

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКАЯ ДИНАМИКА РАЗВИТИЯ ФЛЮИДНЫХ НАДАСТЕНОСФЕРНЫХ СИСТЕМ ПОД СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМОЙ

В.Н. Шаратов, А.А. Томиленко, Ю.В. Перепечко, В.К. Чудненко*, М.П. Мазуров

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

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

Предложена математическая модель двухскоростной неизотермической динамики взаимодействия конвектирующей верхней мантии с многослойной литосферой с локальными проницаемыми зонами. На основе статистической обработки базы данных валовых составов флюидов из мантийных пород под Сибирской платформой (СП) и метаморфических пород гранулитовой и амфиболитовой фаций земной коры обсуждаются проблемы задания начальных и граничных условий для описания процессов динамики конвективного плавления в проницаемых зонах над астенотлинзами. Для определения природы установившегося линейного тренда соотношений $\text{CO}_2\text{—H}_2\text{O}$, которые составляют основную массу флюида во включениях, рассмотрена 2D динамика формирования полей T и P с сопутствующей физико-химической динамикой гетерофазного взаимодействия надастеносферного магматогенного флюида с деплетированными породами литосферной мантии.

Проведенный комплекс экспериментальных и вычислительных исследований с ксенолитами пород литосферы СП и метаморфизованных толщ земной коры в отношении валового состава и природы в них флюидной фазы показал, что: метаморфические породы нижней коры в отношении валового состава газовой фазы существенно отличаются в амфиболитовой и гранулитовой фациях от пород мантийной литосферы; порядка 80 % наблюдаемых валовых составов газовой фазы в минералах ультрабазитов литосферной мантии относятся к относительно окисленным продуктам переуравновешивания надастеносферных магматогенных флюидов, преобразовавшихся в зонах региональных разломов; основным фактором переуравновешивания таких гетерофазных равновесий является периодически проявляющаяся декомпрессия толщ литосферной мантии в зонах глубинных разломов СП; информация по составам газовой фазы в первичных включениях в минералах изверженных пород может служить основанием для расчета виртуального состава астеносферных флюидов.

Мантийные флюиды, физико-химическая динамика, метасоматоз, переуравновешивание газов.

THE PHYSICO-CHEMICAL DYNAMICS OF EVOLUTION OF FLUID ABOVE-ASTHENOSPHERE SYSTEMS BENEATH THE SIBERIAN PLATFORM

V.N. Sharapov, A.A. Tomilenko, Yu.V. Perepechko, V.K. Chudnenko, and M.P. Mazurov

A mathematical model is proposed for the two-velocity nonisothermal dynamics of the interaction between the convecting upper mantle and the multilayer lithosphere with local permeable zones. Based on the statistical processing of data on the bulk compositions of fluids from mantle rocks beneath the Siberian Platform (SP) and the Earth's crustal metamorphic rocks of granulite and amphibolite facies, we discuss the problems of specifying the initial and boundary conditions for the description of the dynamics of convective melting in permeable zones above asthenosphere. To determine the nature of the established linear $\text{CO}_2\text{—H}_2\text{O}$ trend (these are the main fluids of inclusions), we consider the 2D dynamics of formation of the T and P fields and the accompanying physicochemical dynamics of heterophase interaction between supra-asthenosphere magmatogene fluids and depleted rocks of the lithospheric mantle. The performed experimental and computational studies of the bulk composition and nature of the fluid phase in rock xenoliths from the SP lithosphere and Earth's crustal metamorphosed strata showed that: (1) the gas phase of lower-crustal metamorphic rocks differs significantly in bulk composition from the gas phase of mantle lithosphere rocks, (2) about 80 % of the gas phase in the minerals of lithospheric mantle ultrabasites are oxidized products of the re-equilibration of supra-asthenosphere magmatogene fluids transformed in regional fault zones; (3) a periodic decompression of lithospheric mantle strata in the SP deep-fault zones is the main factor of this re-equilibration; (4) data on the composition of the gas phase in primary inclusions in minerals of igneous rocks can be used to calculate the virtual composition of asthenospheric fluids.

Mantle fluids, physicochemical dynamics, metasomatism, re-equilibration of gases

ВВЕДЕНИЕ

Наиболее актуальной из ряда фундаментальных проблем внутриплитной эндогенной геологии Земли остается динамика термохимического и динамического взаимодействия литосферная континентальная плита—верхняя мантия. Ее содержательная конкретизация стала приобретать современные формы после появления понятий «плюмтектоника» [Maquiza, 1994] и «большие изверженные провинции» (LIP) [Coffin, Eldholm, 1994]. Прошедшие в новосибирском Академгородке симпозиумы [Large Igneous..., 2007, 2009] отразили полученную в этих областях как накопленную геологическую и геофизическую информацию, так и новый для существующих генетических дискуссий аспект — металлогению LIP. Как следует из материалов симпозиумов, пока наиболее слабо освещены вопросы воздействия плюмов на литосферные породы в отношении выявления причин разноуровневого плавления в литосфере базитовых и гранитоидных магм. Поскольку количественная теория динамики развития изолированных от границы астеносферы внутриплитных очагов базитовых и гранитоидных расплавов в континентальной литосфере отсутствует, а существующие количественные модели плавления метасоматизированной литосферы относятся к случаям ее контактного нагрева [Turner et al., 1996; Шарапов и др., 2007, 2008], точек сопряжения в данной дискуссии пока не прибавляется. При этом имеются разночтения в понимании физики процессов геодинимистами, геофизиками и петрологами, в частности, как существования, так и роли плюмов во внутриплитном петрогенезисе изверженных пород и эндогенной металлогении [Plates..., 2005].

Мы полагаем, что разрешение отмеченных альтернатив продуктивно искать в построении корректных физических моделей эндогенных процессов с использованием подходов многоскоростной гидродинамики. Поясним ниже существо вопроса.

ДВУХСКОРОСТНАЯ ДИНАМИКА ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ АСТЕНОСФЕРА—ЛИТОСФЕРА

Крупномасштабные эндогенные процессы являются, с точки зрения неравновесной термодинамики, сильнонеравновесными системами с внешними потоками, которые определяют их эволюцию. Локально-магматогенные мантийные системы образуются при возникновении флуктуаций в сложноустроенных, многоскоростных, многокомпонентных гетерофазных, средах. Для моделирования таких систем требуется физический подход, включающий нелинейное описание как термодинамики *локально-неравновесных*, так и гидродинамики *многоскоростных, многофазных* сплошных сред.

Прогресс в развитии методики корректного математического описания магматогенных мантийно-коровых систем может основываться на синтезе двух принципиально важных для понимания сильнонеравновесных систем подходов, предложенных в разное время в термодинамике и гидродинамике. Первый — введение понятия *неравновесной энтропии* (энтропии локально-неравновесной термодинамической системы) с использованием категориального аппарата равновесной термодинамики [Мандельштам, Леонтович, 1937]. Второй — метод физически корректного описания гидродинамики гетерофазных систем в (применении к гидродинамике квантовой жидкости рассмотрен И.М. Халатниковым [1971]). Применение этих методов в механике классических сложноустроенных, многоскоростных, многокомпонентных сплошных сред сделано В.Н. Доровским в работах [Доровский, 1989; Доровский, Перепечко, 1992; Перепечко, 1993].

Созданная теория («Континуальная теория фильтрации») позволила предложить общую методологию построения физически и математически корректных моделей динамики практически любых нелинейных сложных сплошных сред для произвольных геологических систем [Шарапов и др., 2000] обеспечила: термодинамическую согласованность моделей динамики сложноустроенных сред; возможность построения моделей нелинейной динамики локально-неравновесных сред (к ним относятся практически все встречающиеся в геологических приложениях среды); соответствие уравнений модулей фундаментальным физическим принципам: законам сохранения, гиперболичности обратимой части управляющих уравнений модели, групповой инвариантности управляющих уравнений — соблюдение принципа относительности Галилея.

Необходимо подчеркнуть, что удовлетворение фундаментальным физическим принципам особенно важно для физической корректности создаваемых моделей любых эндогенных систем. Это существенно потому, что мантийно-коровые рудно-магматические системы столь масштабны, длительны и сложны, что недоступны для натурного исследования или лабораторного моделирования [Дородницын, 1965]. Поэтому только физическая и математическая корректность построенной по указанным требованиям модели обеспечивает при численном моделировании физически, а значит и геологически, значимый результат.

Динамика взаимодействия астеносфера—литосфера может быть описана в рамках термодинамически согласованной, нестационарной, многоскоростной, гидродинамической теории гетерофазных сред, если учитывать многофазность и реологию составляющих эту систему веществ, а также реалистическое

уравнение состояния. Реологические свойства реального вещества верхних геосфер Земли могут быть приняты следующие: вещество верхней и нижней мантии — высоковязкая жидкость; вещество литосферной мантии — среда Максвелла, позволяющая описать изменение реологии от вязкой (для литосферы на границе с верхней мантией) до упруговязкой при переходе к земной коре. Последняя предполагается двухслойной: нижний слой — вязкоупругий, верхний — упругий с трением, моделируемый в рамках нелинейной теории упругости. Кинетические коэффициенты вязкости, теплопроводности и время релаксации в общем случае могут являться функциями температуры, давления, напряжений и химического состава мантийного вещества. В полной модели принципиально важно принимать во внимание основные фазовые переходы в верхней мантии и литосфере: твердофазные метаморфические переходы в присутствии флюидов, плавление во всех частях системы, переходы при неизотермических метасоматических процессах, требующих учета фильтрации флюидной фазы.

Управляющие уравнения такой задачи для динамики гетерофазных вязкоупругих сред [Доровский, 1989; Доровский, Перепечко, 1992; Шарапов и др., 2007] можно представить в следующем виде:

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \operatorname{div}(\rho \mathbf{v} + \rho_s \mathbf{w}) = 0, \quad (1)$$

$$\frac{\partial g_{ik}}{\partial t} + (\mathbf{u}, \nabla) g_{ik} + g_{in} \partial_k u_n + g_{in} \partial_n u_k = -\frac{1}{\tau} g^{in} (h_{nk} - h_{ll} \delta_{nk}), \quad (2)$$

$$\frac{\partial s}{\partial t} + \frac{\mathbf{j}}{\rho} \nabla s = b \frac{1}{\rho T} \rho_l \mathbf{w}^2, \quad (3)$$

$$\frac{\partial \mathbf{v}}{\partial t} + (\mathbf{v}, \nabla) \mathbf{v} - \frac{1}{\rho} (\rho_s \mathbf{w}, \nabla \mathbf{w}) + \frac{1}{\rho} \nabla P + \frac{1}{2\rho} h_{ik} \nabla g_{ik} = b \mathbf{w}, \quad (4)$$

$$\frac{\partial \mathbf{w}}{\partial t} + (\mathbf{u}, \nabla) \mathbf{w} + (\mathbf{w}, \nabla) \mathbf{v} + (\mathbf{w}, \nabla \mathbf{w}) - \frac{1}{2\rho_s} h_{ik} \nabla g_{ik} + \frac{1}{\rho_s} \partial_k (g_{in} h_{nk}) = -\frac{\rho}{\rho_s} b \mathbf{w}, \quad (5)$$

где s — удельная энтропия, T — температура, ρ — плотность, P — давление, \mathbf{j} — импульс, \mathbf{u} , \mathbf{v} — скорости твердой и жидкой фаз соответственно, h_{ik} , g_{ik} — тензор напряжения и деформации пористой матрицы, $\mathbf{j} = \rho \mathbf{v} + \rho_s \mathbf{w}$, $\mathbf{u} = \mathbf{v} + \mathbf{w}$. Тип необратимых потоков, определяющих диссипативные слагаемые в уравнениях и вводящих диссипативные коэффициенты межфазного трения b и релаксации касательных напряжений τ , задающего реологию среды Максвелла, находится по теории Онсагера условием положительности диссипативной функции. Уравнение состояния такой гетерофазной среды строится в линейном приближении [Годунов, 1978]:

$$P = P_0 - \frac{1}{2} K \delta g_{ll} + \rho_0^2 e_{\rho\rho} \delta \rho + \rho_0^2 e_{\rho s} \delta s + \frac{1}{2} \rho_s \mathbf{w}^2, \quad T = T_0 + e_{\rho s} \delta \rho + e_{ss} \delta s, \\ h_{ik} = h_{0ik} + \frac{1}{2} K \delta g_{ll} + \mu \left(\delta g_{ik} - \frac{1}{3} \delta_{ik} \delta g_{ll} \right) - \frac{1}{\rho_0} K \delta \rho - \frac{1}{2} g^{ik} \rho_s \mathbf{w}^2, \quad (6)$$

где K , μ — упругие модули, $e_{\rho\rho}$, $e_{\rho s}$, e_{ss} — термодинамические параметры.

В случаях, когда возможно пренебречь касательными напряжениями, система уравнений упрощается

$$\frac{\partial \rho_s}{\partial t} + \operatorname{div}(\rho_s \mathbf{u}) = 0, \quad (7)$$

$$\frac{\partial \rho_l}{\partial t} + \operatorname{div}(\rho_l \mathbf{v}) = 0, \quad (8)$$

$$\frac{\partial(\rho s)}{\partial t} + \operatorname{div}((\rho_s \mathbf{u} + \rho_l \mathbf{v})s) = b \frac{1}{T} \rho_l \mathbf{w}^2, \quad (9)$$

$$\frac{\partial(\rho_s u_i)}{\partial t} + \partial_k (\rho_s u_i u_k) = -\frac{\rho_s}{\rho} \partial_i (P) - \frac{\rho_s \rho_l}{\rho} \partial_i \left(\frac{P^*}{\rho_s} \right) - b \rho_l w_i, \quad (10)$$

$$\frac{\partial(\rho_l v_i)}{\partial t} + \partial_k (\rho_l v_i v_k) = -\frac{\rho_l}{\rho} \partial_i (P) + \frac{\rho_s \rho_l}{\rho} \partial_i \left(\frac{P^*}{\rho_s} \right) + b \rho_l w_i \quad (11)$$

с уравнением состояния

$$T = T_0 + e_{ps} \delta\rho + e_{ss} \delta s, \quad P^* = P_0^* - \frac{1}{\rho_0} K \delta\rho_l, \quad P = P_0 - \frac{1}{\rho_0} (K - \rho_0^3 e_{pp}) \delta\rho + \rho_0^2 e_{ps} \delta s. \quad (12)$$

Представление полученной системы уравнений в обобщенной форме (с соответствующими значениями переменных Φ , коэффициентов диффузии Γ_Φ и источниковых членов S_Φ)

$$\frac{\partial(\rho_\alpha \Phi)}{\partial t} + \text{div}(\rho_\alpha \mathbf{u}_\alpha \Phi) = \nabla(\Gamma_\Phi \nabla \Phi) + S_\Phi \quad (13)$$

позволяет использовать для решения описанной системы метод контрольного объема [Patankar, 1984; Perepetchko, 2000], важным свойством последнего является проверка выполнения законов сохранения по каждой счетной ячейке и, следовательно, во всей расчетной области. Таким образом, даже решение на грубой сетке обеспечивает физичность решения.

Предлагаемый подход является более общим, чем многомерные, но односкоростные модели [Pysklywec, Gruden, 2004], которые рассматривают взаимодействие сред с разной реологией, однако описание деформаций не касается процессов с фазовыми переходами и движением флюидов.

Численное решение задачи динамики взаимодействия конвектирующей верхней мантии и литосферы под кратонами СП, как и другими подобными континентальными структурами, продуктивно настолько, насколько содержательно уравнение состояния (12), адекватно реальным системам, которые задают начальные и граничные условия системы. Результаты исследования односкоростного приближения мантийно-корового взаимодействия позволяют считать, что существующая информация дает возможность получать параметры, согласующиеся в первом приближении с масштабными характеристиками реальных магматических явлений внутри плит, — размеры лавового щита, времена развития систем, региональные тепловые потоки [Перепечко, Шарапов, 2001; Шарапов и др., 2007, 2008]. Однако учета только этих данных недостаточно, когда рассматриваются проблемы развития разноуровневых зон плавления в континентальной литосфере [Green, 2006]. Из изложенного выше следует, что необходимо дополнительно иметь сведения о составе флюидной фазы, отделяющейся при ретроградном кипении астеносферных базитовых выплавов; характере неизотермических гетерофазных преобразований литосферного субстрата при воздействии потоков указанных флюидов; об основаниях для подбора диаграммы состояния конвектирующей верхней мантии, исходных пород в рассматриваемой системе для земной коры, а также перманентно метасоматизируемой в процессе конвективного прогрева литосферы; текущих плотности и теплоемкости метасоматизируемых литосферных пород, а после плавления — реститов; о проницаемости и пористости пород земной коры и мантии.

Известные данные о проницаемости горных пород при высоких давлениях, содержащиеся в работе [Шмонов и др., 2002], дают представление о порядке варьирования этих параметров. Информация о большинстве других параметрах в фундаментальных справочных руководствах крайне ограничена [A Handbook..., 1995; Rock..., 1995]. Поэтому возникает необходимость проведения комплекса специализированных исследований. Сведения такого рода были получены на основе моделирования равновесной неизотермической физико-химической динамики преобразования деплетированных мантийных пород под кратонами Сибирской платформы и Западно-Сибирской плиты (ЗСП) [Шарапов, Кудрявцева, 2003, 2005; Шарапов и др., 2007, 2009]. Однако о важнейшем параметре мантийно-корового взаимодействия — составе астеносферных флюидов — имеющиеся сведения не только отрывочны, но и противоречивы. Рассмотрим эту проблему.

ОСОБЕННОСТИ ВАЛОВЫХ СОСТАВОВ ФЛЮИДОВ В ПОРОДАХ ЛИТОСФЕРНОЙ МАНТИИ ПОД СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМОЙ

Предполагается, что астеносферные флюиды представлены восстановленными, возможно, водно-метановыми составами [Green, Fallon, 2005]. Если эти флюиды генерируются базитовыми выплавками, возникающими при декомпрессионном плавлении пород верхней мантии, то можно предвидеть в них достаточно широкое колебание соотношений летучих соединений для системы C—H—O—N—S [Holloway, 1981, 1987]. Их взаимодействие с породами литосферы рассматривалось многими авторами [Летников и др., 1977; Кадик, Луканин, 1986; Гантимуров, 1987; Saxena, Fai, 1988; Taylor, Green, 1988; Кадик и др., 1989, 1997; Saxena, 1989; Федоров и др., 1992; Похиленко и др., 1994; Зубков, 2001, 2005; Кадик, 2003; Симаков, 2003; Бычинский и др., 2005], которые показали, что 1) увеличение значения модуля C/H вызывает уменьшение содержания H₂O, CH₄, увеличение содержания O приводит к возрастанию окисленности газовой смеси, 2) наличие C в твердой фазе стабилизирует соотношение газов в смеси, 3) составы твердых и легких углеводородов (УВ) имеют вполне определенные смещения в поле

изменений T и P . Естественно, что в нестационарную стадию взаимодействия флюид—порода породные буферы (содержание металлов с переменной валентностью) определяют возможное изменение состава газовой смеси.

Другим источником информации о продуктах гетерофазных взаимодействий в литосфере являются составы минералов и флюидных включений в породах различных метаморфических фаций [Anderson et al., 1984; Похиленко и др., 1994; Rosenbaum et al., 1996; Томиленко и др., 2009]. Учет таких данных при задании начальных и граничных условий при анализе сформулированной выше проблемы неизбежно приводит к рассмотрению обратной задачи — оценке составов исходных астеносферных флюидов, воздействующих на породы литосферы по известным продуктам прошедших гетерофазных взаимодействий. В свою очередь, решение такой задачи состоит из двух последовательных шагов: получение данных о составе флюидов в породах литосферы от ее подошвы до метаморфических толщ земной коры; рассмотрение неізотермической физико-химической динамики взаимодействия флюид—порода.

Поскольку физическими носителями экспериментальной информации являются ксенолиты литосферных пород, то существует дополнительное осложнение в ее получении из-за искажения за счет гидромеханического сепарирования обломков пород в восходящих потоках магмы из мантийных очагов [Кутыев, Шарапов, 1979]. Поэтому желательно обладать статистически достаточно большой выборкой наблюдений, купирующей этот фактор. Первый шаг в таком направлении был сделан в работе [Томиленко, 2006], в которой удалось получить выборку более 110 наблюдений по мантийным ксенолитам главных типов пород из трех трубок СП; по метаморфическим коровым породам банк данных оказался существенно значительнее — более 300.

Рассмотрим статистические результаты обработки полученной информации. Наиболее полная выборка наблюдений собрана для ксенолитов алмазной тр. Удачная-Восточная (табл. 1). Содержания газов H_2O , CO_2 , CO , H_2 , CH_4 определялись по методике [Осоргин, 1990]: в оливинах (Ol) — 73 %, гранатах (Ga) — 24 %, клинопироксенах (Cpx) — 3 % из породных групп с количествами образцов: эклогиты — 11, шпинелевые лерцолиты — 10, шпинель-гранатовые лерцолиты — 14, гранатовые лерцолиты — 24, дуниты — 21, катаклазированные лерцолиты — 21. Последовательность пород в первом приближении совпадает с модельным разрезом максимально мощной литосферы кратона [Pokhilenko et al., 1999]. Обнаружено (см. табл. 1), что по содержанию и соотношению перечисленных газов во всех породных группах имеется от трех до четырех кластеров с характерной «обводненностью» ($H_2O/\Sigma(CO_2 + CO + CH_4 + H_2)$) и «восстановленностью» ($CO_2/\Sigma(CO + CH_4 + H_2)$): 1) есть 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).

Анализируя полученные данные, видим, что наиболее низкие значения данных модулей свойственны катаклазированным гранатовым лерцолитам. Поскольку, согласно [Pokhilenko et al., 1999], эти породы «подстилают» все другие изученные группы пород в разрезе литосферы кратона, то далее будем использовать их в качестве объекта для численного моделирования физико-химического взаимодействия надастеносферных флюидов и литосферных пород. Поэтому статистические характеристики флюидов данной группы пород и оливинов из кимберлитов (рис. 1, см. табл. 1), как и флюидные включения в алмазах, будут представлять наибольший интерес при постановке задач равновесной физико-химической динамики взаимодействия надастеносферных флюидов с породами литосферы под кратонами Сибирской платформы. Кластеры 1—4 катаклазированных лерцолитов составляют 14,3, 28,5, 47,6, 9,5 % соответственно от общего количества анализов в данной выборке (рис. 2). Поэтому состав газов кластера 3 принимаем за характерную оценку валовых составов надастеносферных флюидов в наиболее глубинных породах литосферы под данным кратоном СП.

При «пошаговой» термической декрепитации одного из образцов данного кластера была обнаружена следующая кинетика отделения газов: до $T = 600$ °С — 72 % CO_2 , 59 % H_2O , 36 % CH_4 , при

Рис. 1. Соотношения валовых содержаний CO_2 и H_2O в оливинах (Ol_x) и гранатах (Ga_x) из ксенолитов мантийных ультрабазитов и эклогитов (алмазные трубки Удачная-Восточная, Мир, Обнаженная (Якутия), Робертс Виктор (Южная Африка)).

Ol_k — магматические оливины из кимберлитов тр. Удачная-Восточная.

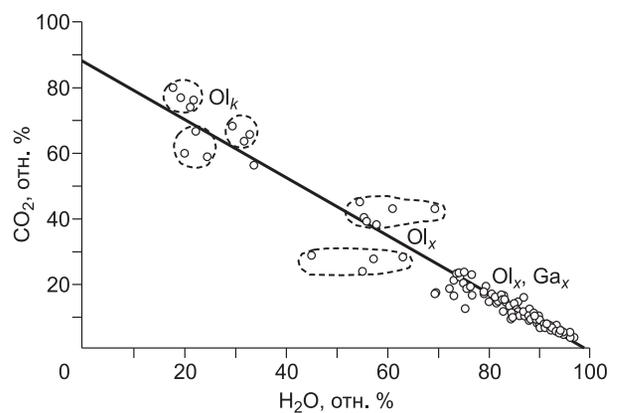


Таблица 1.

**Статистические значения для кластеров и общие статистики
для породных групп тр. Удачная-Восточная (Якутия)**

Кластер, статистика	CO ₂	H ₂ O	CO	H ₂	CH ₄	H ₂ O/Σ	CO ₂ /Σ
Эклогит-1	9.93	88.5	2.9	1	0.3	6.3	2.4
Эклогит-2	14.5	83.5	1.2	0.55	0.2	5.1	7.5
Эклогит-3	6.8	93.2	0.65	0.001	0.05	12.4	9.6
<i>Среднее</i>	11.2	86.6	1.92	6.65	0.23	—	—
Дисперсия	14	76.3	4	5.2	1.5	—	—
Число анализов в общей выборке	11						
Корреляция, +r	CO ₂ ↔ CO, 0.71; H ₂ , 0.8; CH ₄ , 0.74; CO ↔ H ₂ , 0.96; CH ₄ , 0.71						
Шпинелевый лерцолит-1	11	84.8	3.7	2.4	0.4	5.7	2.4
Шпинелевый лерцолит-2	10.8	87.2	1.5	0.1	0.22	7.1	6.4
Шпинелевый лерцолит-3	33.6	86.25	3.3	0.001	0.4	1.73	2.8
<i>Среднее</i>	12.25	85	2.3	0.15	0.3	—	—
Дисперсия	10.5	86	2.8	0.5	0.2	—	—
Число анализов в общей выборке	10						
Корреляция, +r	CO ₂ ↔ H ₂ O, 0.68; H ₂ O ↔ CH ₄ , 0.68; CO ↔ CH ₄ , 0.79						
Шпинель-гранатовый лерцолит-1	5	93.74	1	0.1	0.1	15	4.3
Шпинель-гранатовый лерцолит-2	13.1	83.9	2.3	0.2	0.5	5.3	4.4
Шпинель-гранатовый лерцолит-3	12.7	85.1	2.4	0.001	0.25	5.6	4.85
Шпинель-гранатовый лерцолит-4	13.3	76.7	20.7	0.5	0.85	3.45	1.33
Число анализов в общей выборке	14						
<i>Среднее</i>	10.2	86.45	2.7	0.14	0.33	—	—
Дисперсия	6.6	91.4	1.5	4.3	0.2	—	—
Корреляция, +r	CO ₂ ↔ H ₂ O, 0.72; CO, 0.6; CH ₄ , 0.74; CO ↔ H ₂ , 0.57; CH ₄ , 0.66; H ₂ ↔ CH ₄ , 0.8						
Гранатовый лерцолит-1	11.4	86.4	1.8	0.1	0.2	6.3	5
Гранатовый лерцолит-2	29.45	70.4	1.8	0.07	0.07	2.25	15.4
Гранатовый лерцолит-3	40	55	4.3	0.4	2.8	1.26	8.1
<i>Среднее</i>	21.7	75.8	2.2	0.15	0.2	—	—
Дисперсия	39.3	58.15	1.92	0.4	0.2	—	—
Число анализов в общей выборке	24						
Корреляция, +r	CO ₂ ↔ CO, 0.75; H ₂ ↔ CH ₄ , 0.54						
Дунит-1	16.8	79.7	2.9	0.3	0.3	3.9	4.8
Дунит-2	4.7	93.9	1.2	0.1	0.1	14.6	3.6
Дунит-3	10.1	87.54	2	1.8	0.2	10	4.2
<i>Среднее</i>	9.3	88.5	1.85	0.17	0.2	—	—
Дисперсия	7.6	90.4	1.5	0.34	0.14	—	—
Число анализов в общей выборке	21						
Корреляции, +r	CO ₂ ↔ CO, 0.75; H ₂ ↔ CH ₄ , 0.54						
Катаклазированный лерцолит-1	20.1	75.8	3.5	0.46	0.14	3.1	4.9
Катаклазированный лерцолит-2	70.4	6.44	16.6	5	1.5	7	3
Катаклазированный лерцолит-3	17.9	67.6	18	1.6	0.3	1.5	1.3
Катаклазированный лерцолит-4	1	97.4	1.5	0.001	0.2	51	0.53
<i>Среднее</i>	13.1	83.1	3.2	0.35	0.38	—	—
Дисперсия	12.4	84.1	2.9	0.43	0.15	—	—
Число анализов в общей выборке	21						
Корреляция, +r	CO ₂ ↔ H ₂ O, 0.7; CO, 0.6; CH ₄ , 0.67; H ₂ O ↔ CH ₄ , 0.081; CO ↔ H ₂ , 0.77; CH ₄ , 0.52						

Примечание. H₂O/Σ—H₂O/Σ(CO₂ + CO + H₂ + CH₄), CO₂/Σ—CO₂/Σ(CO + H₂ + CH₄). 0.001 — запись для статистики «сл» (следы) или 0 (значение не вычислялось). Содержания газов даны в мг/кг.

Рис. 2. Соотношения валовых содержаний CO_2 и H_2O в оливинах из ксенолитов катаклазированных лерцолитов тр. Удачная-Восточная.

Просматривается наличие четырех кластеров (см. табл. 1).

температурах выше 800°C отделяется 100 % H_2 , 100 % CO , 49 % CH_4 , 34 % H_2O , 28 % CO_2 . Таким образом, высокотемпературная газовая смесь представляет собой $\approx 54\%$ H_2O , 9 % CO_2 , 27 % CO , 9 % H_2 , 1 % CH_4 . Отметим, что похожая последовательность термического отделения флюидов была установлена также в образцах гранатового лерцолита и эклогита (рис. 3).

Учитывая присутствие в минералах изученных пород первичных и вторичных флюидных включений, можно предполагать, что существовал относительно широкий интервал температур воздействия флюидов на породы включений. При этом локальная интенсивность этих процессов как в одних и тех же, так и разных фациях глубинности отличалась существенно. Мы предполагаем существование не менее двух температурных этапов возможного воздействия мантийных и коровых флюидов на породы, представленные в ксенолитах: мантийный с температурами порядка 1000°C и выше; коровый (становление диатремы и взаимодействие магматического тела с поровыми флюидами вмещающих пород платформенного чехла) при $T < 800^\circ\text{C}$. Методика определения газовой фазы во включениях [Томиленко, 2006] построена на основе поминерального отбора препаратов с тщательной обработкой поверхности кристаллов от вторичных изменений. Представленная выше статистика отражает только гетерофазные взаимодействия мантийного этапа изменения пород.

Эти данные дополнены результатами изучения газов в эклогитовых породах алмазных трубок: Мир ($Ga, n = 7$), Обнаженная ($Ga, n = 15$), Робертс Виктор (Южная Африка) ($Ga, n = 3$). Полученные для них значения указанных выше газов не выходят за рамки результатов для гранатов в эклогитах тр. Удачная-Восточная. Поэтому принимаем статистику табл. 1 как характерные для разломных зон литосферы СП всех ее алмазоносных районов. Общая картина соотношения CO , CO_2 и H_2O с такими же данными для фенокристаллов оливина в кимберлитах тр. Удачная-Восточная приведена на рис. 1, тренд в этой выборке данных $\text{CO}_2 = 88 - 0.89\text{H}_2\text{O}$, $\text{CO} = 10 - 0.09\text{H}_2\text{O}$.

Несложно видеть, что этот тренд формирует 80 % наблюдений с содержаниями воды от 72 до 94 %. Есть группы значений, образующие в окрестностях этой линии тренда рои от 5 до 10 % от общего числа наблюдений. Соотношения $\text{CO}-\text{H}_2\text{O}$ не обнаруживают столь четкой зависимости, как и $\text{CO}-\text{CO}_2$ ($\text{CO} \leftrightarrow \text{CO}_2, r = +0.3$; $\text{CO}_2 \leftrightarrow \text{H}_2\text{O}, r = -0.91$; $\text{CO} \leftrightarrow \text{H}_2\text{O}, r = -0.6$). Таким образом, не менее 80 % флюидных смесей в минералах мантийных ксенолитов формируют последовательность высоководных флюидов, в которых с увеличением содержания воды линейно убывает количество как CO_2 , так и CO .

Статистическая информация о составах газов во включениях в алмазах [Чепуров и др., 1994; Томиленко и др., 2001; Tomilenko et al., 2008, 2009; Жимулев и др., 2009] показывает сходные закономерности. Они несколько отличаются от зафиксированных составов флюидов в минералах породных матриц (см. табл. 1), средние содержания компонентов газовой смеси в алмазной выборке следующие (%): $\text{H}_2\text{O} - 85.3$, $\text{CO}_2 - 10.1$, $\text{CH}_4 - 1.15$, $\text{N}_2 - 3.1$, $\text{C}_2\text{H}_6 - 0.02$, $\text{C}_3\text{H}_8 - 0.05$, $\text{C}_4\text{H}_{10} - 0.115$, $\text{C}_5\text{H}_{12} - 0.11$. При этом в полученной выборке есть 6 класте-

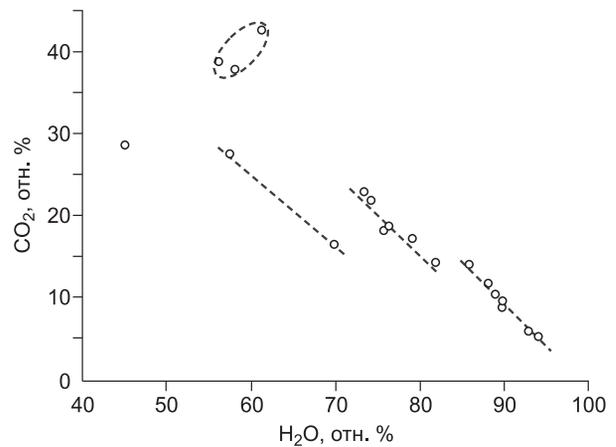
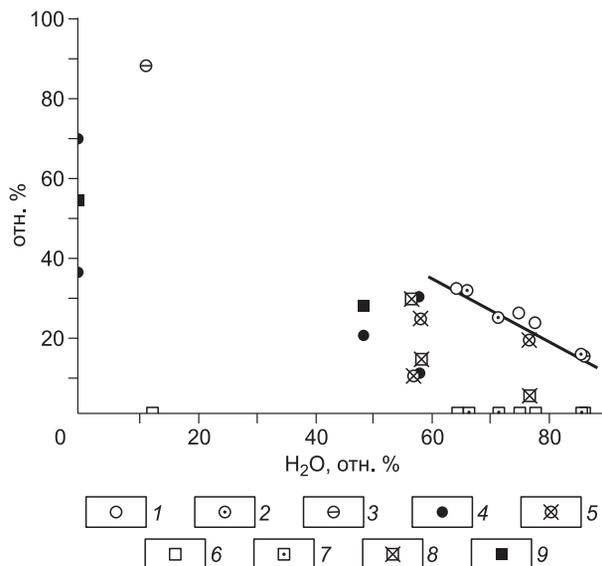


Рис. 3. Результаты изучения валового содержания CO , CO_2 , H_2O при пошаговом отборе фракций.

1—4 — CO_2 при температурах 400, 600, 800, 1000°C соответственно; 5 — суммарные значения; 6—9 — CO аналогично CO_2 .

ров, среди которых по количеству случаев ($n = 6$) выделяется кластер со средними значениями (%): H_2O — 89.75, CO_2 — 8.21, CH_4 — 0.53, N_2 — 8.73, C_2H_6 — 0.02, C_3H_8 — 0.0, C_4H_{10} — 0.734, C_5H_{12} — 0.0. Линейные корреляции в общей выборке отличаются от таковых для газовых флюидов основных минералов матриц мантийных пород: $\text{H}_2\text{O} \leftrightarrow \text{CO}_2$, $r = -0.87$; $\text{H}_2\text{O} \leftrightarrow \text{N}_2$, $r = +0.53$; $\text{CH}_4 \leftrightarrow \text{C}_3\text{H}_8$, $r = +0.65$. Линейный тренд $\text{CO}_2 = 70.84 - 0.71\text{H}_2\text{O}$.

Сравнение составов газов в алмазах и оливинах из ксенолитов ультрабазитов позволяет считать, что особенностью таковых в алмазах является высокое содержание воды и относительно низкие концентрации CO_2 , отсутствие заметных содержаний CO , H_2 при относительно высоких количествах CH_4 и N_2 . Наиболее интересной физико-химической характеристикой состава газовой смеси флюидных включений алмазов является отсутствие легких углеводородов (C_2H_2), но повышенные концентрации тяжелых углеводородов (C_3H_8 , C_4H_{10} , C_5H_{12}). Флюиды в алмазах более окислены, чем в ксенолитах, практически отсутствуют CO , H_2 .

Статистический анализ составов газов во включениях пород гранулитовой и амфиболитовой фаций выявил существенно другие, чем в литосферной мантии, составы флюидной фазы [Чупин и др., 1993; Томиленко, 2006; Томиленко, Ковязин, 2008б]. Судя по результатам изучения индивидуальных включений, для гранулитовых комплексов кратонов СП типично преобладание углекислотных флюидов, вероятно, с весьма низким содержанием воды. Из общей выборки исследованных пород ($n = 302$) примерно 76 % составляют углекислотные флюиды, высокоазотные ≈ 19 %, в которых средние содержания N_2 — 95, CO_2 — 3.9, CH_4 — 1.22 %. Ничтожно малые доли среди изученных образцов представлены азотно-метановыми (2.3 %) и метаноуглекислотными (2.6 %) флюидами. Характерно, что такие составы обнаруживаются как в гранатсодержащих, так и породах амфиболитовой фации. Общей геологической особенностью исследованных метаморфических толщ с указанными аномальными составами флюидов является их принадлежность к складчатым сооружениям с широким развитием надвигов, явлениями будинирования базитовых изверженных пород или проявления сверхвысоких локальных давлений (Жокчевская глыба и др.). Общей особенностью флюидов коровых метаморфогенных пород рассматриваемых фаций являются отрицательные корреляции соотношений между перечисленными макрогазами: $\text{CO}_2 \leftrightarrow \text{CH}_4$, $r = -0.32$; $\text{CO}_2 \leftrightarrow \text{N}_2$, $r = -0.95$. Учитывая объем выборки, эти соотношения показательны.

СЛЕДСТВИЯ, ВЫТЕКАЮЩИЕ ИЗ ИЗУЧЕНИЯ СТАТИСТИК ВАЛОВОГО СОСТАВА ГАЗОВ В МИНЕРАЛАХ КСЕНОЛИТОВ

Полученные статистические данные позволяют сформулировать ряд фундаментальных выводов относительно общих и локальных характеристик метаморфогенных флюидных систем в мантийной литосфере рассмотренного кратона и коровых пород под границей Конрада: 1) метаморфические породы нижней коры в отношении валового состава газовой фазы существенно отличаются в амфиболитовой и гранулитовой фациях от пород из зон разломов мантийной литосферы; 2) можно ожидать, что состав газовой фазы алмазов некоторых типов отличен от такового в основном минерале (Ol) породной матрицы; 3) количество устойчивых кластеров во всех минералогических группах мантийных пород свидетельствует о том, что мантия под кратоном тр. Удачная-Восточная не менее четырех раз подвергалась воздействию магматогенных флюидов.

Общие закономерности изменения равновесных содержаний углеводородов в различных фациях мантийных пород освещены в работах [Бычинский и др., 2005; Зубков, 2005]. Показано, что главной особенностью преобразования состава УВ в поле изменений T и P в верхней мантии является наличие «метанового порога» — перехода тяжелых в легкие УВ, которые по данным этого цикла вычислительных экспериментов близки параметрам равновесия алмаз—графит [Карпов и др., 1998]. Эти закономерности могут искажаться протеканием каталитических процессов [Башкиров и др., 1956; Таран и др., 1981; Шарапов и др., 2007], которые при P – T -параметрах литосферной мантии экспериментально не изучены. Отдельной проблемой в этом вопросе является поведение УВ, содержащих кислород. Они, судя по вычислительным экспериментам, могут при температурах выше 1200 °C составлять более 50 мас.% флюидной фазы. Эти соединения в использованном нами стандартном хроматографическом анализе не определяются. Не изучались они и в проведенных экспериментах на установках в ЦЕОСИТ (г. Новосибирск) [Шарапов и др., 2007].

Цитированные данные теоретического анализа возможных составов мантийных флюидов достаточны для понимания направлений рассматриваемых нами гетерофазных взаимодействий, но ничего не добавляют к решению задачи, как по полученным валовым составам переуравновешенных газов задавать начальные составы астеносферных флюидов. Проиллюстрируем этот тезис следующими экспериментальными данными. В результате изучения автономных докембрийских анортозитовых массивов СП и кратонов Европы было обнаружено [Томиленко, 2006; Томиленко, Ковязин, 2008б], что в этих породах первичные расплавные включения при P – T -условиях метаморфизма амфиболитовой фации преобразо-

ваны в специфические твердофазные образования с жидкой углекислотой, ассоциирующих в породах с комплексом вторичных минералогических ассоциаций (появление коронарных структур, амфиболизация, отложение кварца, «раскисление» плагиоклазов и др.). Из расчетов равновесных составов метаморфогенных флюидов в закрытых системах с базитовыми породами (P – T -условия афиболитовой и шпинелевой фаций [Шарапов, Кудрявцева, 2005]) следует, что в зависимости от начального соотношения H_2O/CO_2 в газовой фазе возникающие после гетерофазного взаимодействия составы газовой фазы могут варьировать весьма существенно. Так, соотношения $H_2O—CO_2$ зависят от начального отношения H_2O/CO_2 и pO_2 при достигнутых T и P . В восстановительных системах при $H_2O/CO_2 > 1$, давлениях менее 10 кбар и $T < 750$ °С в газовой фазе будет преобладать азот, тогда как при $T > 700—750$ °С газовая фаза окажется азотно-метановой. Наличие в твердой фазе графита обозначает реализацию указанных условий. Однако моноуглекислотный состав конечной газовой фазы для рассмотренных равновесий не характерен. Вероятно, в первичных расплавах включения преобладала углекислота, т. е. при метаморфическом переуравновешивании в закрытой системе менялся только состав твердой фазы и морфология вакуолей, тогда как валовый углекислотный состав газовой фазы в целом остается прежним. Некоторым подтверждением возможности такой ситуации являются результаты исследования первичных расплавленных включений в образцах габбро-анортозитов из кимберлитовой тр. Удачная-Восточная [Томиленко и др., 2002]. В клинопироксене обнаружены частично или полностью раскристаллизованные расплавленные включения с жидкой углекислотой и сингенетичные им флюидные включения жидкой углекислоты, которые присутствуют также в плагиоклазе и амфиболе. Их температуры гомогенизации составляют 1100—1120 °С, давление в газовой фазе при захвате — 8 кбар.

С другой стороны, результаты изучения состава газовой фазы в фенокристаллах оливина в кимберлитах тр. Удачная-Восточная (табл. 2, см. рис. 1) показали, что состав газов в расплавленных включениях содержал как углекислоту, так и воду [Томиленко, 2006; Томиленко, Ковязин, 2008а]. Характеристики газовой фазы во включениях в минералах из участков регионального метаморфизма гранулитовой и амфиболитовой фаций и пород литосферной мантии в зонах региональных разломов, контролирующих области появления базитовых расплавов, существенно различны. Действительно, в зоне разлома в момент «промывания» его потоком кимберлитовой магмы при давлении порядка 8 кбар в разрезе литосферы существовало магматическое тело анортозитов, в котором газовая фаза бала представлена практически одной углекислотой.

Сопоставление этих результатов с валовыми составами газов в минералах ксенолитов литосферных ультрабазитовых пород из этого магматического потока (см. табл. 1) обнаруживает их разительный контраст. Более того, для различных фаций глубинности формирования мантийных пород нет закономерности в вариациях содержаний отдельных газов как по значениям средних в отдельных кластерах, так и генерализованных средних для полных выборок (см. табл. 1). Однако наличие общего линейного тренда «окисления» и «обводнения» указывает на единый для всех фаций литосферной мантии процесс переуравновешивания магматогенных флюидов. С другой стороны, существование трех обособленных роев составов на продолжении линейного тренда (см. рис. 1) с различными содержаниями CO , CO_2 и H_2O может свидетельствовать о достаточно разных составах магматогенных газов, действовавших в различные этапы магматогенной активизации разломных зон. Отметим, что данные (см. табл. 1) не совпадают с цитируемыми оценками зональных P – T соотношений составов равновесных газовых смесей, приведенных для разреза континентальной литосферной мантии в [Бычинский и др., 2005; Зубков, 2005]. Таким образом, области разломных зон, возможно, являются специфическими областями литосферы в отношении составов переуравновешенных магматогенных флюидов.

Таблица 2. Содержание газов в ограненных кристаллах оливина из кимберлитов тр. Удачная-Восточная (Якутия)

Образец	Содержание вещества, отн. %						
	CO_2	CO	H_2	H_2O	CH_4	N_2	
Uv-005	74.07	2.12	2.12	21.16	0.53	0	
Uv-07-85	79.93	1.88	0	17.76	0.43	0	
Uv-04-227	65.22	8.7	4.34	21.74	0	0	
Uv-kim4	58.55	5.85	0	35.13	0.47	0	
Uv-06-130в	62.2	3.88	2.35	31.1	0.47	0	
Uv-909	60	0	0	20	0	20	
Uv-05098a-1	76.09	2.18	0	21.74	0	0	
Uv-05098a-2	68.18	4.54	4.54	22.73	0	0	
Uv-130 A	76.9	3.85	0	19.5	0.01	0	
Uv-07-86	65.39	1.63	0.01	32.7	0.27	0	
Uv-kim3	58.82	8.82	2.94	29.42	0	0	
Кластер 1, $n = 4$	X	76.7	2.48	0.52	19.96	0.86	—
	σ	2.4	0.93	1	1.8	1.4	—
Кластер 2, $n = 3$	X	62.1	3.79	0.78	33.06	0.41	—
	σ	3.5	2.1	1.3	2.1	0.1	—
Кластер 3, $n = 4$	X	63.41	5.56	2.29	22.34	0	—
	σ	4.7	4.2	1.8	1.8	0	—

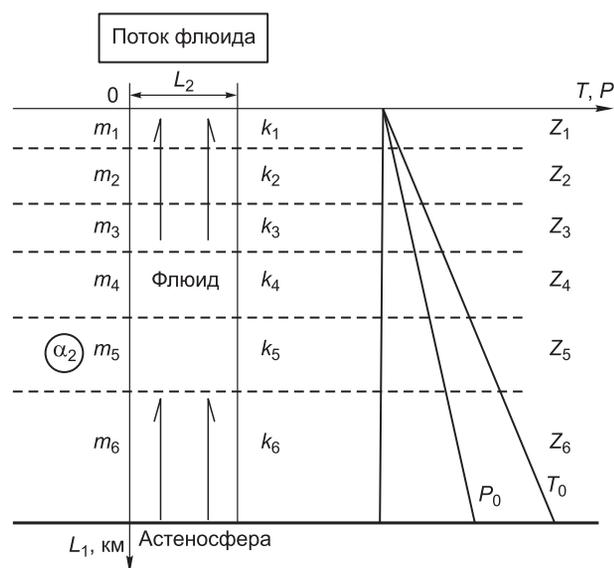
Примечание. X — среднее, σ — дисперсия.

Действительно, все внутриплитные магматические события на СП ограничены линейными глубинными разломами [Pokhilenko et al., 1999; Никулин и др., 2001; Ротман, 2002]. Поэтому мы полагаем, что для анализа природы кластеров содержаний флюидов в катаклазированных лерцолитах и других породах разреза мантийной литосферы под кратоном тр. Удачная-Восточная необходимо последовательное рассмотрение неизоэнтальной физико-химической динамики взаимодействия флюид—порода в рамках приближения 2D для раскрытия возможных причин появления наблюдаемых вариаций валовых составов в минералах мантийных пород. Просматривается необходимость решения следующих задач: 1) для области перемещения кимберлитовых расплавов попытаться подобрать такие составы магматических газовых флюидов, при воздействии которых на породы катаклазированных лерцолитов появятся валовые составы, совпадающие или близкие к наблюдаемым, как в метаморфизованных породах основания литосферной мантии; 2) если попытки найти «подходящие» комбинации магматических газовых смесей окажутся неудачными, искать те процессы метаморфического переуравновешивания продуктов предшествующего метасоматического процесса преобразования мантийных пород, которые могут привести к зафиксированным соотношениям составов газов в максимально «обводненных» или «окисленных» кластерах из различных фаций метаморфизма в литосфере.

ОЦЕНКА P - T -ПАРАМЕТРОВ В ПРОНИЦАЕМЫХ ЗОНАХ С КОНВЕКТИВНЫМ ПРОГРЕВОМ ПОРОД ЛИТОСФЕРЫ НАДАСТЕНОСФЕРНЫМИ ФЛЮИДАМИ

При анализе эволюции магматогенной флюидной системы в литосфере над границей дистилляции в астеносфере ранее мы прибегали к следующим допущениям [Шарапов и др., 2009]: считается достаточным предположение о квазистационарном распределении T и P по разрезу литосферы, для полученного P - T профиля с помощью программного комплекса Селектор [Чудненко и др., 1999; Чудненко, 2007] рассматривалась многорезервуарная модель с применением минимизации энергии Гиббса [Карпов и др., 1994]. Поскольку в использованной модификации модели равновесной физико-химической динамики гетерофазного массообмена не рассматривается эволюция системы на протяжении нестационарного температурного этапа, такая схема полезна в качестве первого приближения. Если в реальной системе не достигается данное состояние, то напрашивается следующий шаг в построении численной модели — сопряжения на каждом итерационном шаге решения задачи неизоэнтальной гидродинамики потока магматогенного флюида и физико-химической динамики гетерофазного взаимодействия. В таком случае появляется возможность оценить роль нестационарной стадии в динамике флюидных магматогенных систем. Первоначально такой подход был развит для описания процессов рудоотложения в золото-серебряных эпитептермальных месторождениях [Бессонова и др., 2010]. Далее мы модифицировали его для описания надастеносферного неизоэнтального метасоматоза литосферных пород, что позволило углубить уже выполненный численный анализ равновесной физико-химической динамики взаимодействия флюид—порода под кратонами СП [Шарапов и др., 2009]. С учетом данной модификации ниже рассматривается модель неизоэнтальной физико-химической динамики (рис. 4).

Существование методической постановки и решения проблемы сводится к следующим процедурам: 1) решается задача конвективного прогрева с параллельным расчетом равновесной физико-химической



динамики гетерофазного взаимодействия флюид—порода для системы $C-O-H$; 2) дополнительно исследуется воздействие комплексного по составу магматогенного флюида, привносящего в деплетированные породы литосферы петрогенные компоненты, экстрагируемые Cl, F, S, N ; 3) полученный массив информации подвергается статистической обработке для последующего анализа коррелятивных зависимостей в многопараметрической системе.

T_0, P_0 — начальное распределение температуры и давления, α_2 — боковые потери тепла потоком магматогенного флюида.

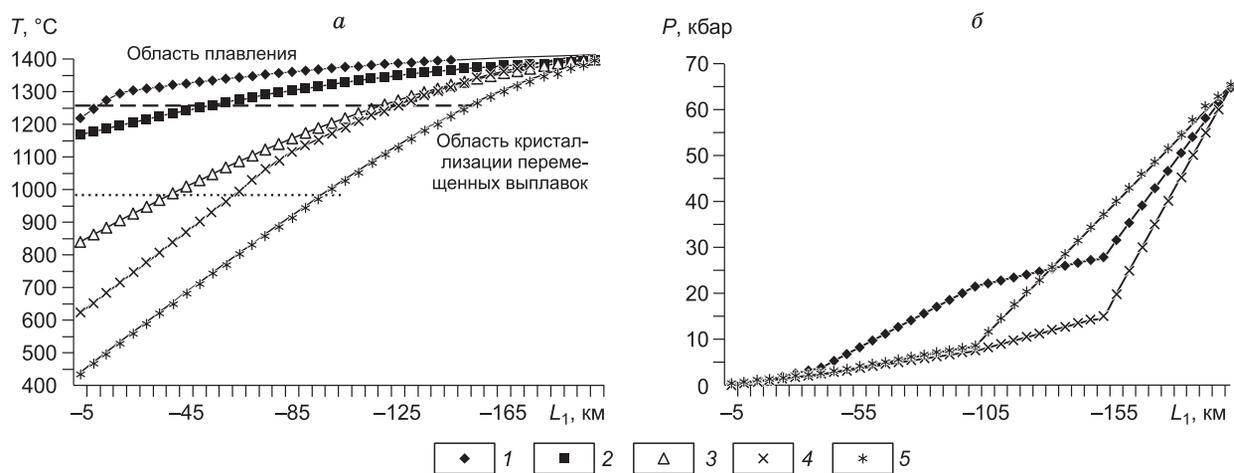


Рис. 5. Распределения по потоку надстеносферного флюида.

a — квазистационарные распределения температуры для различных реализаций $k_p = 10^{-n} \text{ м}^2$, m , %, $\alpha_2 = n \text{ Вт/м}^2$, слои (км): $Z_1 = 0-10$, $Z_2 = 10-20$, $Z_3 = 20-40$, $Z_4 = 40-100$, $Z_5 = 100-150$, $Z_6 = 150-200$: 1 — $m_1 = 0.03$, $k_1 = 10^{-13}$, $m_2 = 0.03$, $k_2 = 10^{-13}$; $m_3 = 0.025$, $k_3 = 10^{-13.5}$; $m_4 = 0.025$, $k_4 = 10^{-14}$; $m_5 = 0.02$; $k_5 = 10^{-14.5}$; $m_6 = 0.01$, $k_6 = 10^{-15}$; $t = 20$ тыс. лет; 2 — $m_1 = 0.03$, $k_1 = 10^{-13}$; $m_2 = 0.03$, $k_2 = 10^{-13}$; $m_3 = 0.025$, $k_3 = 10^{-13.5}$; $m_4 = 0.025$; $k_4 = 10^{-14}$; $m_5 = 0.02$; $k_5 = 10^{-15}$; $m_6 = 0.01$, $k_6 = 10^{-15.5}$, $t = 30$ тыс. лет; 3 — $m_1 = 0.03$, $k_1 = 10^{-13}$; $m_2 = 0.03$, $k_2 = 10^{-13}$; $m_3 = 0.025$, $k_3 = 10^{-14}$; $m_4 = 0.025$, $k_4 = 10^{-14.5}$; $m_5 = 0.02$; $k_5 = 10^{-15}$; $m_6 = 0.01$, $k_6 = 10^{-15.5}$, $t = 100$ тыс. лет; 4 — $m_1 = 0.03$, $k_1 = 10^{-13}$; $m_2 = 0.03$, $k_2 = 10^{-13}$; $m_3 = 0.025$, $k_3 = 10^{-13.5}$; $m_4 = 0.025$, $k_4 = 10^{-14}$; $m_5 = 0.02$; $k_5 = 10^{-15}$; $m_6 = 0.01$, $k_6 = 10^{-16}$, $t = 150$ тыс. лет; 5 — $m_1 = 0.03$, $k_1 = 10^{-13}$; $m_2 = 0.03$, $k_2 = 10^{-13.5}$; $m_3 = 0.025$, $k_3 = 10^{-14}$; $m_4 = 0.025$, $k_4 = 10^{-15}$; $m_5 = 0.02$; $k_5 = 10^{-16}$; $m_6 = 0.01$, $k_6 = 10^{-17}$, $t = 250$ тыс. лет;
б — распределение давления по проводящей зоне.

ме, что позволяет сравнить экспериментальные данные (см. табл. 1, рис. 1) и виртуальные соотношения. Учитывая полученную статистику содержания отдельных газов, в термодинамических расчетах в первом приближении можно ограничиться бинарным флюидом $\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O}$ с отношением от 1/3 до 1/10. На рис. 5 приведены квазистационарные распределения T и P в проницаемой зоне для различных видов проницаемости мантийных пород в проницаемой зоне глубинного разлома шириной 4 км.

Давление в магматическом источнике принималось равным литостатическому. Распределение давления в области фильтрации флюида устанавливалось в соответствии с принятыми значениями пористости и проницаемости. Эффективная теплоемкость флюида принималась согласно изменению его состава от водно- до азотно-углекислотного [Варгафтик, 1963]. Проницаемость (k_p) и пористость (m_p) уменьшались с глубиной ($Z = 0-200$ км) по степенному закону от начальных значений $k_p = 10^{-15} \text{ м}^2$, $m_p = 2$ % или задавались кусочно-постоянными по отдельным слоям в интервале $k_p = 10^{-13}-10^{-17} \text{ м}^2$. Квазилинейное изменение температуры над границей солидуса зоны декомпрессионного плавления при толщине литосферы 100—200 км ($T_{\text{сол}} = 1350-1380$ °С) принималось в качестве начального по разрезу литосферы [Шарапов и др., 2007]. Времена формирования профиля давления для высокопроницаемых разломных зон ($k_p = 10^{-13}-10^{-15} \text{ м}^2$) порядка первых тысяч лет, для относительно низкопроницаемых в глубоких недрах литосферы разломных зон ($k_p = 10^{-13}-10^{-17} \text{ м}^2$) — нескольких тысяч лет. Установление квазистационарных профилей температур составляет 10—20 и 90—250 тыс. лет соответственно. Профили температур практически линейны в интервале глубин формирования области конвективного плавления; при этом промежуток температур (см. рис. 5) в зависимости от значений эффективной пористости и проницаемости в глубоких частях проницаемой зоны может быть от границы нижней коры до глубины ~100 км. Профили давления в гидравлически связанной системе при увеличивающейся с глубиной проницаемостью имеют две существенно различающиеся области: верхнюю — с гидростатическими параметрами и нижнюю, в которой давление в первом приближении линейно уменьшается от литостатического на границе отделения флюида от кипящего расплава до гидростатического. Это означает, что в любой точке восходящего потока надстеносферного магматического флюида давление всегда ниже давления при равновесных метаморфических реакциях во вмещающей толще литосферы, если таковые протекают в условиях закрытых систем (см. рис. 5, б).

О ВАРИАЦИЯХ pO_2 В МЕТАСОМАТИЗИРУЮЩИХ НАДАСТЕНОСФЕРНЫХ ФЛЮИДАХ НА ВХОДЕ В ТОЛЩУ ЛИТОСФЕРНЫХ ПОРОД ПОД СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМОЙ

В геохимической и петрогенетической литературе существует мнение о важности pO_2 для понимания процесса формирования минеральных ассоциаций в литосферной мантии, но отсутствуют количественные исследования нелинейных функциональных связей в гетерофазных открытых системах типа поток флюида—порода при переменных T , P , V . Обычно говорят о «восстановленности» флюидов в литосфере [Кадик, 2003; Green, Fallon, 2005], но сложно понять, что это количественно за область и как ее характеристики варьируют в динамических процессах гетерофазных взаимодействий. Поэтому мы попытались выяснить, как величина pO_2 зависит от давления при фиксированной T и как влияет компонентный состав газовой смеси, отделяющейся из магматического резервуара, на pO_2 в локальных участках гетерофазных взаимодействий флюид—порода.

В цитированных выше работах показаны возможные вариации pO_2 от значений перехода Нем-Мт до границы IC-IWC буферов. При постановке задачи динамики взаимодействия астеносфера—литосфера существенно конкретизировать эти границы, по крайней мере, в отношении исходного состава флюида на входе в систему (резервуар № 1) [Шарапов и др., 2009] и от глубины кровли астеносферного магматического очага.

При моделировании равновесной физико-химической динамики взаимодействия магматический флюид—порода в вычисляемую матрицу вводились только наблюдаемые минеральные ассоциации мантийных пород в ксенолитах и продуктов их метасоматического изменения [Ащепков, 1991; Соловьева и др., 1994; Головин и др., 2007; Kamensky et al., 2007; Томиленко, Ковязин, 2008а], а также данные изучения состава минеральных включений в алмазах [Соболев и др., 1976, 1981, 2009; Ефимова и др., 1983; Зедгенизов и др., 2007]. Мы полагаем, что надастеносферные флюиды, по аналогии с базитовыми и остаточными в них «рудными» расплавами [Шарапов и др., 2000], могли выносить из астеносферного базитового расплава с помощью экстрагентов (C, H, O, S, N, Cl, F) петрогенные компоненты (Si, Al, Ti, Fe, Ca,

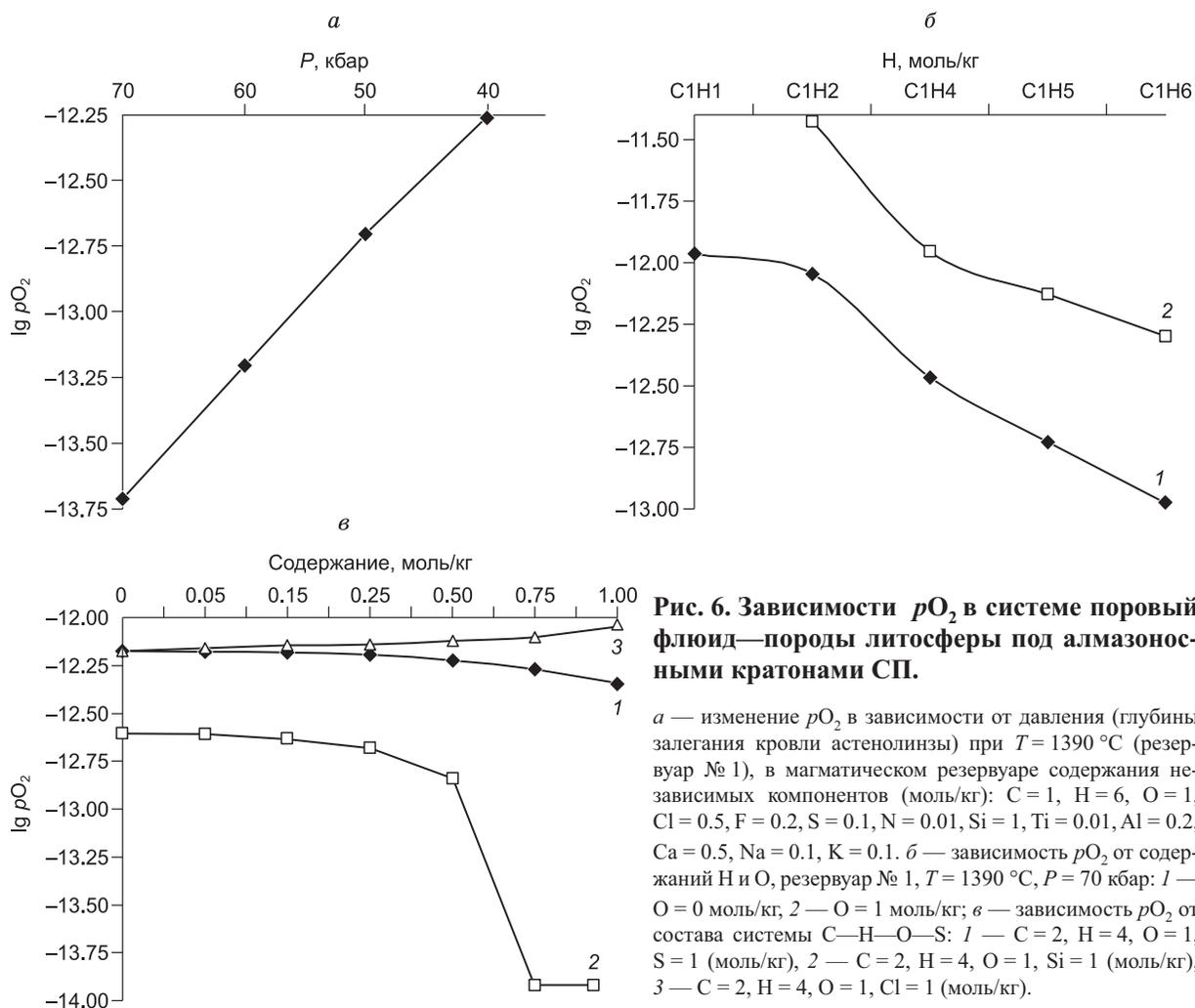


Рис. 6. Зависимости pO_2 в системе поровый флюид—породы литосферы под алмазоносными кратонами СП.

а — изменение pO_2 в зависимости от давления (глубины залегания кровли астеносферы) при $T = 1390$ °С (резервуар № 1), в магматическом резервуаре содержания независимых компонентов (моль/кг): C = 1, H = 6, O = 1, Cl = 0.5, F = 0.2, S = 0.1, N = 0.01, Si = 1, Ti = 0.01, Al = 0.2, Ca = 0.5, Na = 0.1, K = 0.1. *б* — зависимость pO_2 от содержания H и O, резервуар № 1, $T = 1390$ °С, $P = 70$ кбар: 1 — O = 0 моль/кг, 2 — O = 1 моль/кг; *в* — зависимость pO_2 от состава системы C—H—O—S: 1 — C = 2, H = 4, O = 1, S = 1 (моль/кг), 2 — C = 2, H = 4, O = 1, Si = 1 (моль/кг), 3 — C = 2, H = 4, O = 1, Cl = 1 (моль/кг).

К и Na). В физико-химических численных расчетах рассматривается широкий спектр значений начальных составов магматических газов, охватывающий весь диапазон полученных значений $\text{CO}_2/\Sigma(\text{CO} + \text{CH}_4 + \text{H}_2)$ [Шарапов и др., 2007, 2009]. Учет известных баз данных [Reid et al., 1977; Chase et al., 1985; Berman, 1988; Yokokawa, 1998; Holland, Powell, 1998; SUPCRT98] строился на оценках их результативности для обсуждаемых задач [Шарапов, Кудрявцева, 2003]. Поэтому для проведенных расчетов, как и в работе [Шарапов и др., 2009], нами использованы следующие базы данных (DB) в сочетании: s_DUMP.DB, g_Reid.DB, g_Yokokawa.DB [Карпов и др., 1994]. Рассмотрим спектр вариаций $p\text{O}_2$ в зависимости от исходного состава и глубины залегания кровли магматического очага. Формально вычислительные процедуры для использованного нестационарного приближения в отношении резервуара № 1 ничем не отличаются от использованных в [Шарапов и др., 2009], поскольку в нем температура практически стационарна.

Зависимость $p\text{O}_2 = f(P)$ показана на рис. 6, а. Для магматического флюида постоянного состава с увеличением глубины отделения от расплава значение $p\text{O}_2$ линейно уменьшается. Если глубина границы не меняется, то для основания литосферы $p\text{O}_2$ зависят только от состава отделяющегося на границе кипения флюида. Оценим их вариации от соотношений C, H, O, S, N, Cl, F и содержаний в газовой фазе петрогенных компонентов.

На рис. 6, б приведены полученные результаты для взаимодействия пород, отвечающих составу катаклазированных лерцолитов с флюидом состава C = 0—2, H = 1—6, O = 0—2 моль/кг. Из этих данных следует, что восстановленность надстеносферных флюидов на входе в систему существенно зависит от значения «модуля водородности» газовой смеси и начального содержания в ней кислорода. При содержании кислорода от 1—2 молей при C ≤ 1—2 моля окисленность флюидов по полученным оценкам выше границы буфера Нем-Mt.

Введение в газовую фазу экстрагентов (S, Cl, F) и некоторых петрогенных компонентов (Si, Fe, Ti и др.) существенно влияет на вариации $p\text{O}_2$ (см. рис. 6, в). Выяснилось, что галогены увеличивают окисленность газовой смеси, тогда как сера ее уменьшает. Наиболее значительно снижает окисленность газовой фазы экстрагирование из источника Si, Fe, Al, Ti. Поскольку при кристаллизационной дифференциации в остаточных базитовых расплавах наиболее значительно возрастают содержания Si, Fe, K, а насыщение серой на ликвидусе происходит быстрее, чем хлором или фтором, то тенденция «поддержания» восстановленности газовой смеси при ретроградном кипении магмы может реализовываться разными «концентрационными» факторами. Виртуально разнонаправленное действие серы и хлора на величины $p\text{O}_2$ сопоставимо, тогда как влияние содержаний в газовой фазе Si, Al, Ti, Fe и других петрогенных компонентов в источнике флюидов на понижение значения $p\text{O}_2$ в породах литосферы значительно больше, чем «окисляющая» роль хлоридов.

ВАРИАЦИИ СОСТАВОВ МАГМАТИЧЕСКИХ НАДАСТЕНОСФЕРНЫХ ФЛЮИДОВ ПРИ ИХ ВЗАИМОДЕЙСТВИИ С ПОРОДАМИ УЛЬТРАБАЗИТОВОЙ ЛИТОСФЕРНОЙ МАНТИИ В ИНТЕРВАЛЕ ТЕМПЕРАТУР 950—1390 °С И ДАВЛЕНИЙ 30—70 КБАР

В работах [Шарапов и др., 2007, 2009] были обсуждены возможные тренды изменения мантийных пород литосферы под кратонами СП под воздействием восстановленных, относительно низкоминерализованных надстеносферных флюидов. Сопоставление этих результатов с вариациями валовых составов газовой фазы в минералах мантийных ультрабазитов (см. табл. 1) обнаруживает несовпадение оценок виртуальных равновесных составов газовой фазы и наблюдаемых составов в породах мантийной литосферы. С другой стороны, очевидно, что реализованная в этих численных экспериментах статистика виртуальных составов магматогенных флюидов недостаточна для последовательного анализа характера расхождений. Следовательно, в проводимом анализе необходимо соотнести параметрические характеристики и объемы выборок. Нами было проведено дополнительное, более последовательное, физико-химическое исследование неизотермической (см. выше оценки интервала P – T) равновесной физико-химической 2D динамики взаимодействия с достаточно широким спектром возможных комбинаций составов надстеносферных флюидов с катаклазированными лерцолитами.

Выбор этих пород диктовался тем, что все последующие изменения в разрезе литосферной мантии под кратонами СП определяются таковыми в наиболее глубоких породах [Pokhilenko et al., 1999]. Методически задача свелась к перебору вариантов взаимодействия для отдельных точек системы по разрезу литосферы для квазистационарных распределений T и P , количество которых было соразмерно данным изучения натуральных объектов, часть из них отражена в табл. 1. Выбор такого распределения T и P позволяет оценить максимальное перемещение фациальных границ в разрезе проницаемой зоны [Шарапов и др., 2009]. Общее число наблюдений [Томиленко, 2006] для метаморфических пород континентальной литосферы превышало 400. Была получена матрица вариаций составов газовых смесей для отмеченного интервала интенсивных параметров из более 400 значений.

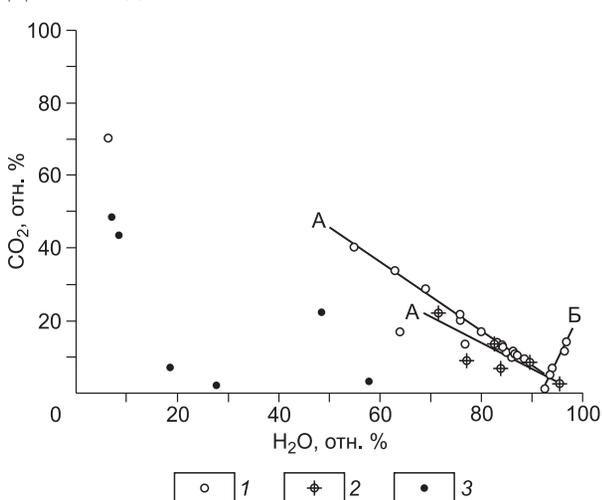
Таблица 3. Кластеры составов виртуальных флюидных смесей, возникающих при взаимодействии надастеносферных флюидов с катаклазированными лерцолитами в интервале температур 950—1390 °С (шаг 50 °С) и давлениях 28—70 кбар (шаг 3 кбар), следующих исходных мольных соотношений независимых компонентов в магматическом резервуаре: C1H1O1, C1H2O1, C1H3O1, C1H4O1, C1H5O1, C1H6O1, C2H1O1, C2H2O1, C2H3O1, C2H4O1, C2H4O2*

Кластер	Параметр	CO ₂	CO	CH ₄	H ₂	H ₂ O	lg pO ₂	n
1	X	22.3	20.3	0.54	8.2	48.9	-13.78	31
	σ	5.6	9.8	3	4.6	13	1.08	
2	X	43.3	44.2	0.4	1.4	8.5	-13.84	25
	σ	10.2	12.2	1.9	1.7	9.5	0.4	
3	X	48.3	15.2	29.1	0.2	7.2	-14.97	60
	σ	12.8	9.1	11.8	0.17	10.7	1.9	
4	X	2.02	8.74	6.2	54.9	27.73	-15.9	23
	σ	1.4	10.2	9	10	8.8	0.8	
5	X	6.9	0.43	58.6	13.7	18.7	-15.6	35
	σ	7.8	0.6	13.3	12	2.3	2.3	
6	X	2.86	4.52	0.8	33.96	57.88	-15.46	17
	σ	4.4	2.4	2.4	8.3	8.2	1.2	

Примечание. n — число значений, содержания газов приведены в отн.% к содержаниям в газовых смесях, вычисленным в каждом эксперименте.

* Здесь и далее числа после химических элементов обозначают их содержание в моль/кг.

Статистические оценки равновесных составов флюидов, которые находятся в равновесии с изменяемыми породами литосферной мантии, представленными катаклазированными от шпинелевых до алмазосодержащих гранатовых лерцолитов, определялись для низко- и высокопроницаемых флюидопроводников при температуре 900 °С и давлении 28 кбар под границей Мохо (см. рис. 4, а). Выборка составов флюидов из 40-последовательной «гирлянды» резервуаров извлекалась для 12 значений *T* и *P*, покрывающих все средние составы для Δ*T* порядка 50 °С. Для области «критических» температур шаг был 10 °С. Численно оценивались вариации равновесных составов газов для базовой системы С—Н—О с содержаниями С = 1—2, Н = 1—6, О = 0—2 моль/кг, а также дополнительно с независимыми компонентами в магматическом резервуаре: Si = 0—1, Al = 0—0.2, Ti = 0—0.01, Na = 0—0.1, K = 0—0.2, S = 0—1, Cl = 0—1, F = 0—0.4, N = 0—0.2 моль/кг. Весовые содержания H₂O, CO₂, CO, H₂, CH₄ в виртуальных газовых смесях, приведенные к 100 %, статистически обрабатывались по схеме, аналогичной для выборки наблюдений для мантийных ксенолитов. Статистические оценки полученных составов отмеченных газов для системы С—О—Н—катаклазированный лерцолит сгруппированы в кластеры (табл. 3). Характер «восстановленности» в таких газовых смесях рассмотрен в предыдущем разделе работы. Они могут быть сопоставлены с приведенными к 100 % валовыми составами газов в реальных ультрабазитовых породах под алмазосодержащими кратонами и оливинов из кимберлитов тр. Удачная-Восточная (см. табл. 1, 2, рис. 1). Данные с дополнительными независимыми компонентами обсуждаются ниже.



Распределение содержаний CO, CO₂, H₂, CH₄ и H₂O в магмогенных флюидах для спектра отношений C/H в интервале *T* и *P* (рис. 7, 8) определяют кластеры (см. табл. 3). Совокупность этих данных показывает, что во флюидных продуктах гетерофазного взаимодействия магмогенных газовых смесей и деплетированных ультрабазитов континентальной литосферы для обозначенного спектра отношений C/H и O1 обособляется два типа флюидов:

Рис. 7. Соотношения средних содержаний CO₂ и H₂O для кластеров ксенолитов (1), алмазов (2), виртуальных магмогенных флюидов (3), см. табл. 1.

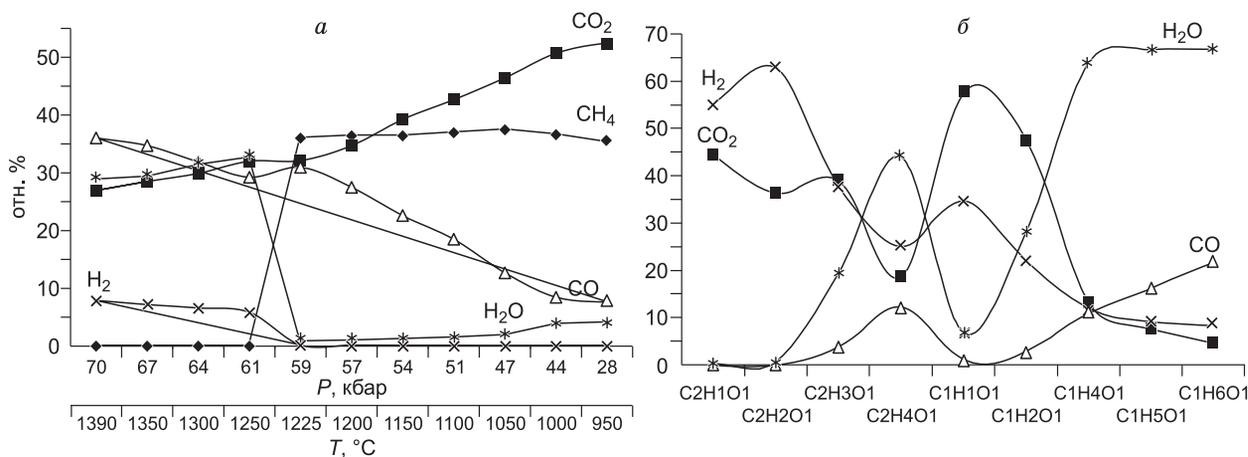


Рис. 8. Изменение содержаний H_2O , H_2 , CO , CO_2 , CH_4 при изменении температуры и давления по потоку для системы $C1H2O2$ —катаклазированный лерцолит (а), для разных систем при фиксированных $P = 70$ кбар и $T = 1390$ °С (б).

- 1) относительно обогащенные широким спектром УВ с резко различными содержаниями CO , CO_2 , H_2 , CH_4 и H_2O (температура выше 1225 °С),
- 2) резко обедненные тяжелыми УВ, но обогащенные метаном с переменным содержанием воды и углекислоты (температура 1225—950 °С).

При этом ни в одном из полученных соотношений содержаний CO , CO_2 , H_2 , CH_4 и H_2O нет аналогов экспериментальным значениям (см. табл. 1, рис. 1). На диаграмме CO — CO_2 — H_2O некоторые из таких высоководных и водородных флюидов находятся на продолжении линейных трендов флюидов из мантийных ксенолитов и алмазов и близки данным для оливинов из кимберлитов (см. рис. 6). Попадание некоторых кластеров в область генерального линейного тренда составов газов в ксенолитах мантийных ультрабазитов и эклогитов и алмазов позволяет относить такие составы к наиболее вероятным исходным магматическим флюидам, из которых могли формироваться переуравновешенные флюиды из вторичных включений в минералах мантийных ультрабазитов.

О ВОЗМОЖНЫХ МЕХАНИЗМАХ ПЕРЕУРАВНОВЕШИВАНИЯ РАВНОВЕСНЫХ СОСТАВОВ МАГМАТОГЕННЫХ ФЛЮИДОВ НА РЕГРЕССИВНОЙ СТАДИИ ЭВОЛЮЦИИ МАНТИЙНОЙ ФЛЮИДНОЙ СИСТЕМЫ

Данные о геологии алмазоносных структур [Pokhilenko et al., 1999; Никулин, 2001; Ротман, 2002] позволяют предполагать, что в зонах разломов под кратонами СП динамике надастеносферных магматогенных флюидных систем присущи два эволюционных этапа. Первый — прогрессивный, на котором происходит возрастающий до квазистационарного состояния температурного поля конвективный прогрев области фильтрации магматогенных флюидов с метасоматическим изменением пород мантийного субстрата [Шарапов и др., 2009]. При этом на некоторых глубинных уровнях в литосфере возможно частичное плавление метасоматизированного субстрата, из очагов которых проходило периодическое интродуцирование базитовых магм. Второй этап — регрессивный, знаменующий завершение тектономагматической активизации в зоне разлома, что может быть связано с отмиранием астенוליны [Шарапов и др., 2007; Модельный анализ..., 2009]. Начальные (нестационарные) динамические черты первого этапа можно количественно описать по предложенной выше модификации модели проточного многорезервуарного реактора. Для количественного анализа динамики параметрических характеристик регрессивного этапа существования внутриплитных мантийно-коровых флюидных систем, по-видимому, пока нет даже концептуальных схем. Поэтому мы вынуждены сформулировать только некоторые качественные гипотезы, требующие экспериментальной и теоретической проверки.

Отметим наиболее существенную входную информацию при формулировке тезисов таких гипотетических концепций (см. рис. 1—3, табл. 1, 2): 1) для соотношений главных газов существует генеральный линейный тренд вариаций валовых составов переуравновешенных флюидов в метаморфизованных породах верхней мантии с параметрическими характеристиками $CO_2 = 88—0.89H_2O$, $CO = 10—0.09H_2O$; интервалу содержаний воды ~70—95 % отвечает 85—90 % изученных образцов; 2) для содержаний $H_2O = 45—65$ % на вариационной диаграмме CO_2 — H_2O имеется три локальные области «сгущения» точек, большая часть которых отвечает образцам катаклазированных гранатовых лерцолитов (см. рис. 2); 3) на продолжении линейного тренда флюидов метаморфизованных ультрабазитов находятся составы

флюидов из расплавных включений оливинов кимберлитов (см. рис. 1); 4) ряд виртуальных составов магматогенных флюидов совпадают с «полосой» указанного тренда; 5) кроме тренда А-типа есть тренд ортогонального рода — Б (см. рис. 7); 6) переуравновешенные флюиды всегда более окислены, чем виртуально-получаемые составы газов, являющихся продуктами гетерофазного взаимодействия надастено-сферных флюидов с мантийными породами литосферы.

Линейный тренд А свидетельствует о существовании во всех метаморфических фациях литосферной мантии единообразного механизма перевода разных по составу магматогенных флюидов в углекисло-водные газовые смеси с предельными содержаниями воды порядка 96 %. Такая зависимость характерна для эколитов, обладающих максимальной «обводненностью». Обсудим вероятную физическую и геологическую содержательность возможных сценариев переуравновешивания магматогенных флюидов. Наиболее просто начать с установленных для коры и области составов газов из магматического оливина кимберлитов, вынесших изученную серию ксенолитов пород верхней мантии. Отметим, что эти составы лежат вблизи генерального линейного тренда мантийных ультрабазитов (см. рис. 1). Чтобы наблюдаемым составам (см. табл. 2) при метаморфогенном преобразовании попасть в область превалирующих составов метаморфогенных флюидов, исходные должны пройти окисление СО и далее «потерять» большую часть CO_2 . Равным образом можно предполагать такое или несколько иное преобразование массовых соотношений составов газовых смесей для любого другого типа из полученных выше виртуальных составов магматогенных флюидов. Например, если это флюиды с высоким содержанием водорода (см. табл. 3, кластеры 4, 6), то должна произойти «потеря» большей части H_2 . Какие изменения параметров состояния системы могут приводить к отмеченным последствиям? Можно указать три очевидных их комбинации — резкое уменьшение температуры и/или давления, изменение фазового состояния. Какие геологические процессы могут привести к такой одновременной реализации состояния гетерофазной среды в зоне разлома во всем разрезе литосферы? Мы смогли указать только «тектоническую декомпрессию». В этом случае уменьшается давление и происходит политропическое охлаждение газовой фазы.

Дополнительное «открытие» системы может переуравновесить состав газовой смеси по соотношениям летучести отдельных соединений как по метастабильным сценариям производства тяжелых УВ [Zolotov, Shock, 2000], так и по равновесным смещениям составов при резком падении P . В частности, при «потере» водорода равновесное переуравновешивание приведет к окислению некоторой части СО. Проявившийся «сдвиг» по модулю С/Н неизбежно вызовет увеличение в газовой фазе CO_2 (но не воды) и тем большее, чем выше «потеря» H_2 . Действительно, пусть для виртуального состава флюида кластера 6 (см. табл. 3, система C1H4O1) при температуре $T = 1300^\circ\text{C}$ и $P = 64$ кбар имеем соотношение в рассматриваемой части газовой фазы $\text{H}_2\text{O} = 67.56$, $\text{CO} = 9.71$, $\text{CO}_2 = 11.2$, $\text{H}_2 = 11.12$, $\text{CH}_4 = 0$ %. Пусть после декомпрессионного снижения давления в локальной части системы на 10 кбар газовая смесь «потеряла» весь водород. Переуравновешивание системы при той же T (влияние массива пород) приведет к появлению газовой фазы состава $\text{H}_2\text{O} = 1.74$, $\text{CO} = 46.77$, $\text{CO}_2 = 51.16$, $\text{H}_2 = 0.32$, $\text{CH}_4 = 0$ %. Следовательно, рассматриваемый путь изменения состава газовой смеси не позволяет приблизиться к области состава линейного тренда в метаморфогенных породах литосферы. Если рассматривать влияние синтеза тяжелых УВ по «шоковой модели» снижения параметров состояния [Zolotov, Shock, 2000] с точки зрения направления смещения переуравновешенных составов флюидов к области обсуждаемого линейного тренда, то, учитывая полученные результаты, реализация такого процесса может иметь интерес только в отношении составов флюидов в алмазах, но не в минералах породной матрицы.

Минералы ксенолитов реальных мантийных пород имеют первичные флюидные включения, состав которых отвечает процессам равновесного гетерофазного преобразования состава исходной породной матрицы и воздействовавших на нее мантийных флюидов. Распространенные в минералах вторичные расплавные и флюидные включения в залеченных трещинах мы относим к продуктам конденсации газовой фазы при «тектонической декомпрессии», вызвавшей хрупкие деформации в метаморфизованных породах. Процесс заполнения возникающих трещин флюидами сопровождается его конденсацией [Гиваргизов, 1977], развитием реакционных процессов по границам и внутри минералов (подсольвусный распад, развитие келифитовых кайм и т.п.). Появление конденсационной жидкой фазы расплавов-рассолов является наиболее существенным фактором переуравновешивания состава существовавшей перед декомпрессией газовой фазы [Томиленко, 2006]. Мы не располагаем корректной физико-химической моделью для расчета равновесий при процессах конденсации магматических газов произвольного состава. Поэтому при качественных суждениях о подобных явлениях и возможных соотношениях фаз в таком процессе будем исходить из модельных оценок составов твердой и газовой фаз перед конденсацией, а также из результатов инструментального изучения расплавов и выделяющихся из них газов.

В этом случае показателен упомянутый выше тренд изменения соотношений СО и CO_2 при выделении фракций из образцов пошагово нагреваемого катаклазированного лерцолита (количество СО более чем в два раза выше CO_2 при содержании воды менее 60 %) и соотношений составов кластеров валовых содержаний газов в этой группе пород (см. табл. 1, рис. 2). Результаты экспериментов с образцами 129, 226 показывают сходные результаты (см. рис. 3) — низкотемпературные порции газов попадают на

линейный тренд, аналогичный валовому составу газов в ксенолитах, тогда как суммарные значения лежат не на нем. Образец 34 только по порции 400 °С соотносится с линейным трендом. Поэтому можно полагать, что относительная доля «реликтовых» составов газов в отдельных ксенолитах существенно различна.

Другой важный момент при обсуждении возможных составов исходных магматических надастеносферных флюидов по результатам изучения флюидных включений в минералах ксенолитов мантийных пород состоит в том, что воздействие этих флюидов сопровождалось привнесом широкого спектра компонентов при значительной роли хлора. Эксперименты по прогреву этих пород потоками восстановленных горячих газов [Шарапов и др., 2008, 2010] показали, что при температурах 1000—1200 °С из реакционных жилков и флюидных включений выносятся Si, Al, Fe, Na, K при значительном содержании в стеклах хлора. Следовательно, в модельных построениях необходимо учитывать влияние этого обстоятельства. Если, как показано выше, pO_2 в гетерофазной системе существенно зависит от содержания в газовой смеси указанных компонентов, то в показанные на рис. 9 соотношения газов необходимо внести нужные коррективы. В табл. 4—6 приведены полученные виртуальные оценки влияния экстракции петрогенных компонентов из минералов мантийных пород на соотношения CO, CO₂, H₂, H₂O, CH₄ во флюиде в широком интервале T и P для составов, содержащих хлориды (Cl = 0.5; F = 0.01 моль/кг) и кремний (0.5 моль/кг).

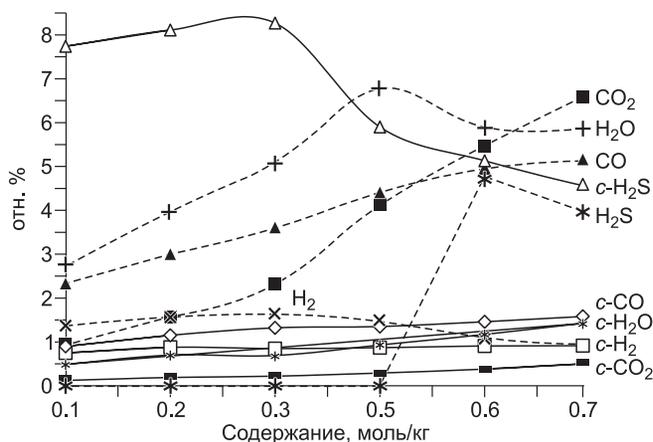
Сопоставление результатов численного моделирования (см. табл. 3—5), определения валовых составов газов в ксенолитах мантийных пород (см. табл. 1, 2, рис. 1—3) и данных изучения расплавов во вторичных включениях [Томиленко, 2006] указывает на необходимость последовательного исследования изменения состава магматогенных флюидов в зависимости от содержания экстрагентов и петрогенных компонентов, поступающих из магматического резервуара в породы литосферной мантии. Данные изучения состава магматических газов в базальтах [Ткаченко и др., 1999; Зеленский, 2003] и вторичных включений [Томиленко, 2006; Головин и др., 2007] позволяют говорить о том, что магматогенные флюиды совершают существенный вынос петрогенных и примесных компонентов, содержащихся в магматической жидкости.

Метасоматическое преобразование литосферных пород определяется составом газов, поступающих из астеносферного магматического резервуара. Некоторое представление об их валовом составе можно составить по данным изучения включений в порфириовидных кристаллах оливина в кимберлитах (см. табл. 2), а равновесных с кимберлитовым расплавом — по данным [Головин и др., 2007]. Учитывая результаты расчетов (см. табл. 4, 5), в качестве модельной можно выбрать систему C₂H₄O₁. Будем искать виртуальные вариации составов прореагировавших с породами литосферы надастеносферных флюидов в зависимости от соотношения независимых компонентов в магматическом резервуаре в исходном флюиде при: C = 2, H = 4, O = 1, Cl = 0.1—1, F = 0.02—0.4, S = 0—1, N = 0—0.1, Si = 0.05—1, Ti = 0—0.01, Al = 0—0.2, Fe = 0—0.2, Na = 0—0.1, K = 0—0.2 моль/кг. Перебор вариантов для квазистационарных реализаций возникающих составов достаточно велик. Получаемые тренды в эволюционных рядах равновесных P — T — H (здесь H — глубина) составов можно оценить по крайним вариантам, отвечающим относительно малым и высоким содержаниям экстрагируемым из расплава петрогенным компонентам, содержания которых определяются количествами Cl, F, S в газовой фазе. В табл. 6 приведены такие соотношения на входе во флюидную систему (резервуар № 1), которые мажорируют последующие реализации гетерофазных взаимодействий по восходящему потоку метаморфогенных флюидов. Различия со случаем относительно низких начальных содержаний петрогенных компонентов показаны на рис. 9—11.

Несложно видеть, что при участии в конденсации любого из представленных вариантов состава газовой фазы в локальных точках литосферных пород вероятны весьма значительные колебания составов в возникающих конденсатах, фиксируемых во вторичных включениях в форме расплавов-рассолов. Не располагая корректным методом

Рис. 9. Изменение весовых количеств газов в зависимости от степени минерализации (содержания хлоридов и фторидов петрогенных компонентов) газовой фазы в системе C₂H₄O₁.

Индекс c — состав независимых компонентов в магматическом резервуаре: Cl = 0.5, F = 0.2, S = 0.1, N = 0.01, Si = 0.5, Ti = 0.01, Al = 0.2, Fe = 0.2, Ca = 0.2, Na = 0.1, K = 0.2, без индекса соответственно: Cl = 0.05, F = 0.01, S = 0.01, N = 0.01, Si = 0.05, Ti = 0.01, Al = 0.02, Ca = 0.02, Na = 0.01, K = 0.01.



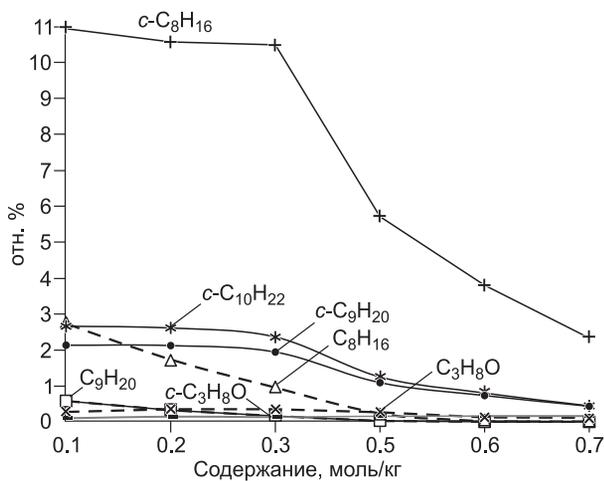


Рис. 10. Изменение весовых количеств наиболее распространенных углеводородов для условий рис. 9.

их количественной оценки, установить вид реализованных в породах трендов валового привноса петрогенных компонентов, фиксируемых в реакционных жилках или вторичных включениях, можно в физических экспериментах, аналогичных описанному выше хроматографическому методу определения валового состава газовой фазы. Для этой цели мы использовали проточный реактор, в котором потоки восстановленных горячих газов вызывают последовательное порционное выплавление из ненарушенных реальных пород мантийной литосферы жидкост-

тей. Они возникают при нагревании в интервале температур 800—1200 °С реакционных контактовых жилков, келефитовых каемок, вторичных и первичных включений [Шарапов и др., 2008].

При нагреве кубиков пород ≥ 1000 °С закалочные стекла по составу оказались весьма неоднородными как в различных породах, так и в одной. Полученная статистика таких закалочных стекол показывает, что начальные выплавки, формирующиеся, по-видимому, из вторичных включений [Томиленко, 2006], состоят из низкомагниевого, безтитановых, низкокальциевых или безкальциевых относительно высококальциевых, обычно безнатровых расплавов, а также жидкостей, в которых $\text{Na} < \text{K}$. При $T \geq 1200$ °С, когда фиксируется переплавление реакционных оторочек и жилков и обычно проявление контактного плавления минералов породной матрицы, регистрируется возникновение титансодержащих при широком колебании содержания железа высоконатровых фракций с высоким или повышенным содержанием кремния, умеренным или относительно высоким содержанием извести, устойчивыми количествами алюминия. В каждом случае в отдельном образце породы отмечалось появление от трех до шести кластеров расплавов с характерными содержаниями $\text{SiO}_2 \approx 8\text{—}10, 40\text{—}50, 55\text{—}60, 70, 80, 98\text{—}100$ %. В кластерах с содержанием $\text{SiO}_2 \approx 8\text{—}10$ % количество Al_2O_3 варьирует в интервале 35—68 %. 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.

Сопоставляя эти данные с результатами модельных экспериментов (см. табл. 4—6, рис. 9—11) можно сделать вывод, что реальные магматогенные флюиды скорее отвечали области «умеренно восстановленных» относительно высокоминерализованных газовых смесей с большим содержанием УВ и невысокими весовыми количествами газов, определяемых хроматографическим методом. При этом соотношения $\Sigma(\text{CO}, \text{CO}_2)\text{—H}_2\text{O}$ мало отличались от таковых в магматических оливинах кимберлитов (см. табл. 2). Мы предполагаем, что растворение всех компонентов газовой фазы в возникавших жидких фракциях расплавов-рассолов обнаруживается при хроматографическом анализе в соотношениях, отвечающих кривым растворимости индивидуальных газов при реализованных T и P . Именно таким образом, по-видимому, и возникал полученный единый линейный тренд $\Sigma(\text{CO}, \text{CO}_2)\text{—H}_2\text{O}$ переуровновешенных составов из различных по составу метасоматизирующих магматогенных флюидов по всему разрезу литосферы в проницаемой магмопроводящей зоне над астенотинзой (рис. 12). Решение обратной физико-химической задачи неоднозначно по условию. Поэтому только состав первичных флюидных включений в минералах породной матрицы в отношении $\Sigma(\text{CO}, \text{CO}_2)\text{—УВ}$ может быть наиболее полной информациональной основой при решении таких

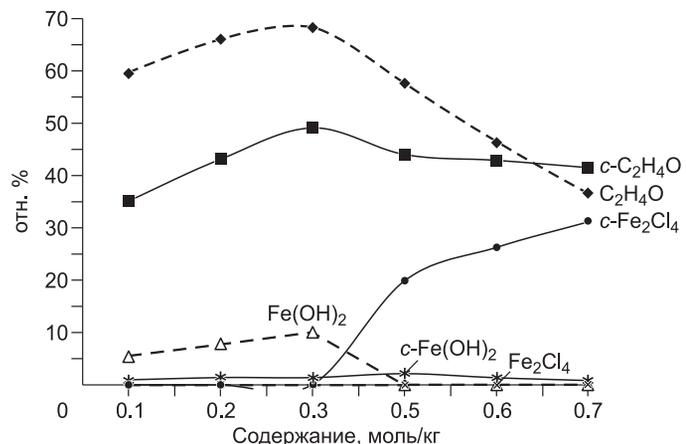


Рис. 11. Изменение содержаний главных составляющих для углеводородов и петрогенных компонентов в газовой фазе на входе в систему для условий рис. 9.

Таблица 4. Соотношения составов флюидов в зависимости от масштабов экстрагирования петрогенных компонентов

T, °C	P, кбар	C2H4O1										C10.75Si0.75										C2H2O1										C10.5										C10.5Si0.5																													
		CO2					H2					CH4					H2O					lg pO2					CO2					H2					CH4					H2O					lg pO2					CO2					H2					CH4					H2O				
		CO2	CO	H2	CH4	H2O	lg pO2	CO2	CO	H2	CH4	H2O	lg pO2	CO2	CO	H2	CH4	H2O	lg pO2	CO2	CO	H2	CH4	H2O	lg pO2	CO2	CO	H2	CH4	H2O	lg pO2	CO2	CO	H2	CH4	H2O	lg pO2	CO2	CO	H2	CH4	H2O	lg pO2	CO2	CO	H2	CH4	H2O																							
1390	70	18.6	25.3	12	0	44.1	-13.28	6.6	30.4	30.8	0	32.2	-14.36	44.5	55	0.2	0	0.3	-13.2	38.1	57.7	0.2	0	1	-13.21	5	84.6	7.8	0	2.6	-15.48																																								
1345	67	21.1	23.6	10.4	0	48.9	-13.56	9.2	28.7	23.5	0	38.6	-14.47	49.9	49.5	0.01	0	0.5	-13.46	46.7	52	0.2	0	1.1	-13.56	6	82	8	0	4	-15.63																																								
1300	64	22.4	20.5	8.7	0	48.4	-13.86	12.1	27.2	18.3	0	42.3	-14.85	55.6	44.2	0.1	0	0.7	-13.74	48.2	49.6	0.1	0	1.1	-13.95	9.4	77.8	7.7	0	5.1	-15.76																																								
1255	61	25.5	18.6	6.9	0	48.9	-14.17	15.9	25.6	13.8	0	44.9	-15.33	60.5	38.3	0.1	0	1.1	-14.04	54.7	43.5	0.1	0	1.7	-14.27	14.7	70.6	7.4	0	7.3	-15.84																																								
1225	59	33.1	26.3	0.2	39	1.3	-14.6	14.1	22.2	0.3	61.9	1	-15.62	59.1	30.3	0.1	9.5	0.8	-14.24	56.5	40	0.3	0	2.2	-14.44	16.9	25.9	0.3	65.7	1.2	-15.15																																								
1200	57	34.5	24.3	0.2	39.2	1.2	-14.89	17.3	20.6	0.3	60.7	1.1	-15.92	54.8	24.5	0.1	9.4	0.8	-14.47	78	29.6	0.1	23.7	1.6	-14.98	17.8	20.4	0.2	60.4	1.2	-15.31																																								
1150	54	38.2	20.4	0.2	39.6	1.5	-15.22	21.1	17.9	0.2	59.3	1.4	-16.49	64.7	22.5	0.1	11.8	1.1	-15.83	61.1	19.2	0.1	20	1.6	-15.36	22	17.4	0.2	59	1.4	-15.62																																								
1105	51	41.4	16.7	0.1	40	1.8	-15.88	24.4	15.1	0.2	58.5	1.65	-16.95	67.8	18.2	0.1	12.9	1.3	-14.22	64.7	14.1	0.8	20.9	1.9	-15.94	26	14	0.2	58.5	1.5	-15.96																																								
1045	47	44.9	12.4	0.1	40.3	2.2	-16.14	28	11.5	0.2	58	2.1	-16.54	71.2	13.1	0.1	14.2	1.3	-15.8	66.1	10.9	0.2	20.8	2.2	-16.41	30.1	9.2	0.2	58	2.5	-16.49																																								
1000	44	47	9.7	0.1	37.5	2.6	-16.24	30.1	9.2	0.15	58.1	2.5	-16.21	72.1	11.3	0.1	13.8	1.8	-16.04	67.6	7.2	0.1	20.7	4.4	-15.97	33.6	4.9	0.2	53.3	8	-16.95																																								

Примечание. Содержание газов приведены в отн.% к весовым количествам в вычисленных составах.

Таблица 5. Соотношения составов газов и pO2 в различных системах при изменении температуры и давления

T, °C	P, кбар	C1N6O1										C1N5O1										C1N4O1										C1N2O1										C1N1O1																													
		CO2					H2					CH4					H2O					lg pO2					CO2					H2					CH4					H2O					lg pO2					CO2					H2					CH4					H2O				
		CO2	CO	H2	CH4	H2O	lg pO2	CO2	CO	H2	CH4	H2O	lg pO2	CO2	CO	H2	CH4	H2O	lg pO2	CO2	CO	H2	CH4	H2O	lg pO2	CO2	CO	H2	CH4	H2O	lg pO2	CO2	CO	H2	CH4	H2O	lg pO2	CO2	CO	H2	CH4	H2O																													
1390	70	0.2	0.6	4.2	56.5	38.5	-14.75	0.007	2.2	6.5	36.8	54.5	-14.06	0.005	2.9	8.7	33.1	55.3	-13.96	0.001	18.7	25.2	12.1	44	-13.08	0.001	36.4	62.8	0.2	0.6	-13.5																																								
1345	67	0.17	0.52	3.5	53.48	42.33	-15.07	0.1	1.9	5.5	34.5	58	-14.42	0.001	3.4	7.6	27.5	61.5	-17.57	0.001	20.2	22.6	10.4	46.8	-13.57	0.001	41.4	57.5	0.2	0.9	-13.75																																								
1300	64	0.2	0.6	2.9	48.8	47.5	-17.72	0.13	1.97	4.8	29.8	63.4	-14.69	0.1	3.6	6.5	23.7	66.1	-17.35	0.005	22.4	20.5	8.7	48.4	-13.86	0.001	47.8	52.6	0.3	1.3	-14.02																																								
1255	61	0.3	0.53	2.26	44.94	51.96	-15.37	0.17	1.93	3.9	26	68.1	-15.03	1.1	3.9	5.4	19.6	71	-14.75	0.005	25.4	18.7	7	48.9	-14.17	0.001	52.2	45.5	0.3	2	-14.62																																								
1225	59	70.8	0.1	0.1	6.2	22.8	-15.095	61.4	6.8	2.1	1.7	28	-13.81	16.5	4.5	1	20.3	58.2	-13.72	39	33.2	26.3	0.2	1.3	-14.6	19.9	48.3	30.7	0.1	1	-14.41																																								
1200	57	0.05	0.06	6.2	70.56	23.13	-15.45	61.5	6.5	1.9	1.6	28.5	-14.1	20.6	5.3	0.9	56.4	16.8	-14	34.6	24.7	0.2	39.2	1.3	-14.89	50.5	27	0.1	21.3	1.1	-14.63																																								
1150	54	0.05	0.1	6.1	70.15	23.6	-16	36	3	1	30.8	29.2	-14.54	21	5.3	0.7	56	17	-14.43	38.2	20.5	0.2	39.6	1.5	-15.22	53.8	22	0.1	23.7	1.3	-14.97																																								
1105	51	0.05	0.05	6	70.2	23.7	-16.8	5.7	1.2	1.3	61.3	30.5	-15.02	21	4.9	0.6	56.2	17.3	-14.9	41.4	16.7	0.1	40	1.8	-16.1	56.7	17.9	0.1	23.7	1.6	-15.37																																								
1045	47	0.001	0.001	6.1	70.25	23.65	-17.45	5	0.9	1.1	61.7	31.3	-15.72	21.8	3.4	0.5	56.8	17.5	-15.57	45	12.4	0.1	40.3	2.2	-16.14	60.1	13.2	0.1	24.6	2	-15.94																																								
1000	44	0.001	0.001	6.08	70.23	23.68	-18.14	5.2	0.8	1	61.2	31.8	-16.29	22.4	2.6	0.4	57	17.6	-16.12	49.2	9.7	0.1	40.4	2.6	-16.1	63.3	10.3	0.1	25	2.3	-16.51																																								
950	28	0.001	0.001	5.7	67.6	26.7	-17.86	15.2	1.5	0.7	50.6	32	-15.9	22.5	2.5	0.5	56.7	17.8	-16	48.1	7	0.2	40.4	4.6	-16.24	0.001	68.8	0.00	0.00	31.2	-8.24																																								

Примечание. Содержание газов приведены в отн.% к весовым количествам в вычисленных составах.

Таблица 6. **Изменение содержания газовых компонентов во флюиде в зависимости от содержания хлора и фтора в исходном магматическом флюиде для системы C2H4O1 в резервуаре № 1 в равновесии с катаклазированным лерцолитом при $P = 70$ кбар, $T = 1390$ °C**

Компонент	Содержание, мас.%						
	0.1	0.2	0.3	0.4	0.5	0.6	0.7
C ₂₁ H ₄₂	0.01	0	0	0	0	0	0
C ₂₀ H ₄₂	0.72	0.58	0.49	0.23	0.14	0.05	0.02
C ₁₉ H ₄₀	1.07	0.88	0.75	0.37	0.22	0.09	0.03
C ₁₈ H ₃₈	1.62	1.36	1.17	0.6	0.37	0.16	0.05
C ₁₈ H ₃₆	0.13	0.1	0.1	0.05	0.03	0.01	0
C ₁₇ H ₃₄	0.05	0.04	0.04	0.02	0.01	0	0
C ₁₆ H ₃₄	3.54	3.09	2.69	1.49	0.96	0.46	0.18
C ₁₆ H ₃₂	0.28	0.23	0.22	0.11	0.07	0.03	0
C ₁₅ H ₃₀	0.44	0.37	0.35	0.19	0.12	0.06	0
C ₁₄ H ₂₈	0.64	0.55	0.53	0.29	0.19	0.1	0.04
C ₁₃ H ₂₆	0.94	0.83	0.8	0.46	0.31	0.16	0.07
C ₁₂ H ₂₄	1.35	1.21	1.17	0.7	0.49	0.27	0.24
C ₁₁ H ₂₂	2.03	1.86	1.81	1.13	0.81	0.46	0.13
C ₁₀ H ₂₂	2.66	2.61	2.36	1.65	1.25	0.8	0.44
C ₁₀ H ₂₀	0.15	0.14	0.12	0.09	0.06	0.04	0.02
C ₉ H ₂₀	2.13	2.12	1.94	1.41	1.09	0.73	0.43
C ₉ H ₁₈	0.23	0.21	0.21	0.14	0.11	0.07	0.04
C ₈ H ₁₆	10.94	10.57	10.49	7.38	5.71	3.8	2.33
C ₈ H ₈	0.32	0.34	10.49	0.18	0.13	0.07	0.04
C ₅ H ₈	0.12	0.12	0.13	0.09	0.08	0.06	0.04
C ₁₀ H ₂₂ O	0.02	0.02	0.02	0.01	0.08	0.01	0.01
C ₁₂ H ₂₆ O	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0	0
C ₄ H ₁₀ S ₂	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0	0
CH ₂ O	0.01	0	0	0	0	0	0
C ₃ H ₈ O	0.1	0.14	0.13	0.15	0.15	0.16	0.16
C ₃ H ₄ O	35.14	43.13	49.09	46.62	44.01	42.9	41.5
CH ₂ O ₂	0	0	0	0	0.01	0.01	0.01
CH ₂ O	0	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02
HCOOH	0	0	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
HCHO	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
NH ₃	0.66	1.13	1.57	1.48	1.37	1.32	1.24
CO ₂	0.12	0.19	0.22	0.27	0.29	0.38	0.51
CO	0.9	1.15	1.32	1.36	1.35	1.46	1.59
H ₂	0.75	0.88	0.85	0.89	0.87	0.91	0.92
H ₂ S	7.74	8.11	8.27	6.77	5.9	5.13	4.53
N ₂	0.41	0.91	2.1	1.56	1.29	1.02	0.84
H ₂ O	0.49	0.7	0.69	0.86	0.93	1.17	1.44
AlF ₂ O	0	0	0.01	0.01	0.01	0.01	0.06
AlOCl ₂	0	0	0	0	0	0	0
AlOHCl ₂	0	0	0	0	0	0	0
CaCl ₂	0	0	0	0	0	0	0
Fe(OH) ₂	0.96	1.38	1.37	1.69	2.13	1.34	0.81
Fe ₂ Cl ₄	0	0	0.07	11.08	19.91	26.3	31.18
FeCl ₂	0	0	0.13	1.61	2.11	2.41	2.6
FeF ₃	0	0	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
K ₂ (OH) ₂	3.85	0.14	0	0	0	0	0
K ₂ C ₂ N ₂	5.47	0.22	0	0	0	0	0
K ₂ CO ₃	0.02	0	0	0	0	0	0

Компонент	Содержание, мас.%						
	0.1	0.2	0.3	0.4	0.5	0.6	0.7
K ₂ F ₂	3.44	0.55	0	0	0	0	0
KCN	0.34	0.07	0	0	0	0	0
KF	0.05	0.02	0	0	0	0	0
KOH	0.52	0.11	0	0	0	0	0
Mg ₂ Cl ₄	0	0	0	0	0	0	0
MgCl ₂	0	0	0	0	0	0	0.01
MgClF	0	0	0	0	0	0	0
Na ₂ C ₂ N ₂	3.35	4.91	0	0	0	0	0
Na ₂ F ₂	0.29	1.7	0	0	0	0	0
Na ₂ O ₂ H ₂	0.41	0.54	0	0	0	0	0
NaAlF ₄	0.04	1.39	0.4	0.21	0.15	0.23	0.27
NaCN	0.08	0.1	0	0	0	0	0
NaOH	0.09	0.11	0	0	0	0	0
SiClF ₃	0	0	0	0	0	0.01	0.01
SiF ₃	0	0	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
SiF ₄	0	0	1.89	3.6	3.17	4.3	5.22
SiH ₂ F ₂	0	0	0.03	0.04	0.04	0.04	0.03
SiHF ₃	0	0	0.2	0.31	0.27	0.32	0.34
TiCl ₃	0	0	0	0	0	0	0
TiCl ₄	0	0	0	0	0	0	0
TiF ₃	0	0.01	0.92	1.35	1.16	1.31	1.37
TiF ₄	0	0	0.03	0.07	0.06	0.08	0.09

задач. Валовый состав газов из вторичных включений позволяет получить представление в основном о характере постмагматических событий.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Наши попытки получить из статистического анализа состава газовой фазы из минералов мантийных ксенолитов и алмазов «прямую» информацию для задания необходимых условий для численного решения задачи взаимодействия конвектирующей верхней мантии и многослойной литосферы не увенчались успехом. Более того, выяснилось, что в зонах глубинных разломов на регрессивной стадии магматических процессов проходят мощные процессы переуравновешивания составов астеносферных флюидов не только в результате метасоматического взаимодействия с литосферными породами, но главным образом в ходе фазовых переходов, вызываемых тектоническим деформированием твердой фазы и декомпрессией гетерофазной системы. Полученная информация о составах флюидов в метаморфических коровых породах амфиболитовой и гранулитовой фаций вне зон глубинных разломов в отношении валового состава газовой фазы существенно отличается от составов газовой фазы в породах мантийной литосферы в зонах глубинных разломов. Поэтому многочисленные исследования гетерофазных равновесий в цитированных выше работах о составах газов, равновесных с мантийными породами, похоже следует относить к нетектонизированным массивам горных пород континентальной литосферы, где не проходят магматические процессы, генерируемые магматическими флюидами из астеносферных магматических очагов. Отрывочные данные изучения флюидов в метаморфизованных и неметаморфизованных изверженных базитовых породах, а также из продуктов кристаллизации, неизмененных гидротермальными породами кимберлитов, позволяют предполагать, что это водно-углекислотные смеси с высокими содержаниями углеводородов и хлоридов; при этом в интрузивных коровых камерах в базитовых магмах в летучей фазе, по-видимому, наиболее существенную роль играет не вода, а углекислота.

Результаты численных экспериментов, моделирующих гетерофазные взаимодействия восстановленных мантийных флюидов с деплетированными породами мантийной литосферы, качественно согласуются с этими экспериментальными данными. О высокой роли хлоридов в конвективном массообмене в литосферной мантии свидетельствуют результаты физических экспериментов с нагреванием реальных пород потоками горячих восстановленных газов. Следовательно, углубление и развитие численного мо-

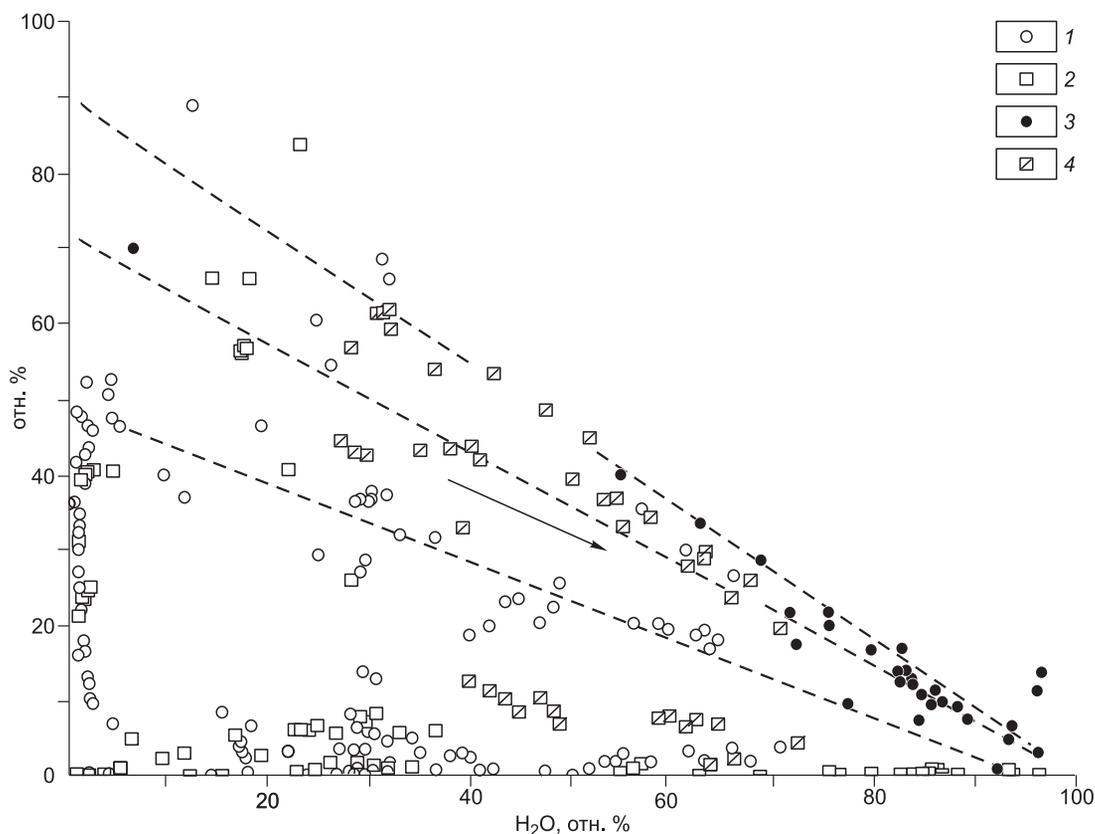


Рис. 12. Соотношение средних составов содержаний H_2 , CO_2 , H_2O для кластеров ксенолитов и алмазов с вычисленными составами газовой фазы в виртуальных системах при разных T и P (см. температурные интервалы рис. 8), которые сопоставлены с трендом (стрелка) переуравновешивания для предполагаемых исходных составов магматогенных флюидов.

1 — CO_2 , 2 — H_2 , 3 — ксенолиты, 4 — виртуальные значения CO_2 и H_2 .

делирования в развиваемом нами направлении, возможно, окажется достаточно продуктивным при воссоздании спектра составов астеносферных магматических флюидов.

Проведенный цикл численных и экспериментальных исследований составов газовой фазы в породах литосферной мантии позволил получить содержательную информацию для моделирования с помощью изложенной выше математической модели не столько прогрессивной (что обычно рассматривается), но и регрессивной стадии внутриплитных магматических систем. Предлагаемая математическая модель позволяет корректно описывать явления как компрессии, так и декомпрессии в реологических разных слоях литосферы с учетом фазовых переходов в гетерофазных системах любого из известных типов. С другой стороны, стало понятно направление модифицирования проточно-резервуарной модели для решения основной задачи — моделирования динамики конвективных магматогенных надастеносферных систем, продуцирующих те метасоматические превращения деплетированных пород литосферной мантии, которые приводят в них к развитию многоуровневых зон плавления.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенный комплекс физических и численных экспериментов с ксенолитами пород литосферы крафтонов СП и метаморфизованных толщ земной коры в отношении валового состава и природы флюидной фазы привел нас к следующим предварительным выводам:

- по содержанию главных газов в основных минералах породных матриц всех метаморфических фаций мантийной литосферы существует генеральный линейный тренд вариаций валовых составов флюидов с характеристиками — $\text{CO}_2 = 88 - 0.89\text{H}_2\text{O}$, $\text{CO} = 10 - 0.09\text{H}_2\text{O}$; интервалу содержаний воды $\sim 70 - 95\%$ отвечает $85 - 90\%$ изученных образцов;

- можно ожидать, что состав газовой фазы алмазов некоторых типов существенно отличен от такового в основном минерале (Ol) породной матрицы по содержанию CO , H_2 , ТУВ;

– породы литосферной мантии под кратоном тр. Удачная-Восточная на уровне всех метаморфических фаций под границей Мохо не менее четырех раз подвергались воздействию разных по характеристикам pO_2 в магматогенных флюидах;

– порядка 80 % наблюдаемых валовых составов газовой фазы в минералах ультрабазитов литосферной мантии относятся к относительно окисленным продуктам переуравновешивания надастеносферных магматогенных флюидов, преобразовывавшихся в зонах региональных разломов в интервале температур выше 1225 °С для всего разреза литосферы;

– основным фактором переуравновешивания таких гетерофазных равновесий является периодически проявляющаяся декомпрессия толщ литосферной мантии в зонах глубинных разломов, контролирующих все известные циклы магматической активности СП.

Рассматривая вышеизложенную информацию в отношении пригодности для задания начальных и граничных условий при решении задач динамики взаимодействия астеносфера—литосфера в рамках предложенной выше модели, мы полагаем, что:

– без решения обратной физико-химической задачи как валовые составы газовой фазы, так и данные по первичным индивидуальным включениям не могут быть использованы;

– в настоящее время нет теории для корректного отображения трехфазного равновесия, описывающей конденсацию газовой фазы произвольного состава при определенных термодинамических условиях петрогенезиса в литосферной мантии под кратонами СП;

– пока только информация по составам газовой фазы в первичных включениях в минералах изверженных пород может служить основанием для расчета модельного состава астеносферных флюидов, вызвавших появление изучаемого состава расплава.

Авторы признательны А.С. Борисенко, Л.Н. Перепечко, Н.П. Похиленко, А.И. Чепурову за конструктивные дискуссии по рассматриваемым в работе проблемам, мы благодарим Л.Г. Бишаеву за помощь при подготовке иллюстраций.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (гранты 08-05-00467, 09-05-00602, 09-05-01084).

ЛИТЕРАТУРА

- Ащепков И.В.** Глубинные ксенолиты Байкальского рифта. Новосибирск, Наука, 1991, 160 с.
- Башкиров А.Н., Новак Ф.И., Локтев С.М., Камзолкин В.В.** О каталитической активности некоторых природных силикатных минералов в синтезе из окиси углерода и водорода // Химия и технология топлива, 1956, № 3 с. 38—40.
- Бессонова Е.П., Шаратов В.Н., Чудненко К.В., Черепанова В.К.** Новые возможности модели тепловой и физико-химической динамики для описания вулканогенных эпитепмальных месторождений (на примере Асачинского месторождения) // Докл. РАН, 2010, с. 521—525.
- 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.Б.** Справочник по теплофизическим свойствам газов и жидкостей. М., Гос. изд-во ФМЛ, 1963, 698 с.
- Гантимуров А.А.** К устойчивости графита в эндогенных процессах // Петрология флюидно-силикатных систем. Новосибирск, Наука, 1987, с. 56—66.
- Гиваргизов Е.И.** Рост нитевидных и пластинчатых кристаллов из пара. М., Наука, 1977, 298 с.
- Годунов С.К.** Элементы механики сплошных сред. М., Наука, 1978, 304 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.
- Доровский В.Н.** Континуальная теория фильтрации // Геология и геофизика, 1989 (7), с. 39—45.
- Доровский В.Н., Перепечко Ю.В.** Феноменологическое описание двухскоростных сред с релаксирующими касательными напряжениями // ПМТФ, 1992, № 3, с. 56—62.
- Дородницын А.А.** Использование математических методов в геологических исследованиях // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1965, № 11, с. 3—10.
- 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.
- Жимулев Е.И., Сонин В.М., Чепуров А.И., Томиленко А.А.** Хроматографическое изучение условий образования кристаллов алмаза ромбододекаэдрического габитуса // Геология рудных месторождений, 2009, т. 51, № 3, с. 272—275.

- Зедгенизов Д.А., Рагозин А.Л., Шацкий В.С.** Хлоридно-карбонатный флюид в алмазах из ксенолита эклогита // Докл. РАН, 2007, т. 415, № 6, с. 800—803.
- 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.
- Зубков В.С.** К вопросу о составе и формах нахождения флюида системы C—H—N—O—S в *P-T* условиях верхней мантии // Геохимия, 2001, № 2, с. 131—145.
- Зубков В.С.** Термодинамическое моделирование системы C—H—N—O—S в *P-T* условиях верхней мантии. Иркутск, Вестник ГеоИГУ, 2005, 165 с.
- Кадик А.А.** Восстановленные флюиды мантии: связь с химической дифференциацией планетарного вещества // Геохимия. 2003, № 9, с. 928—940.
- Кадик А.А., Луканин О.А.** Дегазация верхней мантии при плавлении. М., Наука, 1986, 97 с.
- Кадик А.А., Соболев Н.В., Жаркова Е.В., Похиленко Н.П.** Окислительно-восстановительные условия формирования алмазоносных перидотитовых ксенолитов из кимберлитовой трубки Удачная (Якутия) // Геохимия, 1989, № 8, с. 1120—1135.
- Кадик А.А., Жаркова Е.В., Ефимова Э.С., Соболев Н.В.** Окислительно-восстановительные условия формирования кристаллов алмазов: электрохимические исследования // Докл. РАН, 1997, т. 357, № 5, с. 671—675.
- 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.
- Кутыев Ф.Ш., Шарапов В.Н.** Петрогенезис под вулканами. М., Недра, 1979, 170 с.
- Летников Ф.А., Карпов И.К., Киселев А.И., Шкандрий Б.О.** Флюидный режим земной коры и верхней мантии. М., Наука, 1977, 216 с.
- Мандельбаум Л.И., Леонтович М.А.** К теории поглощения звука в жидкостях // ЖЭТФ, 1937, т. 7, с. 438—449.
- Модельный анализ** внутриплитных мантийно-коровых рудообразующих систем. Новосибирск, Изд-во СО РАН, 2009, 409 с.
- Никулин В.И., Лелюх М.И., Фон-дер-Флаас Г.С.** Алмазопрогностика. Иркутск, АЛРОСА, 2001, 311 с.
- Осоргин Н.Ю.** Хроматографический анализ газовой фазы в минералах (методика, аппаратура, методология) / Препринт № 11. Новосибирск, ОИГГМ СО РАН, 1990, 19 с.
- Перепечко Ю.В.** Отдельные вопросы континуальной теории фильтрации: Автореф. дис. ... к.ф.-м.н. Новосибирск, НГУ, 1993, 20 с.
- Перепечко Ю.В., Шарапов В.Н.** Динамика плавления в океанической верхней мантии // Геология и геофизика, 2001, т. 42 (8), с. 1237—1248.
- Похиленко Л.Н., Федоров И.И., Похиленко Н.П., Томиленко А.А.** Флюидный режим формирования мантийных пород по данным хроматографического анализа и термодинамическим расчетам // Геология и геофизика, 1994, т. 35 (4), с. 67—70.
- Ротман А.Я.** Субщелочные базиты кимберлитоконтролирующих структур восточной части Сибирской платформы: Автореф. дис. ... д.г.-м.н. Новосибирск, ОИГГМ СО РАН, 2002, 42 с.
- Симаков С.К.** Физико-химические условия образования алмазоносных парагенезисов эклогитов в породах верхней мантии и земной коры. Магадан, СВНЦ ДВО РАН, 2003, 157 с.
- Соболев Н.В., Ефимова Э.С., Коптиль В.И., Лаврентьев Ю.Г., Соболев В.С.** Включение коэсита, граната и омфациита 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.
- Соболев Н.В., Логвинова А.М., Ефимова Э.С.** Сингенетические включения флогопита в алмазах кимберлитов: свидетельство роли летучих в образовании алмазов // Геология и геофизика, 2009, т. 50 (12), с. 1588—1606.
- 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.
- Таран Ю.А., Новак Ф.И., Антошук И.А., Башкиров А.Н.** Каталитические свойства вулканических пород в синтезе углеводородов из окиси углерода и водорода // Докл. АН СССР, 1981, т. 257, № 5, с. 1158—1161.

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.

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, посвящ. 100-летию со дня рождения акад. В.С. Соболева, Новосибирск, 5—7 июня 2008 г. Новосибирск, Изд-во СО РАН, 2008а, 99 с.

Томиленко А.А., Ковязин С.В. Формирование коронарных структур вокруг оливина в анортозитах Коростеньского плутона, Украинский щит: минералогия, геохимия, флюидные включения // Петрология, 2008б, т. 16, № 1, с. 92—109.

Томиленко А.А., Рагозин А.Л., Шацкий В.С., Шебанин А.П. Вариации состава флюидной фазы в процессе кристаллизации природных алмазов // Докл. РАН, 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 // Докл. РАН, 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.

Федоров И.И., Чепуров А.И., Осоргин Н.Ю., Сокол А.Г., Петрушин Е.И. Моделирование компонентного состава флюида C—H—O в равновесии с графитом и алмазом при высоких температурах и давлениях // Геология и геофизика, 1992 (4), с. 72—79.

Халатников И.М. Теория сверхтекучести. М., Наука, 1971, 320 с.

Чепуров А.И., Томиленко А.А., Шебанин А.П., Соболев Н.В. Флюидные включения в природных алмазах из россыпей Якутии // Докл. РАН, 1994, т. 336, № 5, с. 662—665.

Чудненко К.В. Теория и программное обеспечение метода минимизации термодинамических потенциалов для решения геохимических задач: Автореф. дис. ... д.г.-м.н. Иркутск, ИГХ СО РАН, 2007, 54 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. 44—60.

Чупин В.П., Томиленко А.А., Чупин С.В. Происхождение гранулитовых комплексов: результаты изучения расплавных и флюидных включений в цирконе и породообразующих минералах // Геология и геофизика, 1993, т. 34 (12), с. 116—131.

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., Кудрявцева О.П. О возможных вариациях плотности пород океанической литосферы над горячими точками при дистилляции летучих из мантийных магматических очагов // Докл. РАН, 2005, т. 403, с. 393—398.

Шарапов В.Н., Акимцев В.А., Доровский В.Н., Перепечко Ю.В., Черепанов А.Н. Динамика развития рудно-магматических систем зон спрединга. Новосибирск, Изд-во СО РАН, 2000, 414 с.

Шарапов В.Н., Ионе К.Г., Мазуров М.П., Мысов В.М., Перепечко Ю.В. Геокаatalиз и эволюция мантийно-коровых магматогенных флюидных систем. Новосибирск, Академическое изд-во «Гео», 2007, 186 с.

Шарапов В.Н., Перепечко Ю.В., Перепечко Л.Н., Рахменкулова И.Ф. Природа мантийных источников пермотриасовых траппов Западно-Сибирской плиты и Сибирской платформы // Геология и геофизика, 2008, т. 49 (7), с. 652—666.

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.

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

A handbook of physical constants / Ed. T.J. Ahrens. Washington, DC, AGU Reference Shelf, 1995, 368 p.

- Anderson T., O'Reilly S.Y., Hofmann A.W.** The trapped fluid phase in upper mantle xenoliths from Victoria, Australia: implications for mantle metasomatism // *Contr. Miner. Petrol.*, 1984, v. 88, № 1—2, p. 72—85.
- Berman R.G.** Internally-consistent thermodynamic data for minerals in the systems: $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{MgO}-\text{FeO}-\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{TiO}_2-\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ // *J. Petrol.*, 1988, v. 29, p. 445—552.
- Chase M.W., Davies C.A., Downey J.R., Fruij D.L., McDonald R.A., Seveerud A.N.** IANAF Thermodynamical Tables Third Edition // *J. Phys. Chem. Ref. Data*, 1985, v. 14, Sup. 1, part 1, 926 p.; part 2, 1856 p.
- Coffin M.F., Eldholm O.** Large igneous provinces: crustal structure, dimensions, and external consequences // *Rev. Geophys.*, 1994, v. 32, p. 1—36.
- Green D.** Mantle temperatures. 2006. / <http://www.MantlePlume.org>.
- Green D.H., Fallon T.J.** Primary magmas at mid-ocean ridges, «hot-spots», other intraplate settings: constraints on potential temperature // *Plates, plumes and paradigms. Geol. Soc. Amer. Sp. paper 388*, 2005, p. 217—248.
- Holland T.J.B., Powell R.** An internally consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest // *J. Metamor. Geol.*, 1998, v. 16, № 3, p. 309—343.
- Holloway J.R.** Volatile interaction in magmas // *Thermodynamics of minerals and melts*. New York, Springer, Verlag, 1981, p. 277—293.
- Holloway J.R.** Igneous fluid // *Rev. Geol. Miner. Soc. Amer.*, 1987, v. 7, p. 211—233.
- Kamenetsky V.S., Kamenetsky M.B., Sharygin V.V., Faure K., Golovin 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.
- Large Igneous Provinces of Asia, mantle plumes and metallogeny: abstracts of the International Symposium, Novosibirsk, 13—16 August 2007.** Novosibirsk, Publishing House of SB RAS, 2007, 157 p.
- Large Igneous Provinces of Asia, mantle plumes and metallogeny: abstracts of the International Symposium, Novosibirsk, 6—9 August 2009.** Novosibirsk, Publishing House of SB RAS, 2009, 431 p.
- Maruyama Sh.** Plume tectonics // *J. Geol. Soc. Japan*, 1994, v. 100, № 1, p. 24—34.
- Patankar S.** Numerical heat transfer and fluid flow. New York, Hemisphere Publishing Corporation, 1980, 151 p.
- Perepechko L.N.** Investigation of heat mass transfer processes in the boundary layer with injection // *Archives of Thermodynamics*, 2000, v. 21, № 3—4, p. 41—54.
- Plates, plumes, and paradigms / Eds. G.R. Foulger, J.H. Natland, D.C. Precnall, D.L. Anderson // Geol. Soc. Amer. Spec. Paper 388, 2005, 861 p.**
- Pokhilenko N.P., Sobolev N.V., Kuligin S.S., Shimizu N.** Peculiarities of distribution of pyroxenite paragenesis garnets in Yakutian kimberlites and some aspects of the evolution of the Siberian Craton lithospheric mantle // *Proceedings of the VII International Kimberlite Conference, University of Cape Town, South Africa, April 11—17, 1998. V. II. Cape Town, 1999*, p. 689—698.
- Pysklywec R.N., Cruden A.R.** Couple crust-mantle dynamics and intraplate tectonics: two-dimensional numerical and three-dimensional modeling // *Geochem. Geophys. Geosystems*, 2004, v. 5, Q10003, doi: 10.1029/2004GC000748.
- Reid R., Prausnitz J., Sherwood T.** The properties of gases and liquids, 3rd ed. New York, McGrawHill Book Company, 1977, 529 p.
- Rock physics and phase relations: a handbook of physical constants / Ed. T.J. Ahrens.** Washington, AGU Ref. Shelf 3, 1995, 205 p.
- Rosenbaum J.M., Zindler F., Rubenstone J.L.** Mantle fluids: evidence from fluid inclusions // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1996, v. 60, № 17, p. 3229—3252.
- Saxena S.K.** Oxidation state of mantle // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1989, v. 53, № 1, p. 89—95.
- Saxena S.K., Fai Y.** Fluid mixtures in the C—H—O system at high pressure and temperature // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1988, v. 52, № 2, p. 505—512.
- SUPCRT98 database — <http://zonvark.wustl.edu/geopig>**
- Taylor W.R., Green D.H.** The role of reduced C-O-H fluids in mantle fluids partial melting // *Kimberlites and related rocks. Sydney, Geol. Soc. Australia*, 1988, v. 94, № B4, p. 4146—4158.;
- 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 International Kimberlite Conference, Frankfurt-Main, Germany, 16—24 August 2008. Extended Abstract. Frankfurt-Main, 2008*, p. A-00375.
- Tomilenko A.A., Kovyazin S.V., Dublyansky Y.V., Pokhilenko L.N.** Primary melt and fluid inclusions in minerals from kimberlites of the Udachnaya-Vostochnaya pipe, Yakutia // *Fluid and melt inclusions: using*

bubbles to decode the Earth. European current research on fluid inclusions. Abstracts Volume. 21—27 September 2009, Granada, Spain, 2009, p. 255—256.

Tutner S., Hawkesworth C., Gallagher K., Stewart K., Peate D.W., Mantovani M.S. Mantle plumes, flood basalts, and thermal models for generation beneath continents: assessment of a conductive heating model and application to the Parana // J. Geophys. Res., 1996, v. 101, p. 11503—11518

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

Zolotov M.Yu., Shock E.L. A thermodynamic assessment potential synthesis of condensed hydrocarbons during cooling and dulation of volcanic gases // J. Geophys. Res., 2000, v. 105, p. 539—549.

*Поступила в редакцию
22 марта 2010 г.*