

## ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ МЕТАСОМАТИЧЕСКОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ ЛИТОСФЕРЫ ПОД КРАТОНАМИ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

В.Н. Шарапов<sup>1,2</sup>, К.В. Чудненко<sup>3</sup>, М.П. Мазуров<sup>1,2</sup>, Ю.В. Перепечко<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Новосибирский государственный университет, 630090, Новосибирск, ул. Пирогова, 2, Россия

<sup>2</sup>Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Коптюга, 3, Россия

<sup>3</sup>Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Фаворского, 1а, Россия

Проведено численное моделирование неизотермической равновесной физико-химической динамики воздействия восстановленных астеносферных флюидов на континентальную литосферу под кратонами Сибирской платформы. При метасоматической переработке надастеносферной континентальной мантии восстановленными магматическими флюидами формируется последовательность зон: 1) зона интенсивных сублимации и деплетирования исходных пород по большинству петрогенных компонентов, сопровождающихся зауглероживанием, засолонением и карбонатизацией «рестита», 2) зона обогащения Si и Fe с отложением углерода деплетированных по Na, K, P, Mn исходных пород, 3) зона формирования обогащенных Na алмазоносных лерцолитов, 4) зона обогащенных K гидратированных пород, 5) зона гидратированных пород без обогащения петрогенными компонентами. Первая зона может отвечать области формирования кимберлитовых расплавов, третья и четвертая — могут быть субстратами плавления щелочных, а пятая — толеитовых базитовых магм.

*Физико-химическое моделирование, континентальная литосфера, метасоматоз, плавление.*

### METASOMATIC ZONING OF SUBCRATONIC LITHOSPHERE IN SIBERIA: PHYSICO-CHEMICAL MODELING

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

Nonisothermal equilibrium physicochemical dynamics has been numerically modeled to estimate the effect of reduced asthenosphere fluids on continental lithosphere profiles beneath the Siberian Platform (SP). When the over-asthenosphere continental mantle is metasomatically changed by reduced magmatic fluids, the following sequence of zones forms: (1) zone where initial rocks are intensively sublimated and depleted by most petrogenic components; the restite in this case becomes carbonated, salinated, and graphitized; (2) zone of Si and Fe enrichment and carbon deposition in initial rocks depleted in Na, K, P, Mn; (3) zone of diamond-bearing lherzolites enriched with Na; (4) zone of hydrated rocks enriched with K; (5) zone of hydrated rocks not enriched with petrogenic components. Zone 1 can be responsible for the formation of kimberlite melts, zones 3 and 4 can be substrates of alkaline magma melting, and zone 5 can be the source of mafic tholeiitic magma.

*Physicochemical modeling, continental lithosphere, metasomatism, melting*

## ВВЕДЕНИЕ

Публикация основополагающей монографии В.С. Соболева [1936] определила многие направления исследования петрогенетических проблем внутриплитного базитового магматизма, из которых до сих пор актуальны такие, как размещение региональных петрохимических провинций, внутрикамерная дифференциация расплавов, рудоносность магм. В последние десятилетия в петрогенезисе внутриплитных базитов и ультрабазитов обозначился интерес к вопросу определения источников расплавов в верхней мантии. К концу 80-х годов прошлого столетия многообразие их составов объяснялось фракционированием исходной пикритоидной магмы, осложненным ассимиляцией коровых пород и воздействием на исходный расплав мантийных флюидов [Золотухин и др., 1989]. Появившаяся новая геохимическая информация об изотопных характеристиках интрузивных и эффузивных траппов привела к формулировке гипотезы одновременного плавления плюмом минимум двух различных литосферных субстратов [Sharma, 1997; Basu et al., 1998]. Для пермотриасовых траппов Сибирской платформы (СП), по-видимому, имелось два мантийных источника базитовых расплавов: более глубокий (с  $\epsilon_{Nd} \cong +8$ ) — в мантийном субстрате плавился гранат; менее глубокий ( $\epsilon_{Nd} \cong +4$ ), который был контаминирован материалом земной коры. Этим источникам соответствуют лавы с большим или меньшим содержанием Mg, Ti, K, Th, U, La, Ce, Sm, Yb и т.п. как показатели «степени плавления», «примитивности», «деплетированности» и «контаминированности» исходного литосферного мантийного субстрата на уровне шпинелевой и графит-пироповой фаций [Basu et al., 1998; Федоренко, 2003; Farmer, 2003]. Полагают [Pokhilenko et al., 1999; Ротман, 2002], что в области древних кратонов СП имелись пространственно сопряженные с бази-

товыми очагами и более глубинные уровни плавления, где формировались карбонатитовые и кимберлитовые расплавы. Таким образом, объяснение природы неоднократного появления над астеносферой в литосфере СП сложнопостроенных мантийно-коровых магматических систем поставило проблему описания эволюции состава литосферной мантии над астеносферой. Причины пространственного совмещения разноуровневых очагов выплавления базитовых и кимберлитовых магм под кратонами СП пока неясны. В статье сделана попытка объяснить их на основе модели конвективного прогрева литосферы восстановленными магматическими надастеносферными флюидами, метасоматизирующие породы литосферы.

### СОСТОЯНИЕ ПРОБЛЕМЫ И ПОСТАНОВКА ЗАДАЧИ

Как следует из изучения ксенолитов мантийных пород в кимберлитах СП [Соловьева и др., 1994, 2008], до проявления среднепалеозойских кимберлитов породы литосферы не менее чем дважды подвергались метасоматической переработке. С начала фанерозоя на СП известны три цикла проявления кимберлитового и не менее двух циклов траппового магматизма [Pokhilenko et al., 1999; Феоктистов и др., 1999; Никулин и др., 2001; Ротман, 2002]. Каждый из них мог предваряться метасоматическими преобразованиями под воздействием надастеносферных магматических флюидов, состав которых в зависимости от толщины литосферы (глубины астеносферы) и ряда других причин мог существенно варьироваться. Изучение состава и положения минералогических фаций под кимберлитовыми провинциями СП [Соловьева и др., 1994; Pokhilenko et al., 1999; Костровицкий и др., 2007] показало весьма широкую вариацию составов мантийных пород и существенное изменение глубин отдельных уровней метаморфического преобразования на небольших расстояниях между точками опробования литосферы. Проведенные исследования [Суворов и др., 2000] показывают пятнистое распределение плотности в области границы Мохо. При построении разреза мантийной части литосферы под тр. Удачная в работе [Pokhilenko et al., 1999] была отмечена возможность вертикальной вариации границ метаморфических фаций и присутствие в литосфере участков пород, состав которых существенно отличается от вмещающего массива литосферной мантии. Циклические вариации в составе эффузивных пермотриасовых траппов [Федоренко, 2003; Шарапов, 2004] могут быть объяснены только одновременным существованием разноуровневых очагов плавления литосферы с разным составом базитовых выплавок. Наличие подобной ситуации признается и для среднепалеозойского цикла проявления кимберлитового магматизма СП [Ротман, 2002].

Интерпретация природы столь сложных сочетаний эндогенных явлений ищется на основе: признания тектонического перемещения крупных пластин литосферных пород [Никулин и др., 2001]; проявления эрозии «корней» кратонов при мантийной конвекции и подъеме границы примитивной мантии [Pokhilenko et al., 1999; Farmer, 2003]; особого типа метасоматоза при образовании в основании литосферы кимберлитовых и карбонатитовых магм [Wyllie, 1995; Когарко и др., 2004]. Существенно и то, что области развития базитовых выплавок выше алмазной фации и очаги формирования кимберлитовых магм в основании метасоматизированной литосферы разнесены на значительные расстояния [Green, 2006].

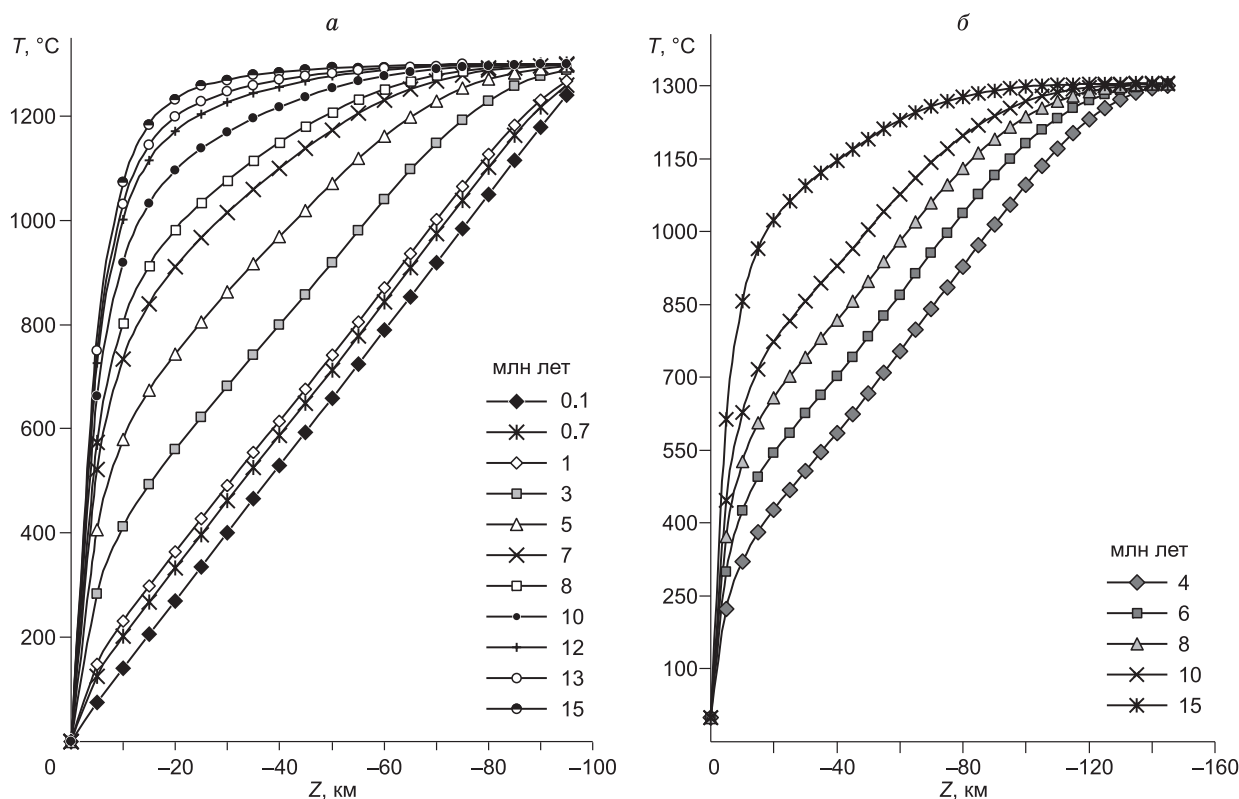
Отметим, что на современных структурных схемах рассматриваемых мантийно-коровых магматических систем рисуется три позиции: 1) большие изверженные провинции (LIP) — максимально тонкая литосфера; 2) области развития поясов и более мелких, чем LIP, внутриплитных базальтов типа мезозойских и более молодых их проявлений в Центральной Азии и Забайкалье — граница астеносферы в области верхов алмазной фации; 3) области древних кратонов с кимберлитовым магматизмом — толщина литосферы более 150 км [Pokhilenko et al., 1999; Farmer, 2003]. Однако в реальных магматических системах такого разделения практически нет. В каждой области LIP существуют зоны крупных тектонических разломов, в которых совмещены позиции 1, 2 и присутствуют продукты плавления нижней коры [Золотухин и др., 1989, Траппы..., 1991; Sheth, 1999]. В области палеозойских кимберлитов совмещены позиции 2 и 3 [Ротман, 2002].

Основанное на синтезе экспериментальных данных и результатов изучения ксенолитов глубинных пород качественное объяснение природы таких магматических систем было предложено в работе [Green, 2006]: под действием восстановленных флюидов водно-метанового состава, поступающих из астеносферы в деплетированную литосферную мантию, происходит метасоматическое изменение ее пород; при метасоматическом перерождении деплетированных ультрабазитов формируются метасоматизированные субстраты, состоящие из последовательности минеральных зон; на месте таких зон при подходящем прогреве литосферы и выплавляются различные по составу базитовые магмы, спектр которых варьирует от щелочных базальтов и пикритов до толеитов; появление карбонатитов и кимберлитов сопряжено со специфическими процессами метасоматоза в основании литосферы. Легко видеть, что это весьма существенное развитие схемы [Wyllie, 1995] как в отношении уточнения термодинамики плавления базитовых магм, так и введения идеи о существовании над границей астеносферы автономных уров-

ней плавления в мантийной литосфере, связанных с потоком магматогенных флюидов. Элементы такой модели можно найти в более ранних публикациях разных авторов, например, [Летников и др., 1977]. В данной статье представлена попытка количественной интерпретации этих идей на основе решения задач динамики многоуровневого плавления пород верхней мантии над горячими точками [Шарапов и др., 2008а,б] и неизотермической физико-химической динамики воздействия магматогенных флюидов на породы литосферы [Шарапов и др., 2007].

### ДИНАМИКА КОНВЕКТИВНОГО ПРОГРЕВА КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ЛИТОСФЕРЫ НАД АСТЕНОЛИНЗАМИ

Как кондуктивный, так и конвективный разогрев пород многослойной литосферы рассматривался ранее для глубин 0—60 км [Кудрявцев и др., 1968, Шарапов и др., 2004, 2008а]. Оценка распределения температур в литосфере при формировании астенолинз получена при учете только кондуктивного прогрева [Перепечко, Шарапов, 2001; Шарапов и др., 2007], которая далее используется в качестве начального распределения температуры в литосфере при определении скорости конвективного прогрева континентальной литосферы на астеносферными магматическими флюидами. Как следует из цитированных работ, к моменту максимально высокого положения области декомпрессионного плавления в конвектирующей верхней мантии в литосфере устанавливается квазилинейное изменение температуры. Темпы конвективного прогрева слоистой литосферы над границей солидуса зоны декомпрессионного плавления лерцолитов над горячей точкой ниже при толщине многослойной литосферы 100—150 км. Скорость конвективного прогрева определяется как и в работах [Numerical..., 2003; Шарапов и др., 2004]: 1) рассматривается область фильтрации стационарного потока магматического флюида через многослойную литосферу толщиной 100—150 км из астеносферы с начальной температурой порядка 1350—1380 °С; 2) проницаемость ( $k_p$ ) и пористость ( $m_p$ ) пород литосферы считаются уменьшающимися с глубиной ( $Z = 0—150$  км) по степенному закону  $k_p = k_{p(Z0)} - b(Z/H)^n$ , где  $H$  — толщина литосферы,  $n = 1/3—2$  при начальной проницаемости на поверхности Земли  $k_{p(Z0)} = 10^{-15}$  м<sup>2</sup>. Для пористости предполагался тот же закон изменения с глубиной с начальной пористостью  $m_p = 2\%$ . Без учета сублимации пород газами сделанные предположения, согласно [Шмонов и др., 2002], обоснованны. Следовательно, получаемые в рас-



**Рис. 1.** Динамика конвективного прогрева континентальной литосферы стационарным потоком магматического астеносферного флюида состава  $\text{CO}_2(70\%) + \text{N}_2(20\%) + \text{H}_2(10\%)$  для разной глубины верхней границы астеносферы.

*a* — 100 км, *б* — 150 км. Рядом с температурными кривыми показано время конвективного прогрева.

четах времени изменения температур являются нижней оценкой. Учитывая данные изучения включений в минералах мантийных пород из ксенолитов в кимберлитах [Томиленко, 2006], вариации составов флюидов принимались от водно- до азотно-углекислотного с соответствующими эффективными теплоемкостями [Варгафтик, 1963]. Результаты расчетов приведены на рис. 1. Полученные распределения температур показывают, что в процессе конвективного прогрева пород литосферы термодинамические условия метасоматических процессов существенно меняются. Это необходимо учитывать при численном моделировании физико-химической динамики взаимодействия магматических флюидов и пород литосферы.

### ЧИСЛЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКОЙ ДИНАМИКИ МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В ЛИТОСФЕРЕ НА ОСНОВЕ ПРИНЦИПА ЛОКАЛЬНОГО РАВНОВЕСИЯ

Численное моделирование «равновесной» физико-химической динамики проводилось с помощью программного комплекса (ПК) Селектор. В этом ПК имеются возможности задавать различные виды моделей динамических систем, связанных между собой и окружающей средой потоками вещества и энергии [Чудненко и др., 1999]. В проведенном исследовании моделирование физико-химической динамики осуществлялось на основе схемы проточного реактора, состоящего из цепочки последовательно сопряженных резервуаров, через которые проходят порции магматического флюида, изменяя фазовый и минеральный составы систем в соответствующих резервуарах.

Исходными термодинамическими предпосылками создания модели проточного реактора являются следующие положения о структуре системы и потоках вещества в ней: а) резервуары, из которых состоит система, обладают мгновенным (относительно скорости переноса вещества между ними) перемешиванием реагирующих компонентов и достижением равновесия в пределах их объема (принцип однородности состояния во всем объеме резервуара); б) резервуары могут иметь различный химический состав и различные значения давления и температуры; в) массоперенос вещества между резервуарами осуществляется в виде газообразного флюида, состав последнего определяется на основании расчета равновесия в текущем резервуаре цепочки; г) развертка физико-химической эволюции системы во времени и пространстве представляется в виде последовательной сопряженной цепи условий термодинамического равновесия в резервуарах в относительных временных координатах.

Модель динамики в пространстве задается нумерацией сопряженных на границах вход—выход резервуаров и потоком флюида в рамках единой системы. Поток между резервуарами осуществляется последовательно, согласно принятому сценарию процесса. Начальные и граничные условия, с помощью которых формируются модели проточного реактора, следующие.

1.  $t_n$  — число дискретных интервалов времени в реальных или относительных шкалах. Номер текущего интервала времени  $t = 1, 2, \dots, t_n$ . Процесс численного моделирования эволюции динамической системы начинается со стартового интервала времени  $t = 1$ .

2.  $Q$  — число резервуаров в динамической системе,  $q$  — номер резервуара ( $q = 0, 1, \dots, Q$ ). Внешняя среда обозначается нулевым резервуаром  $q = 0$ .

3. Каждому резервуару  $q$  соответствует вектор мольных количеств независимых компонентов  $\mathbf{b}_q^t$ , определяющий химический состав резервуара на  $t$ -м интервале времени,  $\mathbf{b}_q^t = (\mathbf{b}_{q1}^t, \dots, \mathbf{b}_{qi}^t, \dots, \mathbf{b}_{qN}^t)^{-1}$ , где  $N$  — число независимых компонентов,  $i = 1, \dots, N$ .

4. Величина потока флюида из  $q$ -го резервуара определяется макрокинетическим коэффициентом выноса вещества  $\alpha_q^t$ . Численное значение коэффициента индивидуально для каждого резервуара в текущий интервал времени. Его величина может зависеть как от физических размеров резервуара, так и от пористости и проницаемости вмещающих пород в рассматриваемом резервуаре. Все количество флюида, выходящего из  $q$ -го резервуара, полностью поступает на вход  $(q + 1)$ -го резервуара (промежуточные потери не учитываются), на выходе из последнего резервуара цепочки во внешнюю среду количество и состав флюида не фиксируются.

Эволюция системы описывается алгоритмом, представляющим композицию операторов, аппроксимирующих элементарные действия на каждом интервале времени. Вначале устанавливается исходный состав в первом резервуаре с учетом потоков из внешней среды ( $q = 0$ ). Далее порядок действия в алгоритме определяется последовательностью пронумерованных резервуаров  $1, 2, \dots, q, \dots, Q$ .

— Расчет равновесия в  $q$ -м резервуаре. Равновесный состав резервуара (вектор  $\mathbf{x}_q^t$ ) находится минимизацией потенциала Гиббса  $G(\mathbf{x}_q^t)$  на многограннике ограничений  $A\mathbf{x}_q^t = \mathbf{b}_q^t$ ,  $\mathbf{x}_q^t \geq 0$ , где  $A$  — матрица стехиометрических коэффициентов,  $\mathbf{x}_q^t$  — вектор мольных количеств зависимых компонентов резервуара  $q$  на интервале времени  $t$ .

— Согласно заданным макрокинетическим коэффициентам вычисление количества флюида, переносимого в  $q + 1$  резервуар, производится по формуле

$$\mathbf{b}_{q+1}^t = \alpha_q^t \cdot \sum_i \sum_j a_{ij} \mathbf{x}_{qj}^t,$$



где  $i, j$  — индексы соответственно независимых и зависимых компонентов, входящих в состав флюида в  $q$ -м резервуаре,  $i \in N$ ,  $j \in L$ ,  $L$  — общее количество зависимых компонентов,  $a_{ij}$  — коэффициенты матрицы  $A$ . Макрокинетические коэффициенты потока флюида  $\alpha_q^t$  либо фиксированы для каждого резервуара в течение всего вычислительного процесса, либо могут пересчитываться в промежутке между интервалами времени по встроенным алгоритмическим операторам.

— Определение химического состава  $(q + 1)$ -го резервуара с учетом входящего флюида

$$\mathbf{b}'_{q+1} = \mathbf{b}'_{q+1}{}^{t-1} + \mathbf{b}'_{\alpha q}{}^t.$$

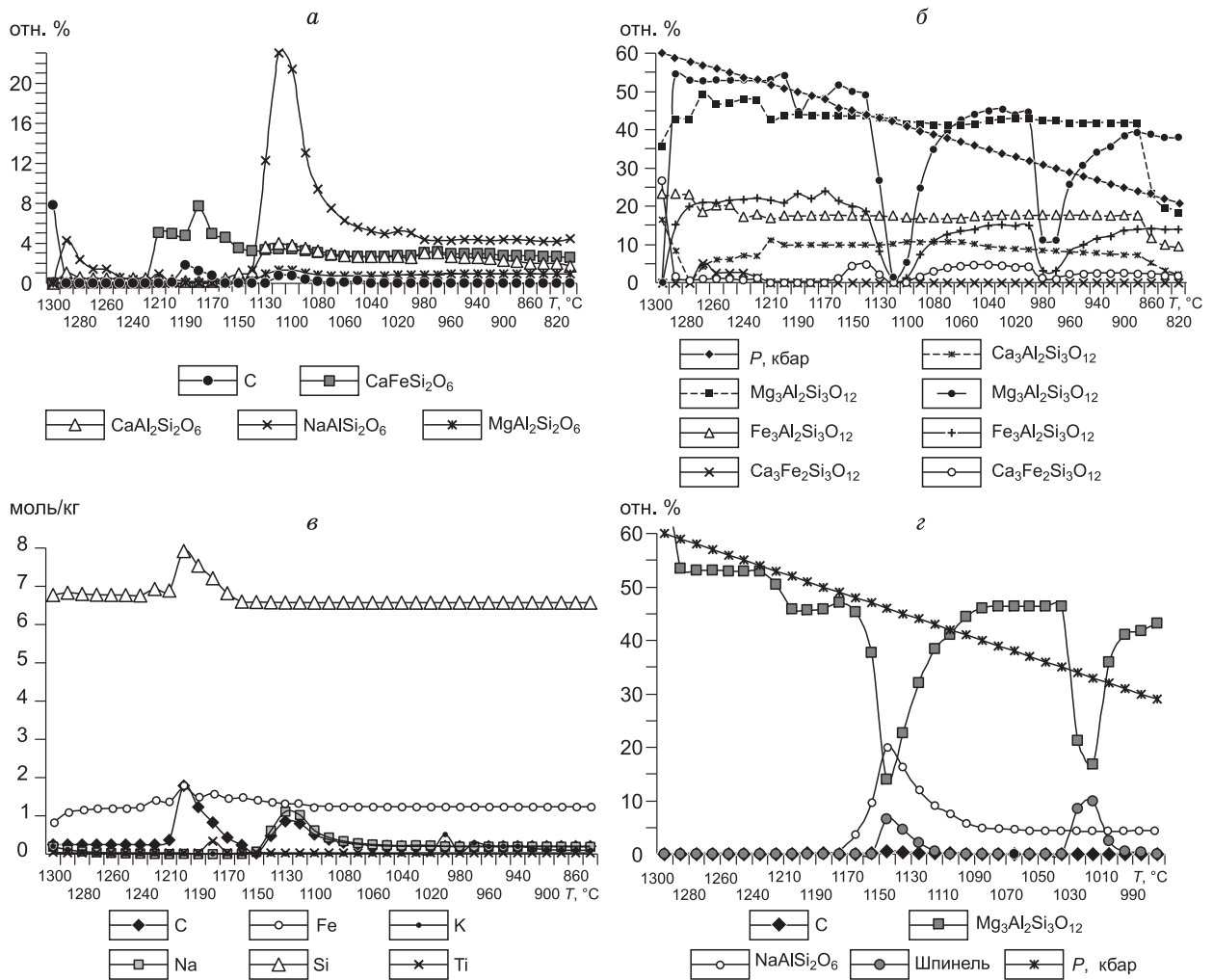
Таким образом, происходит переход к следующему резервуару в цепочке, имитирующий процесс просачивания флюида через толщу вмещающих пород.

Вышеуказанные пункты выполняются последовательно для цепочки резервуаров внутри одного временного интервала до достижения  $Q$ -го резервуара. На следующем  $t + 1$  интервале повторяются аналогичные действия, но в вычислениях используются измененные составы резервуаров, рассчитанные на предыдущем интервале  $t$ . Вычислительный процесс продолжается до истечения всех заданных  $t_n$  интервалов времени.

### МЕТОДИКА ЧИСЛЕННОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ «РАВНОВЕСНОЙ» ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКОЙ ДИНАМИКИ МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В ЛИТОСФЕРЕ

Содержательность моделирования равновесной физико-химической динамики эволюции составов магматогенных надастеносферных флюидов при взаимодействии с породами литосферы зависит от полноты и добротности используемых термодинамических баз данных [Reid et al., 1977; Chase et al., 1985; Berman, 1988; Yokokawa, 1988; Holland, Powell, 1998; SUPCRT..., 1998]. Для рассматриваемого типа задач выбор подходящего набора баз данных (БД) представляет определенные сложности [Шарапов, Кудрявцева, 2003; Шарапов и др., 2004]. Для численного описания физико-химической эволюции составов пород литосферы при 270—500 °С данные численного моделирования сопоставлены с результатами физического моделирования [Шарапов и др., 2007]. Сравнение показало удовлетворительное согласие для набора баз данных s\_DUMP.DB, g\_Reid.DB, g\_Yokokawa.DB [Карпов и др., 1994]. Верификацию численных расчетов для литосферной мантии выполнить сложно из-за отсутствия физических экспериментов в необходимой области  $P$ - $T$ -условий. Косвенная оценка реалистичности полученных реализаций минеральных равновесий определялась на основе совпадения виртуальных составов минеральных ассоциаций с составами первичных и вторичных минеральных ассоциаций в мантийных ксенолитах. Поэтому при моделировании равновесной физико-химической динамики взаимодействия «магматический флюид—порода» в вычисляемую матрицу вводились только наблюдаемые минеральные ассоциации мантийных пород и продуктов их метасоматического изменения [Ащепков, 1991; Соловьева и др., 1994; Sixth..., 1995; Головин и др., 2007; Kamenetsky et al., 2007; Ревердатто и др., 2008]. Дополнительная информация содержится в данных изучения состава минеральных включений в алмазах [Соболев и др., 1976, 1981, 2008; Ефимова и др., 1983; Задгенизов и др., 2001], состава флюидных включений [Чепуров и др., 1985; Томиленко, 2006] и оценок  $p_{O_2}$  [Кадик и др., 1989, 1997]. В отношении оценки алмазности литосферных пород такие данные ограничены. В литературе присутствует лишь один систематически изученный случай зависимости содержания алмазов от составов гранатов и клинопироксенов в одном образце [Степанов и др., 2007]. Совокупность перечисленных критериев создает основу для оценки реалистичности получаемых распределений минеральных ассоциаций по траектории фильтрации потока флюидов.

Физическое моделирование воздействия потока восстановленных газов на ультрабазиты при  $T \sim 800$ —1200 °С показало [Мазуров и др., 2008], что характерной особенностью изменения гранатовых лерцолитов является разложение пироповых гранатов с выделением шпинелидов и отложением кальциевого граната, а также появление капель кислого стекла в участках плавления поверхности образцов, обдуваемых газовым потоком [Шарапов и др., 2006]. Внутри породы вокруг зерен гранатов образуются келифитовые каймы, аналогичные таковым в ксенолитах. Присутствие самородного железа и графита в зонах непосредственного воздействия потоков восстановленного газа является обязательным для продуктов метасоматического преобразования исходной породы. Как видно из приведенного примера, за исключением отсутствия амфибола и слюд, как структурные, так и вещественные продукты преобразования в образцах гранатовых лерцолитов и гарцбургитов аналогичны природным (характер диспергирования, продукты плавления и солидификации). Отметим, что в изученных нами и рассмотренных в литературе ксенолитах гранатовых лерцолитов из щелочных базальтов Забайкалья и Монголии, а также в ксенолитах ультрабазитов из кимберлитов СП обычны минеральные ассоциации с графитом, но не зафиксировано постоянного присутствия самородного железа. В алмазах включения самородного железа фиксировались неоднократно [Соболев и др., 1981; Солодова и др., 2008].



**Рис. 2.** Соотношения составов минералов и углерода в твердой фазе по разрезу модельной мантийной литосферы лерцолитового состава при воздействии восстановленного астеносферного флюида.

*a* — корреляция содержания углерода (алмаз, графит) составом равновесного клинопироксена при давлении 20—60 кбар; *б* — начальное распределение состава граната ( $t_0$ ) и его изменение при воздействии флюида состава  $\text{CO}_2 = 4$ ,  $\text{CO} = 67$ ,  $\text{H}_2 = 12$ ,  $\text{CH}_4 = 0.04$ ,  $\text{H}_2\text{O} = 3.6$ ,  $\text{N}_2 = 3.3$  отн.%,  $\lg p_{\text{O}_2} = -17$  для  $t_n = 50$ ; *в* — распределение мольных количеств петрогенных компонентов в «лерцолитовой» литосфере для случая  $t_n = 50$  (*a*, *б*); *г* — совмещение максимумов содержаний алмаза, жадеитового минала и минимума пиропового минала; разложение граната выше границы алмазной фации с формированием шпинели при  $t_n = 12$ , исходный состав флюида аналогичен (*б*).

Поэтому при физико-химическом моделировании равновесной динамики метасоматического преобразования деплетированных пород литосферы СП можно исходить из отмеченных выше составов газовой фазы в расплавных включениях минералов щелочных базальтов и наблюдаемых в шлифах минеральных ассоциаций ультрабазитов [Базарова, Кепежинская, 1975; Томиленко, 2006; Головин и др., 2007; Kamenetsky et al., 2007] и их высокотемпературных изменений [Агафонов, Гончаренко, 1985; Соловьева и др., 1994], а также можно исключить для флюидов выше алмазной фации существование условий восстановления железа до самородного состояния.

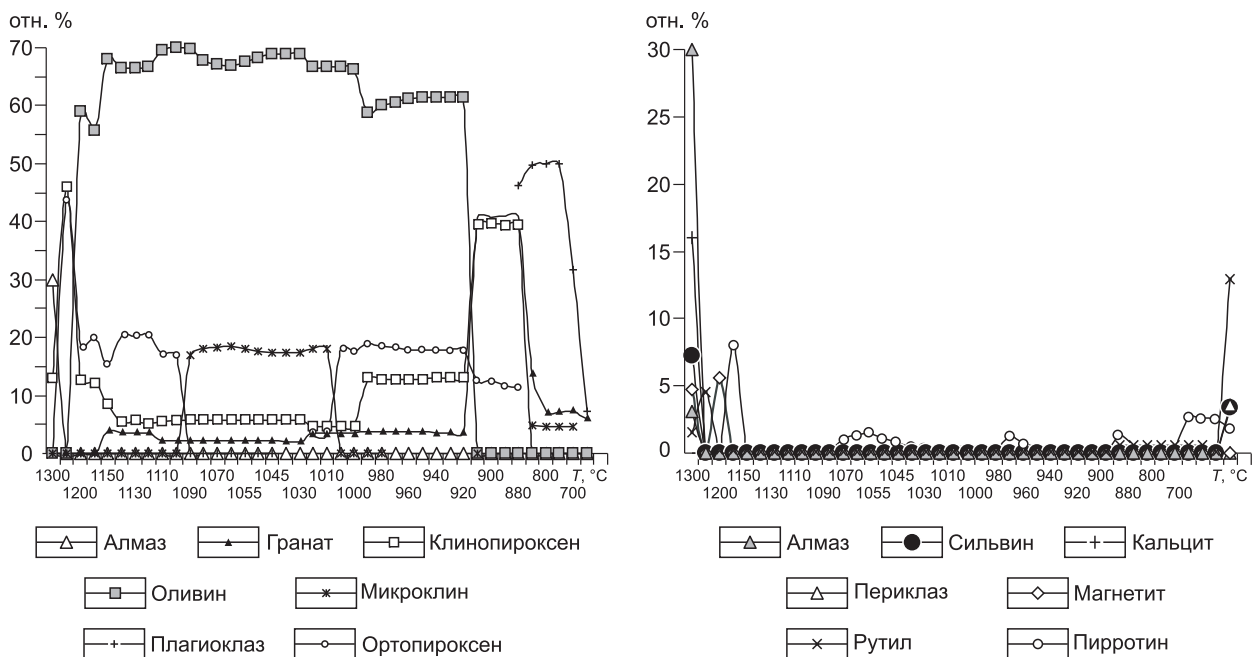
Как следует из данных изучения вторичных изменений в породах мантийной части литосферы СП, Забайкалья и Монголии [Кепежинская, 1979; Ащепков, 1991; Соловьева и др., 1994], наиболее показательными являются продукты разложения гранатов и сопряженных с ними минералов, составы вновь образованных гранатов и пироксенов. При этом различают метасоматические изменения и жильные выполнения [Соловьева и др., 1994]. В данной работе используются две модификации численных моделей для верификации результатов физико-химического моделирования: субстрат, в котором наиболее отчетливо могли проявиться особенности комплекса вторичных изменений, моделирование сочетания процессов отложения из газовой фазы в трещинах и метасоматоза в массиве породы. Численные эксперименты проведены для  $P \cong 6$ —60 кбар и  $T \cong 700$ —1300 °C в мантийной континентальной литосфере, с земной

корой  $\approx 40$  км толщиной. Выбор составов флюидов, отделяющихся от астеносферного магматического очага, достаточно сложен. По существующим оценкам, современные значения  $p_{O_2}$  в литосфере принимают значения в области между IW и QFM буферами, тогда как более глубокие зоны верхней и нижней мантий характеризуются, скорее, более низкими значениями  $p_{O_2}$  [Кадик, 2003; Симаков, 2003]. Примерно в том же интервале оцениваются  $p_{O_2}$  при плавлении базитовых магм [Green, 2006]. Данные экспериментального воспроизведения условий формирования алмазов [Чепуров и др., 1985; Федоров и др., 1991; Пальянов и др., 1998, 2000] также определяют выбор составов магматических газов с  $p_{O_2}$  порядка IW буфера и не выше гематит-магнетитового равновесия. Флюиды, по аналогии с базитовыми и остаточными в них «рудными» расплавами [Шарапов и др., 2000], выносили из астеносферного расплава с помощью экстрагентов (C-H-O-S-N-Cl-F) петрогенные компоненты (Ca, Si, Ti, Fe, K и Na). Максимальный шаг между резервуарами по температуре (при  $n = 20-40$ ) был не более  $50^\circ\text{C}$ , в области границ минеральных фаций величина шага составляла по температуре  $5-10^\circ\text{C}$ , по давлению —  $0.5-2$  кбар.

### ТЕСТИРОВАНИЕ РАСЧЕТНОЙ СХЕМЫ ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКОЙ ДИНАМИКИ ДЛЯ СЛУЧАЯ ФОРМИРОВАНИЯ МИНЕРАЛЬНОЙ АССОЦИАЦИИ АЛМАЗНОЙ ФАЦИИ

Тестирование расчетной схемы физико-химической динамики в области физико-химических условий образования алмазосодержащих минеральных ассоциаций состояло в воспроизведении ассоциации минеральных включений в алмазе [Соболев и др., 1976, 1981, 2008; Ефимова и др., 1983; Задгенизов и др., 2001] и в воспроизведении распределения алмазов в уникальном алмазосодержащем ксенолите эклогита [Степанов и др., 2007]. В нем алмазы фиксируются только в той части, где в клинопироксене максимальное количество жадеитового минала. В зонах максимального содержания пиропового минала в гранате и максимально магнезиального клинопироксена алмазы отсутствуют.

Пусть модельный состав литосферы представлен лерцолитом. В качестве аналога использован образец мантийного ультрабазита из гребня Срединно-Атлантического хребта [Геологические..., 1991], мольные количества петрогенных компонентов составляют (моль/кг): Si  $\approx 7.45$ ; Ti  $\approx 0.575$ ; Al  $\approx 1.57$ ; Fe  $\approx 1.80$ ; Mn  $\approx 0.02$ ; Mg  $\approx 4.25$ ; Ca  $\approx 1.536$ ; Na  $\approx 0.42$ ; K  $\approx 0.21$ ; O  $\approx 26.174$ . Выбор образца связан с тем, что эта порода ранее использовалась для физических экспериментов [Шарапов и др., 2007]. При квазилинейном распределении температуры и давления для  $t_n = 19$  получаем следующее распределение составов минералов (рис. 2, а). Существует качественное совпадение при сравнении наблюдаемых кривых в работе [Степанов и др., 2007] и приведенных расчетов.



**Рис. 3. Распределение минеральных ассоциаций для разреза литосферы, отвечающего данным таблицы по составу слоев; случай восстановленного флюида с высоким содержанием петрогенных компонентов в магматическом газе.**

Основные изменения пород сопряжены с областью, примыкающей к астеносфере, где возможны карбонатизация и засоление с развитием плавления по схеме [Weily, 1995]. Содержание во флюиде (отн.%):  $\text{CO}_2 = 1$ ,  $\text{CO} = 14$ ,  $\text{H}_2 = 10$ ,  $\text{CH}_4 = 0.02$ ,  $\text{H}_2\text{O} = 3.5$ ,  $\text{N}_2 = 13$ .

Минеральные ассоциации в модельных участках отложения алмаза из газовой фазы (рис. 2, 3) согласуются с описанными включениями минералов в алмазе в цитированных выше работах. Не удалось только получить в численных экспериментах флогопита ни в алмазной, ни в графитовой области гранатовой фации. Оценки  $p_{O_2}$  во флюидах не расходятся с данными [Кадик и др., 1989, 1997].

Вторичные изменения в указанном случае, как и в других мантийных ксенолитах из кимберлитов СП и щелочных базальтов Забайкалья и Монголии, при уменьшении температуры и давления состоят в амфиболитизации породы, появлении слюд и шпинели [Кеппингас, 1979; Ащепков, 1991; Соловьева и др., 1994]. Существование в моделируемой динамической системе как первого уровня, где возникает алмазосодержащая ассоциация, так и более высокой области в разрезе литосферы, где происходят указанные изменения состава пород (см. рис. 2), является закономерным следствием эволюции флюида. Отметим, что полученный в расчете минеральный состав продуктов разложения граната и клинопироксена совпадает с составами келифитовых каемок вокруг зерен граната и реакционных оторочек у границ ортопироксенов, оливинов и клинопироксенов. Полученные соотношения между наблюдаемыми в реальных лерцолитах и в численных расчетах качественно согласуются. Эти результаты позволяют надеяться, что модель равновесной физико-химической динамики описывает процессы перераспределения петрогенных компонентов в многослойной континентальной литосфере при воздействии надастеносферных магматических флюидов.

### МОДЕЛИРОВАНИЕ ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКОЙ ДИНАМИКИ ОБРАЗОВАНИЯ МЕТАСОМАТИЗИРОВАННЫХ СУБСТРАТОВ В ЛИТОСФЕРЕ СП

В качестве модели литосферы СП принималась слоистая литосфера до глубин  $\cong 150$  км, состав которой в первом приближении отвечает ее схеме по [Pokhilenko et al., 1999]. Конкретные составы слоев задавались по анализам ксенолитов мантийных пород, предоставленных И.В. Ащепковым, А.В. Головиным, и литературным данным [Васильев, Золотухин, 1975; Ножкин, Туркина, 1993] (таблица). Переходная область от астеносферы к литосфере аппроксимирована составом стекловатого меймечита [Васильев, Золотухин, 1975]. Без предварительного метасоматического изменения такого состава литосферы при конвективном прогреве получить наблюдаемые в эффузивных разрезах выплавки затруднительно.

Модельный состав слоев литосферы СП от астеносферы до гранулитовой фации,  
построенный на базе указанных в тексте данных

Слой	Порода	R	Компонент	
			мас.%	моль/кг
Нижняя земная кора	Гранулитовая фация	35—40	SiO <sub>2</sub> — 66, Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> — 21.2, TiO <sub>2</sub> — 0.62, FeO* — 0.45, MnO — 0.1, MgO — 1.44, CaO — 4.65, Na <sub>2</sub> O — 3.4, K <sub>2</sub> O — 1.42, P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> — 0.21	Si — 10.98, Al — 15.56, Ti — 0.77, Fe — 0.626, Mn — 0.014, Mg — 0.357, Ca — 0.829, Na — 1.24, K — 0.3, P — 0.029, O — 29.38
Мантийная литосфера	Эклогиты	32—34	SiO <sub>2</sub> — 48.1, Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> — 11.6, TiO <sub>2</sub> — 0.62, FeO* — 8.4, MnO — 0.17, MgO — 18, CaO — 11.2, Na <sub>2</sub> O — 1.1, K <sub>2</sub> O — 0.21, P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> — 0.2	Si — 8.005, Al — 2.27, Ti — 0.71, Fe — 1.169, Mn — 0.024, Mg — 4.466, Ca — 1.99, Na — 0.254, K — 0.044, P — 0.18, O — 27.5
	Лерцолиты	27—31	SiO <sub>2</sub> — 44.7, Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> — 3.71, TiO <sub>2</sub> — 0.2, FeO* — 8.8, MnO — 0.11, MgO — 38.9, CaO — 2.9, Na <sub>2</sub> O — 0.35, K <sub>2</sub> O — 0.08, P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> — 0.1	Si — 7.44, Al — 0.308, Ti — 0.012, Fe — 1.22, Mn — 0.0155, Mg — 9.652, Ca — 0.517, Na — 0.112, K — 0.0168, P — 0.014, O — 26.88
	Гарцбургиты	6—30	SiO <sub>2</sub> — 44.4, Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> — 1.58, TiO <sub>2</sub> — 0.1, FeO* — 8.15, MnO — 0.16, MgO — 42.57, CaO — 1.4, Na <sub>2</sub> O — 0.16, K <sub>2</sub> O — 0.34, P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> — 0.054	Si — 7.39, Al — 1.208, Ti — 0.0125, Fe — 1.113, Mn — 0.0225, Mg — 10.56, Ca — 0.249, Na — 0.031, K — 0.072, P — 0.122, O — 27.84
	«Обогащенные» гипербазиты	3—5	SiO <sub>2</sub> — 44.4, Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> — 1.8, TiO <sub>2</sub> — 0.2, FeO* — 8.9, MnO — 0.16, MgO — 41.5, CaO — 1.5, Na <sub>2</sub> O — 0.2, K <sub>2</sub> O — 0.3, P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> — 0.07	Si — 7.39, Al — 1.38, Ti — 0.25, Fe — 1.238, Mn — 0.022, Mg — 10.29, Ca — 0.267, Na — 0.064, K — 0.063, P — 0.01, O — 27.275
	Ультрабазиты «подслаивания»	1,2	SiO <sub>2</sub> — 40.57, Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> — 7.57, TiO <sub>2</sub> — 5.1, FeO* — 14.44, MnO — 0.23, MgO — 12.96, CaO — 13, Na <sub>2</sub> O — 0.58, K <sub>2</sub> O — 2.7, P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> — 0.88	Si — 6.75, Al — 1.484, Ti — 0.638, Fe — 2.07, Mn — 0.032, Mg — 3.215, Ca — 2.318, Na — 0.186, K — 0.547, P — 0.122, O — 21

Примечание. R — номера резервуаров в системе источник флюида—проточный реактор, поток флюидов направлен по возрастанию номеров; однослойная мантийная литосфера в расчетах аппроксимирована слоем лерцолита указанного в тексте состава.

\* Суммарное железо в форме FeO.



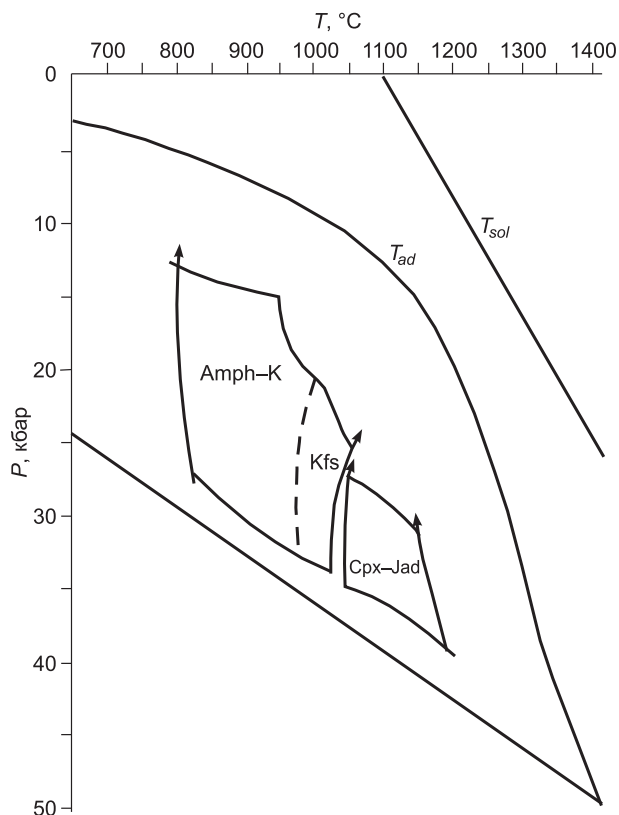
Очевидно, что рассмотренные выше эффекты вторичных преобразований в субстратах из-за высокой степени их деплетированности могут быть связаны главным образом с привнесом в отдельные части разреза мантийной литосферы петрогенных компонентов.

Учитывая изложенные выше пространственные зависимости петрохимических типов выплавов в структурно-геологических областях СП и возможного положения границы астеносферы под ними [Шарапов и др., 2007], рассматривается равновесная физико-химическая динамика образования метасоматизированных субстратов в литосфере для двух случаев: граница литосферы находится на глубинах ~100—130 км (переход графит-пироповой фации в алмазную); граница литосферы находится ниже перехода графит—алмаз (150—200 км) (см. рис. 1).

Поскольку реальные составы астеносферных магматических газов неизвестны, так же как и температурные профили при метасоматических преобразованиях в литосфере, то численное моделирование равновесной физико-химической динамики сводилось к процедуре статистического перебора различных вариантов взаимодействия потоков флюида некоторых составов с выбранными выше составами пород для распределения температур, отвечающих различным временам прогрева литосферы над границей отделения летучих от астеносферного резервуара. При этом принималось, что в каждом отдельном случае состав флюида в астеносферном резервуаре на всем интервале расчетного времени оставался неизменным с постоянным соотношением содержаний в магматическом газе  $\text{CH}_4$ ,  $\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{CO}$ ,  $\text{CO}_2$ ,  $\text{N}_2$ ,  $\text{H}_2$ ,  $\text{S}_2$ ,  $\text{SO}_2$ ,  $\text{H}_2\text{S}$  и др., а также летучих соединений K, Na, P, Fe, Ti, Si, Mg, Ca. Были рассмотрены процессы метасоматоза для профилей температур от близких к начальному линейному профилю до смещенных к квази-адиабатическому распределению (см. рис. 1).

Было проведено более сотни расчетов с числом временных шагов от 5 до 150 и с объемной долей газовой фазы от 0.5 до 10 %. Основная часть расчетов проведена для содержания газа в гетерофазной системе ~2—4 %. Начальное содержание минералов оценивалось для данного температурного профиля при условии нулевого расхода флюида (см. рис. 2, б). Пример таких расчетов при воздействии флюидов с высоким содержанием петрогенных компонентов показан на рис. 3. Обобщение полученной расчетной информации выявило общую картину эволюции составов литосферной мантии при воздействии стационарного потока магматогенных флюидов. Можно выделить два крайних сценария развития метасоматического преобразования пород литосферной мантии.

— При отделении от астеносферы флюида, преимущественно состоящего из CO (сумма перечисленных выше газов в магматическом флюиде составляет 50—95 %), метасоматически измененные литосферные породы характеризуются следующей зональностью. 1. Область деплетирования (преимущественно K, Mn, P, Fe и слабо Si, Ti) и обогащения (Na, Ca) от границы фильтрации флюида с температурой солидуса ( $T = T_{sol}$ ) до температур 1110—1120 °C в диапазоне давлений 26—60 кбар. Виртуально присутствуют минеральные ассоциации, содержащие оливин, гранат, клинопироксен, ортопироксен, шпинель, периклаз, корунд, кварц, рутил, алмаз, пирротин, графит. 2. Область калишпатизации в интервале температур 1030—1100 °C и давлений 23—30 кбар; к отмеченной минеральной ассоциации добавляется калишпат. 3. Область амфиболизации при 950—1025 °C и 14—23 кбар; в метасоматизированной породе калишпат замещается моноклинным амфиболом. 4. Зона K-содержащих слюд при темпе-



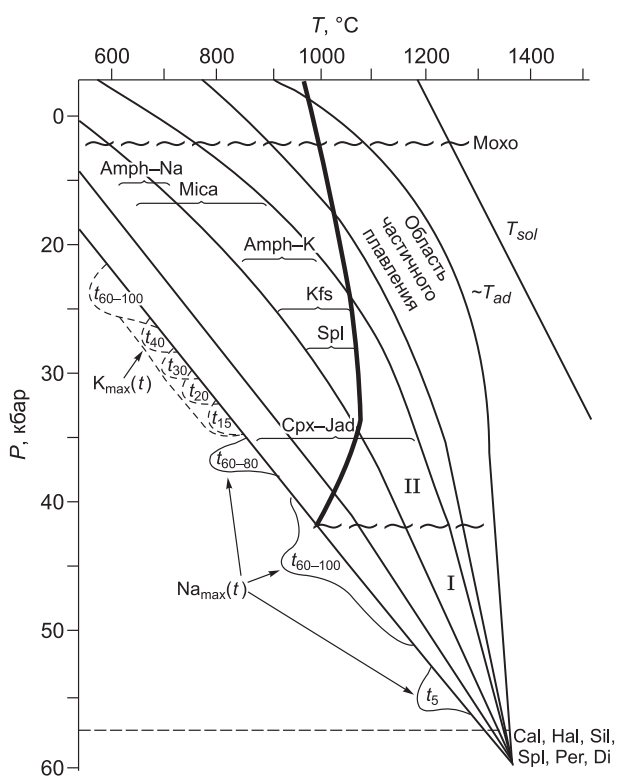
ратурой солидуса ( $T = T_{sol}$ ) до температур 1110—1120 °C в диапазоне давлений 26—60 кбар. Виртуально присутствуют минеральные ассоциации, содержащие оливин, гранат, клинопироксен, ортопироксен, шпинель, периклаз, корунд, кварц, рутил, алмаз, пирротин, графит. 2. Область калишпатизации в интервале температур 1030—1100 °C и давлений 23—30 кбар; к отмеченной минеральной ассоциации добавляется калишпат. 3. Область амфиболизации при 950—1025 °C и 14—23 кбар; в метасоматизированной породе калишпат замещается моноклинным амфиболом. 4. Зона K-содержащих слюд при темпе-

**Рис. 4. Формирование двухзонной структуры.**

Появление нижней зоны, где происходит локальное перераспределение «малоподвижных» петрогенных компонентов (Ca, Mg), несколько более масштабные перемещения Ti, Si, Fe, существенное перераспределение Na и полное деплетирование пород по Mn, K, P; развитие верхней зоны обогащения метасоматизированных пород калием. Amph-K — моноклинный калиевый амфибол; Kfs — калиевый полевой шпат; Cpx-Jad — моноклинный пироксен с повышенным содержанием жадеитовой «молекулы»;  $T_{ad}$  — адиабатическая температура;  $T_{sol}$  — температура солидуса для субстрата.

**Рис. 5. Модель метасоматического проявления раздельно-волнового перераспределения Na и K в литосферном субстрате с развитием различных минералого-петрохимических уровней изменения первичных пород, которым могут отвечать специфические по составу базитовые выплавки.**

Жирная кривая отвечает кривой плавления метасоматизированных ультрабазитов, по [Green, 2006]; кривые  $T_{ad}$ ,  $T_{sol}$  приведены по [Green, 2006]; значения  $t$  соответствуют временным шагам; I — уровень деплетирования мантийной литосферы, II — уровень обогащения мантийной литосферы щелочами ниже границы Мохо; Amph-Na — моноклинный натровый амфибол, Mica — слюда, Spl — шпинель, Cal — кальцит, Hal — галит, Sil — сильвин, Per — периклаз, Di — диопсид. Вычисления сделаны для содержаний газа в потоке 2—4 %. Ост. усл. обозн. см. на рис. 4.



ратуре меньше 950 °С появляется в случае относительно окисленных исходных флюидов или буферирования потока отработанных флюидов исходным субстратом литосферы (рис. 4).

— Магматический флюид, в котором «петрогенные газы» (KCl, NaCl, CaF<sub>2</sub> и т.д.) составляют более 50 %, вызывает процессы преобразования пород в подошве литосферной мантии типа интенсивной сублимации с деплетированием из исходного субстрата большинства петрогенных компонентов и засолонением и кальцитизацией возникающих метасоматических пород в подошве литосферы (см. рис. 3). Отметим, что при этом вынос железа сопровождается сульфидированием вышележащего разреза мантийных пород. В виртуальных реализациях формирование в мантии значительных зон гидратированных пород над областями сублимации и сульфидизации в данных условиях не фиксируется. При этом характерно проявление относительно широкой области калишпатизации и редукции области развития слюд. В области температур менее 850 °С характерно появление галита и сильвина. Хотя наличие вторичных солевых включений в минералах разных фаций мантийной литосферы отмечается постоянно [Томиленко, 2006], масштабы реальных явлений «засолонения» пород литосферы над астеносферой по результатам расчетов не определяются.

Динамика метасоматического преобразования деплетированных мантийных пород литосферы характеризуется двумя главными элементами. Во-первых, формируется двухзонное строение. В нижней зоне происходит локальное перераспределение «малоподвижных» петрогенных компонентов (Ca, Mg), несколько более масштабные перемещения Ti, Si, Fe, существенное перераспределение Na и полное деплетирование пород по Mn, K, P. В верхней зоне осуществляется обогащение метасоматизированных пород калием (см. рис. 4). Во-вторых, проявляется раздельно-периодичное перераспределение Na и K (рис. 5). Несложно видеть, что причиной этих процессов является наличие в нижней зоне такого минерального носителя натрия, как клинопироксен, а в верхней зоне калиевых минералов — калишпата, амфибола и слюд. При этом по мере распространения тепла с ростом температуры в литосфере происходит смещение вверх раздела между нижней и верхней зонами, который в первом приближении отвечает  $PT$  уровню гидратирования исходных пород (см. рис. 2—5).

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

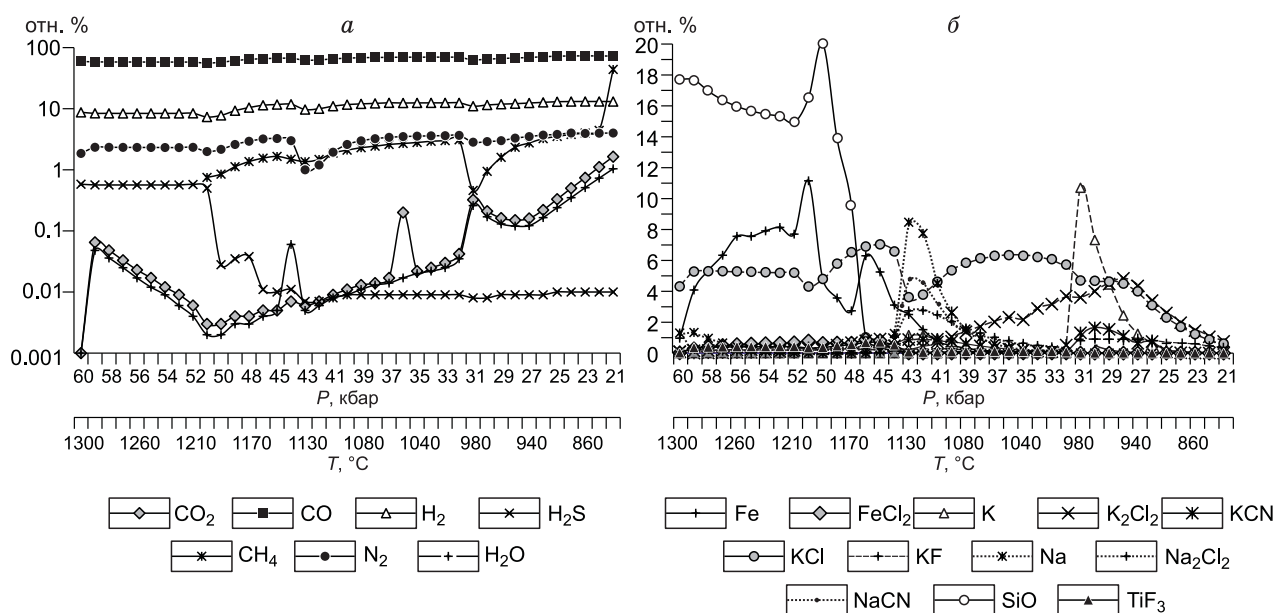
Полученные результаты показывают, что в одном цикле надастеносферного метасоматического воздействия магматических флюидов на континентальную мантийную часть литосферы в ней может возникнуть минеральная и петрохимическая зональность, отвечающая схеме Д. Грина [Green, 2006]. Таким образом, становится вероятным появление распределенных в метасоматизированной литосфере разноразмерных очагов базитовых выплавок, состав которых будет отвечать метасоматическим зонам и, следовательно, меняться снизу вверх от щелочных базальтов до толеитов. Показанные соотношения метасоматических зон были качественно предсказаны ранее в форме общего тренда эволюции мантийных флюидов иркутскими коллегами [Летников и др., 1977]. Оценки глубин появления различных составов выплавок из метасоматизированного субстрата в разрезе литосферы в присутствии флюида, состоящего

из компонентов С-Н-О, и меняющихся величин  $p_{O_2}$ , приведены в работе [Green, 2006]. Отметим, что полученное изменение составов астеносферных флюидов заставляет сомневаться в отмеченных представлениях о водно-углекислотном или водно-метановом составе флюидов в алмазной фации континентальной мантии под кратонами СП. На рис. 6 приведены расчеты равновесных содержаний основных составов газовой фазы в перцолитовом субстрате как в отношении «потенциалообразующих» соединений, так и экстрагируемых «петрогенные» компоненты. Их характеристики близки соотношениям составов газовой фазы, получаемых и для слоистой литосферы типа набора пород (см. таблицу).

Таким образом, метасоматические преобразования деплетированных толщ континентальной литосферы астеносферными восстановленными флюидами сводятся к формированию разнородных по петрохимическому и минеральному составам зон. При этом только образование областей гидратирования деплетированных ультрабазитовых пород при температурах менее 1100 °С предопределяет появление над астеносферой областей плавления толеитовых магм [Шарапов и др., 2007]. Указанные динамические характеристики метасоматической переработки континентальной литосферы под кратонами СП могли быть одной из основных причин появления в литосфере сопряженных или отдельных областей частичного плавления с разными составами базитовых магм. Заметим, что пространственно-временное разделение областей обогащения мантийных пород Na и K может привести к формированию разноглубинных очагов субщелочных и щелочных расплавов или их различной пространственной специализации по содержаниям этих компонентов [Кеппежинская, 1979]. Как следует из схемы плавления метасоматизированных литосферных субстратов [Green, 2006], при подходящих значениях давления и температуры отдельные реализации типов метасоматических преобразований могут отвечать различным составам базитовых магм.

При исследовании природы циклических лавовых разрезов пермотриасовых траппов северо-запада и севера СП [Sharma, 1997; Феоктистов и др., 1999; Федоренко, 2003; Рябов и др., 2005] полученные результаты позволяют объяснить резкую изменчивость составов и антидромность трендов в отдельных циклах. При этом различная локальная проницаемость толщ литосферы может приводить к широким вариациям в составах метасоматизированных субстратов и в температурных условиях плавления. Отметим, что обычно обсуждаемые в современных петрогенетических построениях «деплетированность» или «обогащенность» базитовых выплавов примесными элементами, как и величины изотопных отношений отдельных элементов в них, по причине недостаточности использованного метода в работе не оцениваются.

Очевидно, что использованное приближение позволяет исследовать только качественную картину изменения перечисленных выше параметров, контролирующих изменение состава мантийного субстрата над астеносферой путем варьирования составов флюидов в астеносферном «резервуаре» по постоянным



**Рис. 6. Неизотермическая пространственная эволюция составов восстановленных флюидов для квазистационарного этапа в локальных точках системы  $t_n = 50$ , показанная метасоматическая зональность отвечает таковой (см. рис. 2).**

*a* — «потенциалообразующие» газы, *б* — «петрогенные» соединения в газовой фазе.

распределением температуры в литосфере. Определенные сложности петрогенетической интерпретации таких численных экспериментов определяются следующими обстоятельствами. Достижение квазиadiaбатического профиля температуры в литосфере в процессе конвективного прогрева [Green, 2006] довольно длительный процесс (см. рис. 1). В то же время модельные физико-химические изменения в составе пород и локальных значений  $p_{O_2}$  в используемом подходе [Чудненко и др., 1999] — процесс достаточно быстрый. Пока в таком процессе не учитывается возможность параллельного плавления пород, особых проблем при интерпретации нет. Если же иметь в виду, что появление базитовых выплавок в литосфере ограничивается текущим уровнем развития амфибола и слюд, то ему теоретически должна соответствовать и степень локального плавления при некоторых давлении и температуре. Пока не имеется численной схемы описания такого процесса, поэтому в данной работе совмещены полученные результаты и схема Д. Грина [Green, 2006] (см. рис. 5).

Таким образом, представленные результаты (см. рис. 4, 5) касаются подготовительной стадии изменения мантийного субстрата континентальной литосферы на астеносферным потоком флюида до начала плавления. Появление хотя бы одного литосферного очага плавления существенно меняет эволюцию мантийно-коровой магматической системы: возникший расплав становится «гидравлическим затвором» для потока астеносферного флюида вплоть до момента его насыщения по одному из содержащихся в астеносферном флюиде газов; начавшееся после этого перманентное кипение расплава изменит характеристики метасоматического процесса в литосфере над верхней границей данного очага плавления.

Если возникает несколько областей плавления, то в каждой из них реализуется отмеченная ситуация. Поэтому последующие стадии эволюции магматической системы требуют специального анализа в рамках использованной или иной динамической схемы. Предсказать результаты влияния кипения магмы в возникших в литосфере магматических очагах и воздействия на породы земной коры потока флюида, отделяющегося от наиболее верхнего из сосуществующих магматических очагов, пока затруднительно.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Численное моделирование неизотермической физико-химической динамики воздействия восстановленных астеносферных флюидов позволяет показать возможную причину реализации эмпирической схемы [Green, 2006] развития разноуровневых зон плавления литосферы СП над горячими точками как под областями перманентного растяжения земной коры на границе с кратонами [Sheth, 1999], так и под древними кратонами [Pokhilenko et al., 1999; Никулин и др., 2001]. При метасоматической переработке на астеносферной континентальной мантии восстановленными магматическими флюидами формируется следующая последовательность зон: 1) интенсивных сублимации и деплетирования исходных пород по большинству петрогенных компонентов, сопровождающихся зауглероживанием, засолонением и карбонатизацией «рестита», 2) обогащения Si и Fe с отложением углерода деплетированных по Na, K, P, Mn исходных пород, 3) формирования обогащенных Na алмазоносных лерцолитов, 4) обогащенных K гидратированных пород, 5) гидратированных пород без обогащения петрогенными компонентами. Первая зона может отвечать области формирования кимберлитовых расплавов, третья и четвертая — могут быть субстратами выплавления щелочных, а пятая — толеитовых базитовых магм.

В работе получена одноактная динамическая картина неизотермического метасоматического процесса. Как следует из данных [Соловьева и др., 1994, Pokhilenko et al., 1999; Феоктистов и др., 1999], подобных актов метасоматической переработки литосферы СП было несколько. Дополнительные изменения возникают и при внедрении магм в промежуточные очаги. Поэтому количественный анализ такого комплекса эндогенных процессов для разных регионов СП требует создания адекватной картины ее составов и структуры в конкретных сегментах СП и построения адекватной математической модели взаимодействия астеносферы и многослойной литосферы.

Авторы признательны В.И. Белеванцеву, Ю.Н. Пальянову, Э.С. Персикову, И.Д. Рябчикову, Н.В. Соболеву, А.А. Томиленко, А.И. Чепурову за содержательное обсуждение проблемы и конструктивную критику рукописи. Мы благодарны за помощь при подготовке графических приложений Л.Г. Бишаевой.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (гранты 08-05-00647, 08-05-00106) и проекта РНП.2.1.1.702.

## ЛИТЕРАТУРА

- Агафонов Л.В., Гончаренко А.А.** Деформационные структуры и термометаморфизм ультрабазитов глубинных включений // Геология и геофизика, 1985 (8), с. 70—77.
- Ащепков И.В.** Глубинные ксенолиты Байкальского рифта. Новосибирск, Наука, 1991, 126 с.
- Базарова Т.Б., Кежежинская В.В.** Вторичные включения расплавов в мегакристах пироксена из щелочных базальтоидов Монголии // Термобарогеохимия и генетическая минералогия. Новосибирск, Наука, 1975, с. 87—92.



- Варгафтик Н.Б.** Справочник по теплофизическим свойствам газов и жидкостей. М., Гос. изд-во ФМЛ, 1963, 698 с.
- Васильев Ю.Р., Золотухин В.В.** Петрология ультрабазитов севера Сибирской платформы. Новосибирск, Наука, 1975, 269 с.
- Геологические** исследования в Центральной Атлантике. Новосибирск, ОИГГМ СО РАН, 1991, 185 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.
- 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.
- Задгенизов Д.А., Ефимова Э.С., Логвинова А.М., Шацкий В.С., Соболев Н.В.** Включения ферропериклаза в микроалмазе из кимберлитовой трубки Удачная, Якутия // Докл. РАН, 2001, т. 377, № 3, с. 381—384.
- Золотухин В.В., Виленский А.М., Дюжиков О.А.** Базальты Сибирской платформы. Новосибирск, Наука, 1989, 246 с.
- Кадик А.А.** Восстановленные флюиды мантии: связь с химической дифференциацией планетарного вещества // Геохимия, 2003, № 9, с. 928—940.
- 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.
- Кепежинская В.В.** Кайнозойские щелочные базальтоиды Монголии и их глубинные включения. М., Наука, 1979, 305 с.
- Когарко Л.Н., Kurat G., Ntaflos T.** Карбонатный метасоматоз мантии о-ва Фернандо де Наронья, Бразилия // Глубинный магматизм, его источники и их связь с плюмовыми процессами. Иркутск; Улан-Удэ, 2004, с. 35—54.
- Костровицкий С.И., Морикио Т., Серов И.В., Яковлев Д.А., Амиржанов А.А.** Изотопно-геохимическая систематика кимберлитов Сибирской платформы // Геология и геофизика, 2007, т. 48 (3), с. 350—371.
- Кудрявцев В.А., Меламед В.Г., Шарапов В.Н.** К динамике регионального метаморфизма и палингенеза // Геология и геофизика, 1969 (6), с. 29—36.
- Летников Ф.А., Карпов И.К., Киселев А.И., Шкандрий Б.О.** Флюидный режим земной коры и верхней мантии. М., Наука, 1977, 216 с.
- Мазуров М.П., Шарапов В.Н., Фалеев В.А., Титов А.Т.** Экспериментальное исследование взаимодействия восстановленных газов с породами литосферы. Петрология литосферы и происхождение алмаза: Тезисы докл. Междунар. симпозиума, посвященного 100-летию со дня рождения В.С. Соболева, Новосибирск, 5—7 июня 2008 г. Новосибирск, Изд-во СО РАН, 2008, с. 56.
- Никулин В.И., Лелюх М.И., Фон-дер-Флаас Г.С.** Алмазопрогностика. Иркутск, АЛРОСА, 2001, 311 с.
- Ножкин А.Д., Туркина О.М.** Геохимия гранулитов. Новосибирск, Наука, 1993, 219 с.
- Пальянов Ю.Н., Сокол О.М., Борздов Ю.М., Соболев Н.В.** Экспериментальное исследование процессов кристаллизации алмаза в системах карбонат—углерод в связи с проблемой генезиса алмаза в магматических и метаморфических породах // Геология и геофизика, 1998, т. 39 (12), с. 1780—1792.
- Пальянов Ю.Н., Сокол А.Г., Хохряков А.Ф., Пальянова Г.А., Борздов Ю.М., Соболев Н.В.** Кристаллизация алмаза и графита в СОН-флюиде при *PT*-параметрах природного алмазообразования // Докл. РАН, 2000, т. 375, № 3, с. 384—388.
- Перепечко Ю.В., Шарапов В.Н.** Динамика плавления в океанической верхней мантии // Геология и геофизика, 2001, т. 42 (8), с. 1237—1248.
- Ревердатто В.В., Селятицкий Ю.В., Карсвелл В.А.** Геохимические различия «мантийных» и «коровых» перидотитов/пироксенитов в метаморфических комплексах высоких—сверхвысоких давлений // Геология и геофизика, 2008, т. 49 (2), с. 99—119.

- Ротман А.Я.** Субщелочные базиты кимберлитоконтролирующих структур восточной части Сибирской платформы: Автореф. дис. ... д.г.-м.н.. Новосибирск, ОИГГМ СО РАН 2002, 42 с.
- Рябов В.В., Шевко А.Я., Гора М.П.** «Аномальные» образования в траппах Сибирской платформы — показатели геодинамической обстановки формирования платобазальтов // Литосфера, 2005, № 4, с. 163—177.
- 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 В.С.** Петрология траппов Сибирской платформы // Труды Всесоюзного Арктического института, т. 43. Л., Главсерморпуть, 1936, 222 с.
- Соболев Н.В., Ефимова Э.С., Коптиль В.И., Лаврентьев Ю.Г., Соболев В.С.** Включение коэсита, граната и омфацинта 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.
- Соловьева Л.В., Лаврентьев Ю.Г., Егоров К.Н., Костровицкий С.И., Королюк В.Н., Суворов Л.Ф.** Генетическая связь деморфированных перидотитов и мегакристов граната из кимберлитов с астеносферными расплавами // Геология и геофизика, 2008, т. 49 (4), с. 281—301.
- Солодова Ю.П., Седова Е.А., Самосоров Г.Г., Титков С.В., Гошков А.И., Магазина Л.О., Сивцов А.В.** О включениях самородных элементов в алмазах // Петрология литосферы и происхождение алмаза: Тезисы докл. Междунар. симпозиума, посвященного 100-летию со дня рождения В.С. Соболева, Новосибирск, 5—7 июня 2008 г., Новосибирск, Изд-во СО РАН, 2008, с. 95.
- Степанов А.С., Шацкий В.С., Зегенизов Д.А., Соболев Н.В.** Причины разнообразия морфологии и примесного состава алмазов из эклогита трубки Удачная // Геология и геофизика, 2007, т. 48 (9), с. 974—988.
- Суворов В.Д., Парасотка Б.С., Черный С.Д.** Глубинные сейсмические исследования в Якутии // Физика Земли, 2000, № 7—8, с. 94—113.
- 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.
- Траппы Сибири и Декана: черты сходства и различия / Ред. Г.В. Поляков.** Новосибирск, Наука, 1991, 213 с.
- Федоренко В.А.** Геохимические типы платовулканических пород севера Сибирской платформы // Руды и металлы, 2003, № 1, с. 45—54.
- Федоров И.И., Чепуров А.И., Осоргин Н.Ю., Сокол А.Г., Соболев Н.В.** Экспериментальное и термодинамическое моделирование флюида С-О-Н в равновесии с графитом и алмазом при высоких *P-T*-параметрах // Докл. АН СССР, 1991, т. 320, № 3, с. 710—712.
- Феоктистов Г.Д., Ротман А.Я., Владимиров Б.Д.** Петрохимия базит-ультрабазитовых формаций палеозоя—мезозоя Сибирской платформы. Новосибирск, Наука, 1999, 140 с.
- Чепуров А.И., Федоров И.И., Соболев Н.В.** Взаимодействие алмаза и графита с сульфидными расплавами при высоком давлении // Минералы углерода в эндогенных процессах: Тезисы докл. Всесоюз. конференции «Самородное элементообразование в эндогенных процессах». Ч. 3. Якутск, 1985, с. 24—26.
- Чудненко К.В., Карпов И.К., Мазухина С.И., Бычинский В.А., Артименко М.В.** Динамика мегасистем в геохимии: формирование базовых моделей процессов и алгоритмы имитации // Геология и геофизика, 1999, т. 40, (1), с. 45—61.
- Шмонов В.М., Витовтова В.М., Жариков А.В.** Флюидная проницаемость пород земной коры. М., Научный мир, 2002, 216 с.
- Шарапов В.Н.** Функции распределения содержаний компонентов в разрезах флэд-базальтов Сибирской платформы как показатели эволюции магматической системы // Докл. РАН, 2004, т. 395, № 2, с. 241—246.

**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. 954—967.

**Шарапов В.Н., Акимцев В.А., Доровский В.Н., Перепечко В.Ю., Черепанов А.Н.** Динамика развития рудномагматических систем зон спрединга. Новосибирск, Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2000, 365 с.

**Шарапов В.Н., Акимцев А.Н., Ащепков И.В., Черепанов В.Н.** Динамика теплопереноса в разрезе трещиновато-пористой литосферы за границей кипения в мантийном промежуточном очаге // Геохимия, 2004, № 12, с. 1271—1284.

**Шарапов В.Н., Перепечко Ю.В., Мазуров М.П.** Мантийно-коровые флюидно-магматические системы зон спрединга // Геология и геофизика, 2006а, т. 47 (12), с. 1326—1343.

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

**Шарапов В.Н., Ионе К.Г., Мазуров М.П., Мысов В.М., Перепечко Ю.В.** Геокатализ и эволюция мантийно-коровых магматогенных флюидных систем. Новосибирск, ГЕОС, 2007, 146 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, 2008а, т. 49 (7), с. 652—665.

**Шарапов В.Н., Перепечко Ю.В., Мазуров М.П.** Модельный анализ трапповых мантийно-коровых рудно-магматических систем Сибирской платформы // Геология и геофизика, 2008б, т. 49 (12), с. 1205—1126.

**Basu A.R., Hannigan R.E., Jacobsen S.B.** Melting of the Siberian mantle plume // Geophys. Res. Lett., 1998, v. 25, № 12, p. 2209—2212.

**Berman R.G.** Internally-consistent thermodynamic data for minerals in the systems: Na<sub>2</sub>O—K<sub>2</sub>O—CaO—MgO—FeO—Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>—Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>—SiO<sub>2</sub>—TiO<sub>2</sub>—H<sub>2</sub>O—CO<sub>2</sub> // 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.

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

**Farmert G.L.** Continental basaltic rocks // Treatise on Geochemistry, 2003, v. 3, p. 85—121.

**Holland T.J.B., Powell R.** An internally consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest // J. Metamorph. Geol., 1998, v. 16, № 3, p. 309—343.

**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.

**Numerical simulation of reactive flow in hot aquifers** / Ed. Ch. Clauser. Berlin, Heidelberg, New York, Springer-Verlag, 2003, 316 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 VIIth International kimberlite conference, University of Cape Town, South Africa, April 11—17, 1998, v. II. Cape Town, 1999, p. 689—698.

**Reid R., Prausnitz J., Sherwood T.** The properties of gases and liquids, 3d edition. New York, McGrawHill Book Company, 1977, 529 p.

**Sharma M.** Siberian Traps // Large Igneous Provinces: continental, oceanic, and planetary flood volcanism / Eds. J.J. Mahoney, M.F. Coffin. Amer. Geophys. Union Geophys. Mon., 1997, v. 100, p. 273—295.

**Sheth H.C.** A historical approach to continental flood basalt volcanism: insights into pre-volcanic rifting, sedimentation, and early alkaline magmatism // Earth Planet. Sci. Lett., 1999, v. 168, p. 19—26.

**Sixth International kimberlite conference.** Extended abstracts. Novosibirsk, UIGGM SB RAS, 1995, 707 p.

**SUPCRT98 database** – [http://geopig.asu.edu/supcrt92\\_data/slop98.dat](http://geopig.asu.edu/supcrt92_data/slop98.dat), 1998.

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

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

*Поступила в редакцию  
20 июня 2008 г.*