минеральной ассоциации.

Рассмотрим физико-химические условия развития карбонатизации высокодеплетированного ультрабазитового субстрата в основании метасоматических колонн в проницаемых зонах литосферной плиты.

РЕЗУЛЬТАТЫ ВЫЧИСЛИТЕЛЬНЫХ ЭКСПЕРИМЕНТОВ, МОДЕЛИРУЮЩИХ КАРБОНАТИЗАЦИЮ УЛЬТРАБАЗИТОВОЙ ЛИТОСФЕРНОЙ МАНТИИ

Поскольку оценка массы формирующихся в резервуарах фаз во времени мажорируется гидродинамикой теплообмена, то на основе уравнения Дарси можно искать оценку динамических параметров при изменении состава исходной литосферной матрицы в реакторе R_1 . Ее можно получить путем варьирования массы и состава поступающей магматической газовой смеси во флюиде из внешнего резервуара и содержания в ней петрогенных компонентов (см. таблицу).

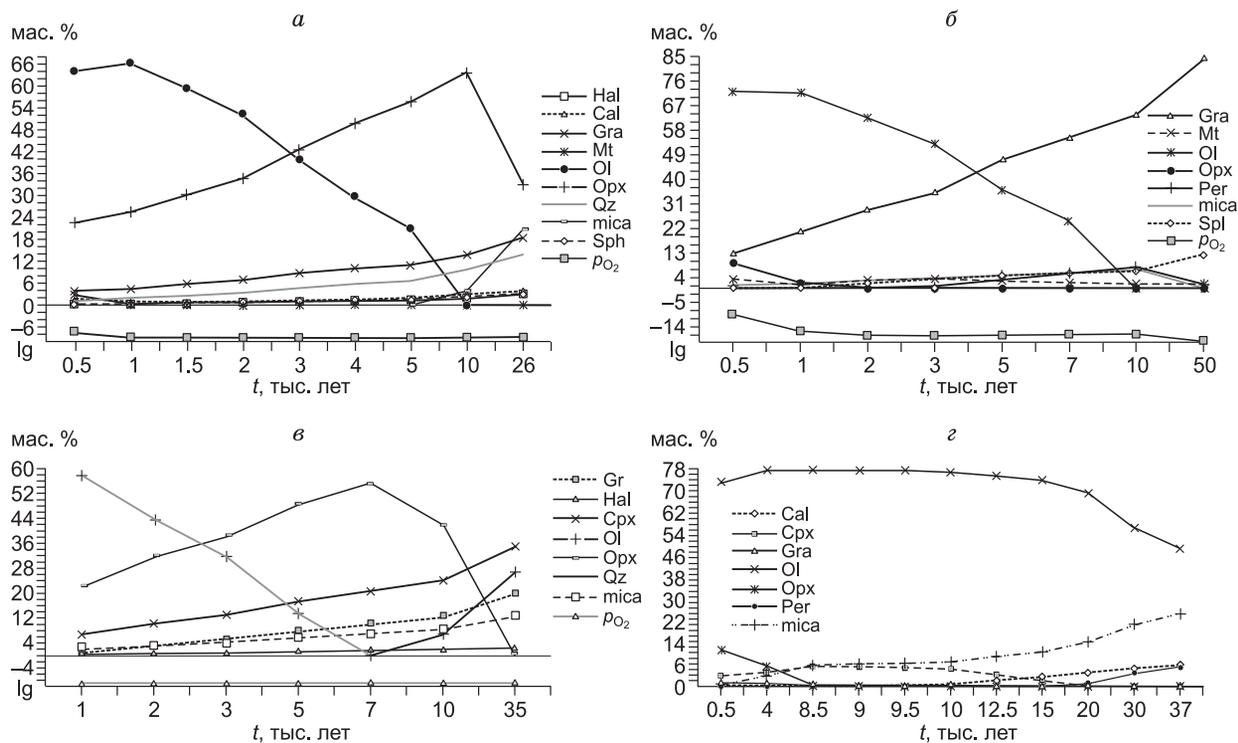


Рис. 5. Динамика метасоматической переработки дунитового субстрата в зависимости от состава магматогенного флюида (мольные доли):

a — $C(1)H(1)O(2)N(0.01)S(0.03)Cl(0.3)F(0.3)Si(0.5)Ca(0.2)K(0.02)Na(0.02)Al(0.1)Fe(0.1)$; $б$ — $C(0.5)H(2)O(2)N(0.01)S(0.0)Cl(0.3)F(0.3)Si(0.5)Ca(0.5)K(0.02)Na(0.03)Al(0.5)Fe(0.1)Ti(0.1)$; $в$ — $C(2)H(1)O(3)Cl(0.5)F(0.1)N(0.01)S(0.03)Si(0.5)Ca(0.1)K(0.02)Na(0.003)Al(0.1)F(0.01)Ti(0.01)$; $г$ — $C(0.01)H(0.02)O(0.03)N(0.01)S(0.03)Cl(0.013)F(0.01)Si(0.01)Ca(0.01)K(0.02)Na(0.02)Al(0.011)Fe(0.01)Ti(0.01)$. Hal — галит, Gra — гранат, Mt — магнетит, Sph — сфен, Spl — шпинель.

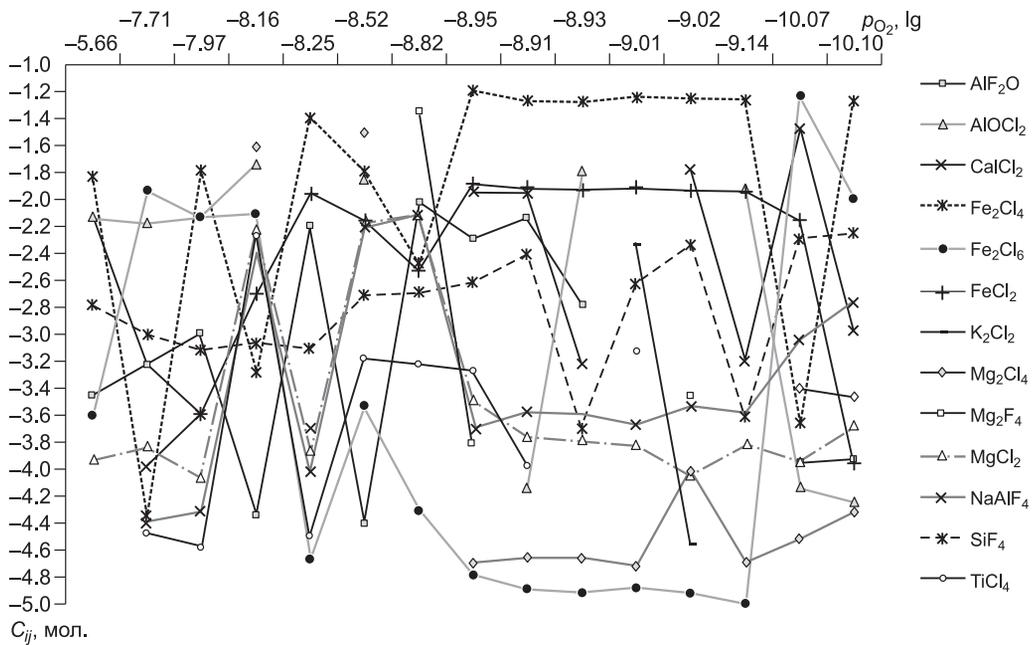


Рис. 6. Содержания в магматогенном флюиде газов, переносящих петрогенные компоненты в зависимости от p_{O_2} системы.

Нами в численных экспериментах просматривались проницаемости в интервале значений от $10^{-16.5}$ до 10^{-15} м^2 . Максимальные скорости изменения литосферных пород отвечают последнему случаю. На рис. 5 приведены данные о виртуальной динамике метасоматической переработки ультрабазитового субстрата в зависимости от состава и массы фильтрующегося магматогенного флюида. Несложно видеть, что при локальном равновесии и однородности гетерофазных взаимодействий в каждой точке гетерофазной системы полученные оценки скорости изменения исходной породной матрицы различаются на порядки: от нескольких до десятков тысяч лет. Указанные геологические «отсечки» времени вполне значимы в рамках развития вулканических процессов и сопоставимы с временами формирования отдельных щитовых или стратовулканов [Volcanism..., 1967]. По-видимому, с учетом кинетики гетерофазных взаимодействий в реальных мантийных породах полученные оценки существенно возрастут [Xu, Pruess, 2001]. Тем не менее получаемые физико-химические тренды изменения составов минеральных ассоциаций в целом сохраняются.

Далее, для определенности параметрических сопоставлений на всей временной линейке нами выбрана отсечка в 3 тыс. лет, которая при относительно высокой проницаемости пород подошвы литосферной плиты в 10^{-15} м^2 отвечает времени установления квазистационарного значения p_{O_2} . Физико-химические тренды метасоматического преобразования ультрабазитов «на входе» в проницаемую зону в обозначенных координатах $t = 3$ тыс. лет (R_1) просматриваются в следующем виде.

Масштабы дегазации исходной гарцбургитовой матрицы зависят от «подвижности» петрогенных компонентов, которая определяет степень их экстрагирования как из магматического очага, так и при гетерофазном взаимодействии магматического флюида с породами литосферной мантии. «Подвижность» компонентов в рассматриваемых нами терминах, если их соотносить с понятием данного термина в теории метасоматической зональ-

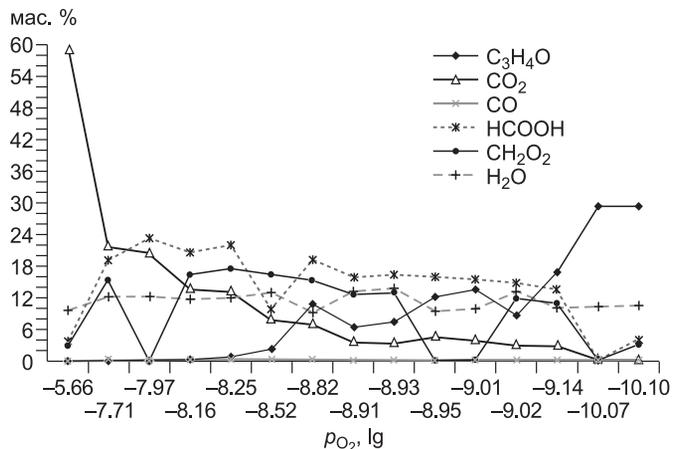


Рис. 7. Характер метасоматической переработки дунитового субстрата при фиксированном времени взаимодействия флюид—порода 3 тыс. лет.

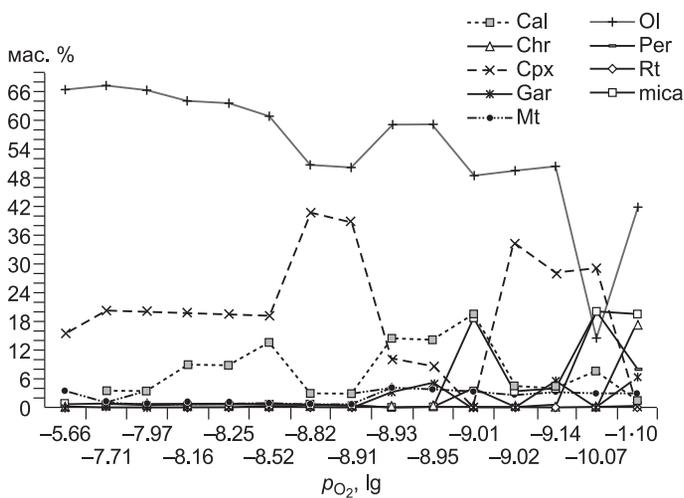


Рис. 8. Соотношения содержаний кремнезема и кальция в магматическом флюиде при значениях мольных долей С—Н—О как 1/2/3.

Chr — хромит, Gar — гранат, Rt — рутил.

ность минерального состава от возникающих метасоматизированных субстратов отражена на рис. 7, 8. В ряду численно исследованных изменений в рассматриваемых координатах выделяются различные области составов метасоматизированных субстратов в отношении характера их общей карбонатизации и появления областей преимущественной кальцитизации и верлитизации. Для рассматриваемого примера преобразования гарцбургитовой матрицы положение таких областей в координатах p_{O_2} (см. рис. 7) и мольных содержаний в магматическом флюиде Si и Ca (рис. 8) оказываются симметричными относительно максимального содержания в газовой фазе CO_2 и содержаний кремния и кальция во флюиде, $Si/Ca = 1$. Соотношения компонентов в системе С—Н—О достаточно точно отражают линейку изменения p_{O_2} как функцию их мольных количеств в магматическом флюиде. Из диаграммы рис. 9 следует, что в области максимальной кальцитизации состав флюида характеризуется относительно высоким содержанием воды и пониженными концентрациями углекислоты. Диаграмма рис. 10 отражает петрогенетический аспект привноса в породы литосферной мантии из магматического источника компонентов, определяющих характер дебазификации мантийного субстрата.

Мы полагаем, что приведенные данные вычислительных экспериментов достаточны для обсуждения возможной природы метасоматического преобразования глубоко деплетированных субстратов литосферной мантии, из которых формировались выплавки жидкостей, образовавших карбонатитовые массивы СП.

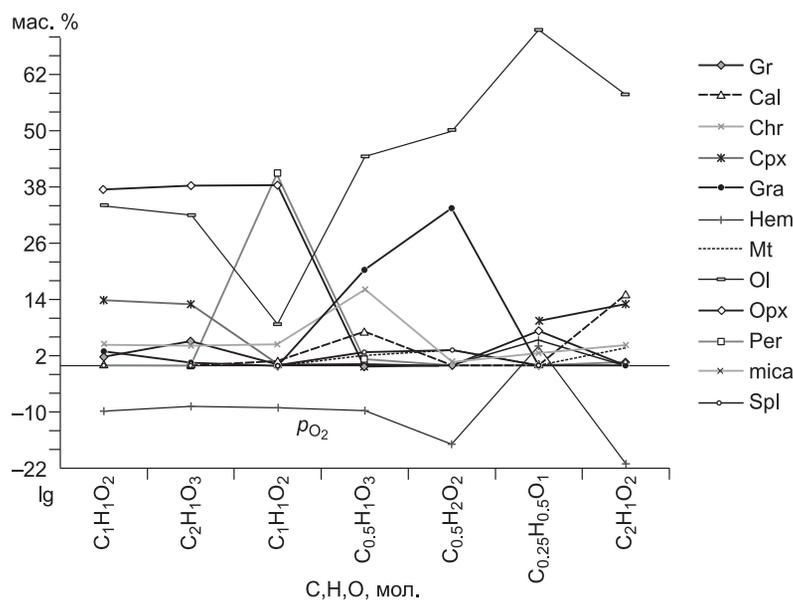


Рис. 9. Соотношения модулей С—Н—О и содержаний (моль) Si и Ca во флюиде

$C(1)H(1)O(2) - Si(0.5), Ca(0.1)$; $C(1)H(1)O(2) - Si(0.5), Ca(0.1)$; $C(1)H(1)O(1), Si(0.5), Ca(0.2)$; $C(0.5)H(1)O(3), Si(0.5), Ca(0.5)$; $C(0.5)H(2)O(2), Si(0.5), Ca(0.5)$; $C(0.25)H(0.5)O(1), Si(0.5), Ca(0.5)$; $C(2)H(1)O(2), Si(0.1), Ca(0.4)$. Hem — гематит.

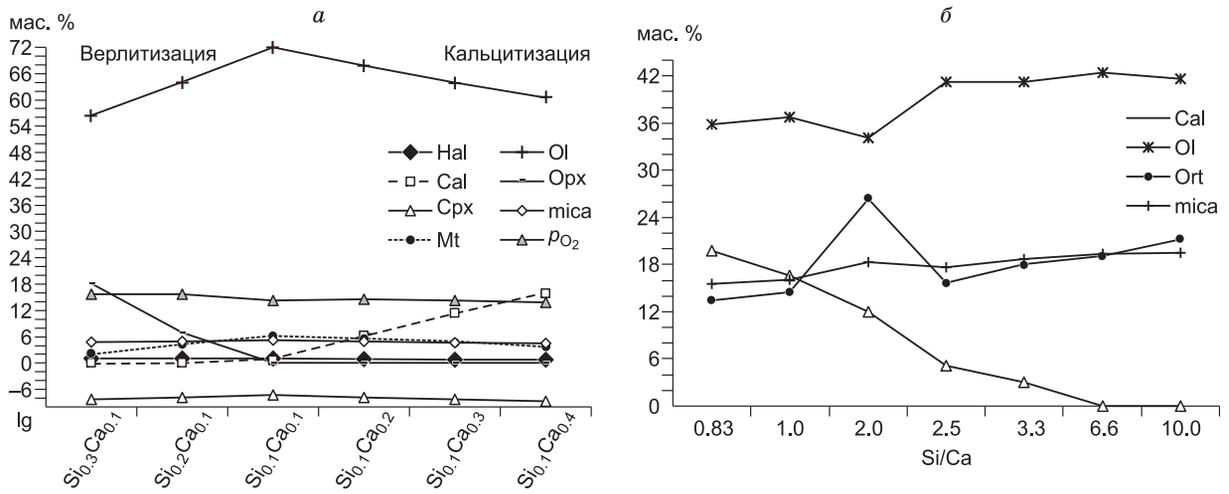


Рис. 10. Зависимость характера метасоматической переработки дунитового субстрата при фиксированном времени взаимодействия 3 тыс. лет от:

а — соотношения содержаний (моль) Si = 0.1—0.5; Ca 0.1—0.5 в магматическом флюиде при значениях мольных долей C—H—O как 1/2/3. Содержание газовой фазы $\approx 4\%$; *б* — значения мольных долей C(0.5)H(0.5)O(1), содержание газовой фазы $\approx 1\%$, содержание в газовой фазе Si = 0.05 моль, Ca = 0.01—0.06 моль.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Использованная нами предельно упрощенная динамическая схема развития первой стадии эволюции магматогенной системы в рамках модели формирования карбонатитовых массивов СП [Когарко, 2005] позволяет «обойти» ряд содержательных неясностей в ее исходной формулировке эмулированием мантийного магматического источника флюидов в форме некоего внешнего резервуара, который представляет собой генератор фиксированного по составу потока смеси газов с постоянными T и P . Содержательным основанием принятия такой схемы является гипотеза обязательного проявления в магматическом верхнемантийном очаге ретроградного кипения при насыщении расплава в процессе кристаллизации и фракционировании петрогенных компонентов между возникающими фазами. Похоже, что этой гипотезе нет физической альтернативы. По крайней мере, в существующих петрогенетических схемах мы не нашли таковой. Очевидным начальным шагом в физико-химическом анализе динамики метасоматического процесса в рамках модели Коржинского является многопараметрический анализ направленности развития процесса при фиксированных T и P в той части системы, которая определяет его протекание по пространственной и временной координатам. Интегральным или связующим параметром в таком анализе нами выбрано парциальное давление кислорода (p_{O_2}), поскольку на линейке изменения p_{O_2} наиболее наглядно проследить возможную направленность фракционирования или эволюции состава мантийного очага, продуцирующего метасоматизирующие флюиды, определяющие последовательность эволюции составов выплавов, формирующих интрузивные фазы массивов [Бородин и др., 1973; Егоров, 1991].

Рассмотрение полученных численных данных позволяет заключить, что особенности карбонатизации высокодеплетированного мантийного субстрата астеносферными магматическими флюидами определяются двумя главными факторами: 1) соотношениями в них мольных долей C—H—O, 2) отношением мольных долей Si и Ca. В частности, просматриваются следующие детали процесса карбонатизации дунитового субстрата в исследованном диапазоне вариаций p_{O_2} и соотношений содержаний Si и Ca в магматогенном флюиде:

а) области проявления верлитизации и кальцитизации разобщены (см. рис. 9, 10), а их интенсивность определяется разными соотношениями кремния и кальция во флюидной фазе (см. рис. 8);

б) область развития камафоритов и безмагнетитовой кальцитизации различны (см. рис. 5), намечается физико-химическое «разделение» областей кальцитизации, формирования граната и максимума проявления щелочного метасоматоза (см. рис. 8);

в) направленность динамики метасоматической переработки дунитового субстрата зависит при прочих равных условиях от весовой доли флюидной фазы, поступающей из магматического источника (см. рис. 10);

г) анализ зависимости характера подвижности петрогенных компонентов от p_{O_2} показывает, что вынос большинства петрогенных компонентов из области дебазификации максимален в диапазоне $\lg p_{O_2} \approx -8. \dots -8.9$ (см. рис. 6).

Из генетических суждений петрологов о возникновении расплавов, сформировавших карбонатитовые массивы Сибирской платформы [Бородин и др., 1973; Егоров, 1991] следует, что в них нет альтернативы качественной трактовке петрогенезиса карбонатитовых пород, предложенной в схеме [Когарко, 2005]. Ее конкретизация в рамках полученных результатов численного моделирования ставит ряд проблем, одни из которых вытекают из принятой постановки задачи, тогда как другие связаны с содержательной непроработанностью самих цитированных петрогенетических схем. Так, учет известных экспериментальных результатов изучения плавления ультрабазитовых пород в присутствии летучих [Gudfinnsson, Presnell, 2005; Wyllie, Ryabchikov, 2000], снижающих их температуры плавления, для $P \sim 20\text{—}30$ кбар, а также параметризация этой информации при численном моделировании ставят принятую нами стадийность процесса магмообразования в литосферной мантии в достаточно условные рамки виртуальных построений. В реальном процессе конвективного прогрева и метасоматического преобразования пород литосферной мантии в зонах глубинных разломов разделять процесс на принятые стадии затруднительно потому, что при «метасоматическом появлении» минеральной ассоциации по T - P значениям, отвечающим некой диаграмме плавкости, необходимо учитывать дополнительную жидкую фазу и сопряженный с ней характер равновесий между фазами и корректировать описание гидродинамики процесса.

В рамках использованного приближения решать такую задачу возможно при описании динамики теплообмена с использованием гидродинамики гетерофазных компактируемых сред. Для коррекции возможных отклонений в описании динамики инфильтрационного метасоматоза при проявлении отмеченных особых зон взаимодействия мы провели серию численных экспериментов в диапазоне температур, где такой фактор исключен. Как следует из рис. 4, качественная картина характера метасоматической зональности при уменьшении T_0 на $1000\text{ }^\circ\text{C}$ аналогична таковой при $T_0 = 1300\text{ }^\circ\text{C}$. Каких-либо существенных параметрических отклонений от полученных для $T_0 = 1300\text{ }^\circ\text{C}$ не было выявлено. Поэтому из-за ограниченности журнальной публикации более подробную картину этих соотношений мы не приводим.

Очевидно также то, что приведенные результаты можно относить только к предварительной оценке начальных условий для решения задач динамики магматических очагов. Поэтому качественная интерпретация полученных результатов позволяет предполагать различные сценарии развития магматического очага. Так, принятая нами схема постоянного мантийного источника приводит к развитию во времени в отдельных резервуарах зональных последовательностей метасоматических минеральных ассоциаций (см. рис. 2, 4). Если в соответствии с такой зональностью рассматривать последовательность внедрения магм, формирующих фазы зональных карбонатитовых массивов, то развитие магматической системы следует предполагать с внедрения ультрабазитов из зоны III. Затем должна следовать «мобилизация» выплавов из области верлитизации (II) и далее — из зоны I. Полученная метасоматическая колонна лишь в самых общих чертах согласуется с реальной картиной зональности указанных интрузивных массивов. С другой стороны, экспериментально полученные диаграммы плавкости ультрабазитов, из которых получены жидкости карбонатитового состава [Wyllie, Ryabchikov, 2000; Gudfinnsson, Presnell, 2005], указывают скорее на обратную последовательность плавления в полученной метасоматической колонне. В таком случае сценарий развития магматической системы будет обратным отмеченной выше последовательности. Решение данной альтернативы можно искать в развитии предложенной схемы функционирования магматического источника флюидов, метасоматизирующих литосферную плиту.

Полученные данные численного моделирования неизотермической динамики инфильтрационного метасоматоза позволяют перейти к построению такого процесса в рамках, двухскоростного гидродинамического случая [Peregichko, Sorokin, 2013] и переменного источника магматических флюидов. Функционирование такой схемы позволит получить динамическую картину минералогических изменений деплетированного литосферного субстрата с формированием минеральных матриц, плавление которых может быть согласовано с последовательностью становления интрузивных фаз. Техническая реализация численного описания переменного источника возможна при наличии петрохимически обоснованной схемы фракционирования в генерирующем потоке флюидов из мантийного магматического очага. Однако, похоже, такая петрогенетическая схема эволюции верхнемантийных магматических зон плавления примитивной мантии пока не создана.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Как следует из изложенных результатов численных экспериментов, область физико-химических условий развития карбонатизации пород ультрабазитовой литосферной мантии магматическими флюидами отвечает достаточно специфическим составам газовых смесей. При содержании газовой фазы порядка 4 мас. % и концентрациях кремнезема и кальция во флюиде 0.5—0.1 молей:

- 1) соотношения мольных долей как $\text{Si}/\text{Ca} < 1$;
- 2) в системе C—H—O соотношения мольных долей как 1/2/3 или 2/1/2;

- 3) области варьирования p_{O_2} лежит в интервале $-8 < \lg p_{O_2} < -11$;
4) во флюиде содержания CO_2 в полтора—два раза выше, чем H_2O , при существенном преобладании содержания хлора над фтором.

При более низком содержании газовой фазы и на порядок меньших содержаниях в ней петрогенных компонентов карбонатизация усиливается при более низких содержаниях кальция (см. рис. 10, б). Более детальное описание физико-химических условий верлитизации пород деплетированной литосферной мантии выходит за рамки данного сообщения.

Авторы признательны А.А. Арискину, И.В. Ащепкову, К.Д. Литасову, Ю.В. Перепечко, Н.В. Соболеву, К.Э. Сорокину за критические замечания, предложения по улучшению содержания рукописи и обсуждению генетических проблем, рассматриваемых в данной работе.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 12-05-00625.

ЛИТЕРАТУРА

Авченко О.В., Чудненко К.В., Александров И.Л., Худоложская В.О., Шаров О.И. Решение проблем петрологии метаморфических пород с использованием программного комплекса «Селектор» // Вестник ОНЗ, 2010, т. 2. Z11002, doi:10.2205/NZ00065/

Ащепков И.В. Глубинные ксенолиты Байкальского рифта // Новосибирск, 1991, 160 с.

Бессонова Е.П., Шарапов В.Н., Чудненко К.В., Черепанова В.К. Новые возможности модели тепловой и физико-химической динамики для описания вулканогенных эпипетермальных месторождений (на примере Асачинского месторождения, Камчатка) // ДАН, 2010, т. 431, № 4, с. 521—525.

Бородин Л.С., Лапин А.В., Харченков А.Г. Редкометалльные камафориты. М., Наука, 1973, 176 с.

Бычинский В.А., Карпов И.К., Коптева А.В., Чудненко К.В. Полное и метастабильное равновесие углеводородов в земной коре и верхней мантии // Отечественная геология, 2005, № 2, с. 65—74.

Варгафтик Н.В. Справочник по теплофизическим свойствам газов и жидкостей. М., Физматгиз, 1963, 698 с.

Глубинные ксенолиты и верхняя мантия / Под ред. В.С. Соболева, Н.Л. Добрецова, Н.В. Соболева. Новосибирск, Наука, 1975, 255 с.

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

Голубев В.С. Динамика метасоматических процессов. Недра, 1981, 206 с.

Дорогокупец П.И., Карпов И.К., Лашкевич В.В., Найгебауэр В.А., Казьмин Л.А. Изобарно-изотермические потенциалы минералов, газов и компонентов водного раствора в программном комплексе «Селектор» // Физико-химические модели в геохимии. Новосибирск, Наука, 1988, с. 124—147.

Егоров Л. Ийолит-карбонатитовый плутонизм. Л., Недра, 1991, 260 с.

Ефимова Э.С., Соболев Н.В., Поспелова Л.Н. Включения сульфидов в алмазах и особенности их парагенеза // Зап. ВМО, 1983, т. 112, № 3, с. 300—310.

Зубков В.С. Термодинамическое моделирование системы C—H—N—O—S в PT-условиях верхней мантии. Иркутск, Изд-во Иркут. ун-та, 2005, 180 с.

Карбонатиты. М., Мир, 1969, 699 с.

Карпов И.К., Киселев А.И., Летников Ф.А. Моделирование природного минералообразования на ЭВМ. М., Недра, 1976, 255 с.

Карпов И.К., Чудненко К.В., Бычинский В.А. СЕЛЕКТОР (программное средство расчета химических равновесий минимизацией термодинамических потенциалов). Иркутск, ИГХ СО РАН, 1994, 123 с.

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

Когарко Л.Н. Роль глубинных флюидов в генезисе мантийных гетерогенностей и щелочного магматизма // Геология и геофизика, 2005, т. 46 (12), с. 1234—1245.

Коржинский Д.С. Теория метасоматической зональности. М., Наука, 1968, 112 с.

Модельный анализ развития континентальных мантийно-коровых рудообразующих систем // Ред. Г.В. Поляков. Новосибирск, Изд-во СО РАН, 2009, 399 с.

Перепечко Ю.В., Шарапов В.Н. Динамика плавления в океанической верхней мантии // Геология и геофизика, 2001, т. 42 (8), с. 1237—1248.

Рид Р., Праусниц Дж., Шервуд Т. Свойства газов и жидкостей: справочное пособие. Л., Химия, 1982, 592 с.

Рябов В.В., Шевко А.Я., Затеева С.Н. «Аномальные образования» в траппах Сибирской платформы — показатель геодинамической обстановки формирования платобазальтов // Литосфера, 2005, № 4, с. 165—177.

Соболев Н.В. Глубинные включения в кимберлитах и проблемы состава верхней мантии. Новосибирск, Наука, 1974, 265 с.

Соболев Н.В., Ефимова Э.С., Коптиль В.И., Лаврентьев Ю.Г., Соболев В.С. Включения коэсита, граната и омфацита в якутских алмазах — первая находка парагенеза коэсита // Докл. АН СССР, 1976, т. 230, № 6, с. 1442—1444.

Соболев Н.В., Ефимова Э.С., Поспелова Л.Н. Самородное железо в алмазах Якутии и его парагенезис // Геология и геофизика, 1981 (12), с. 25—29.

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.

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, 2006, 40 с.

Томиленко А.А., Ковязин С.В. Первичные расплавные и флюидные включения в оливинах из кимберлитов трубки Удачная-Восточная, Якутия // Петрология литосферы и происхождение алмаза: Тез. докл. Междунар. симпозиума, посвященного 100-летию со дня рождения акад. В.С. Соболева, Новосибирск, 5—7 июня 2008 г. Новосибирск, Изд-во СО РАН, 2008, с. 99.

Томиленко А.А., Рагозин А.Л., Шацкий В.С., Шебанин А.П. Вариации состава флюидной фазы в процессе кристаллизации природных алмазов // ДАН, 2001, т. 378, № 6, с. 802—805.

Томиленко А.А., Шацкий В.С., Ковязин С.В., Овчинников Ю.А. Расплавные и флюидные включения в ксенолите анортозита из кимберлитовой трубки Удачная, Якутия // ДАН, 2002, т. 387, № 4, с. 524—527.

Томиленко А.А., Ковязин С.В., Похиленко Л.Н., Соболев Н.В. Первичные углеводородные включения в гранате алмазоносного эклогита из кимберлитовой трубки Удачная, Якутия // Докл. РАН, 2009, т. 426, № 4, с. 533—536.

Чудненко К.В. Термодинамическое моделирование в геохимии: теория, алгоритмы, программное обеспечение, приложения. Новосибирск, Акад. Изд-во «Гео», 2010, 287 с.

Чудненко К.В., Карпов И.К., Мазухина С.И., Бычинский В.А., Артименко М.В. Динамика мегасистем в геохимии: формирование базовых моделей процессов и алгоритмы имитации // Геология и геофизика, 1999, т. 40 (1), с. 45—61.

Шарапов В.Н., Голубев В.С. Динамика взаимодействия магмы с породами. Новосибирск, Наука, 1976, 195 с.

Шарапов В.Н., Кудрявцева О.В. К оценке термодинамических параметров фазовой границы Мохо под областью развития траппов на Сибирской платформе и Западно-Сибирской плите // Геология и геофизика, 2003, т. 44 (10), с. 993—1005.

Шарапов В.Н., Ионе К.Г., Мысов В.М., Мазуров М.П., Перепечко Ю.В. Геокатализ и эволюция мантийно-коровых магматогенных флюидных систем. Новосибирск, ГЕОС, 2007, 186 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. 1114—1128.

Шарапов В.Н., Томиленко А.А., Перепечко Ю.В., Чудненко К.В., Мазуров М.П. Физико-химическая динамика развития флюидных надстеносферных систем под Сибирской платформой // Геология и геофизика, 2010, т. 51 (9), с. 1329—1355.

Шарапов В.Н., Мазуров М.П., Томиленко А.А., Фалеев В.А. Элементы массопереноса в гранатовых ультрабазитах при их частичном плавлении потоками горячих восстановленных газов // Геология и геофизика, 2011, т. 52 (2), с. 209—224.

Шмонов В.М., Витовтова В.М., Жариков А.В. Флюидная проницаемость пород земной коры. М., Научный мир, 2002, 216 с.

Ashchepkov I.V., Vladykin N.N., Ntafos T., Smelov A.P., Agashev A.M., Downes H., Kuligin S.S., Malygina E.V., Alymova N.A., Kostrovitsky S.I., Vavilov M.A., Minin V.A., Ovchinnikov Yu.I., Karpenko M.A., Tolstov A.V., Lelyukh M.I., Khmelnikova O.M., Nigmatulina E.N. Modeling of layering of the lithospheric mantle beneath the Siberian Craton // Precam. Res., 2013, v. 23, № 1, p. 4—24.

Breedveld G.J.E., Prausnitz J.M. Thermodynamic properties of supercritical fluids and their mixtures at very high pressure // AIChE J, 1973, v. 19, p. 783—796.

Elliott T., Spiegelman M. Melt migration in oceanic crustal production: a U-series perspective / Eds. H.D. Holland, K. Turekian // *The Crust. Treatise on Geochemistry*, Elsevier-Pergamon, 2003, v. 3, p. 465—510.

Golubev V.S., Kuznetsov Yu.A., Sharapov V.N. To dynamics of granitization and melting of crystal rocks during filtration of volatiles // *Pacific Geol.*, 1978, № 13, p. 17—31.

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.

Green D.H., Fallon T.J. Primary magmas at mid-ocean ridges, «hot-sports», other intraplate settings: Constraints on potential temperature // *Plates, Plumes, Paradigms // Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.* 388, 2005, p. 217—248.

Gudfinnsson G.H., Presnell D.C. Continuous gradations among primary carbonatitic, kimberlitic, melilititic, basaltic, picritic, and komatiitic melts in equilibrium with garnet lherzolite at 3—8 GPa // *J. Petrol.*, 2005, v. 46, № 8, p. 1645—1659.

Helgeson H.C., Delany J.M., Nesbitt H.W., Bird D.K. Summary and critique of the thermodynamic properties of rock-forming minerals // *Amer. J. Sci.*, 1978, 278A, P. 1—229.

Karpov I.K., Chudnenko K.V., Kulik D.A. Modeling chemical mass-transfer in geochemical processes: Thermodynamic relations, conditions of equilibria and numerical algorithms // *Amer. J. Sci.*, 1997, v. 297, p. 767—806.

Katz R.F., Weatherley S.M. Consequences of mantle heterogeneity for melt extraction at mid-ocean ridges // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2012, v. 335—336, p. 226—237.

Lee B.I., Kesler M.G. Generalized thermodynamic correlation based on three-parameter corresponding // *AIChE J.*, 1975, v. 21, p. 510—527.

Litasov K., Taniguchi H. Mantle evolution beneath the Baikal Rift. CNEAS Monogr. Ser., 2002, № 5, 221 p.

Perepechko Yu., Sorokin K. Two-velocity dynamics of compositional heterophase media // *J. Eng. Thermophys.*, 2013, v. 22, № 3, p. 241—246.

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 // *Proc. VIIth Int. Kimberlite Conf.*, University of Cape Town, South Africa, April 11—17, 1998. V. II. Cape Town, 1999, p. 689—698.

Shiery S.B., Cartigny P., Frost D.Y., Keshav Sh., Nestola F., Nimits P., Sobolev N.V., Walter M.S. Diamonds and the geology of mantle carbon // *Rew. Miner.*, 2013, № 75, p. 355—421.

Spera F.I. Carbon dioxide in igneous petrogenesis: II. Fluid dynamics of mantle metasomatism // *Contr. Miner. Petrol.*, 1981, v. 77, p. 56—63.

Spiegelman M., Kelemen P.B., Aharonov E. Causes and consequences of flow organization during melt transport: The reaction infiltration instability in compactible media // *J. Geophys. Res.*, 2001, v. 106(B2), p. 2061—2077.

Tomilenko A.A., Palyanov Y.N., Kovyazin S.V., Shebanin A.P. Melt and fluid inclusions in diamonds and minerals of mantle xenoliths as a source of information on mantle fluids // 9th Int. Kimberlite Conf., Frankfurt/Main, Germany, 16—24 August 2008: Extended abstract [Электронный ресурс]. Frankfurt/Main, 2008. P. A-00375.

Volcanism in Hawaii / Eds. R.W. Decker, T.L. Wright, P.H. Stauffer. V. 2. U.S. Geol. Surv. Prof. Pap. 1350. Washington, 1987, p. 919—1602.

Walas S.M. Phase equilibria in chemical engineering: Parts I and II, Boston, Butterworth, 1985, 664 p.

Walter M.J. Melt extraction and compositional variability in mantle lithosphere // *Treatise on geochemistry* / Eds. H.D. Holland, K.K. Turekian. Elsevier, 2003, v. 2, p. 363—394.

Wyllie P.J., Ryabchikov I.D. Volatile components, magmas, and critical fluids in upwelling mantle // *J. Petrol.*, 2000, v. 41, № 7, p. 1195—1206.

Xu T., Pruess K. Modeling multiphase non-isothermal fluid flow and reactive geochemical transport in variably saturation fracture rocks: methodology // *Amer. J. Sci.*, 2001, v. 301, p. 16—33.

Yokokawa H. Tables of thermodynamic properties of inorganic compounds // *J. Nat. Chem. Lab. Indus.*, Tsukuba Ibaraki. Jap., 1988, v. 83, p. 27—118.