## ЧИСЛЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ НЕИЗОТЕРМИЧЕСКОГО МЕТАСОМАТИЧЕСКОГО ПРЕОБРАЗОВАНИЯ УЛЬТРАБАЗИТОВ МАНТИЙНОГО КЛИНА ПОД АВАЧИНСКОЙ ГРУППОЙ ВУЛКАНОВ (*Камчатка*)

В.Н. Шарапов<sup>1,2</sup>, Г.В. Кузнецов<sup>1</sup>, Т.Ю. Тимина<sup>1</sup>, А.А. Томиленко<sup>1</sup>, К.В. Чудненко<sup>3</sup>

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

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

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

По данным детального изучения минералогии, флюидных и расплавных включений, состава газовой фазы в минералах из представительной коллекции метасоматически преобразованных с проявлением частичного конвективного плавления ультрабазитов мантийного клина под Авачинским вулканом проведено численное моделирование динамики флюидного преобразования пород мантийного клина из разноглубинных источников магматогенных флюидов постоянного и переменного состава, дополнительно исследован вариант воздействия метаморфогенных флюидов по модели субдуцирования. Полученные виртуальные динамические портреты метасоматической зональности в разрезах мантийного клина позволили исследовать влияние вариаций состава флюидов в источниках и ТР-параметров в них на фациальный облик преобразованной гарцбургитовой матрицы пород мантийного клина. Сопоставление результатов изучения метасоматизированных пород мантийного клина, коровых родингитов Камчатки с данными физико-химического моделирования позволило сделать вывод, что при эксплозивных извержениях Авачинского вулкана были вынесены продукты верхней части разреза матасоматизированных пород мантийного клина. Эти породы испытали многостадийный процесс околотрещинного метасоматоза в относительно узком температурном диапазоне. Такого рода процессы должны быть характерными для зон интенсивного сейсмического разрушения литосферы над магматическими очагами, при этом не было найдено аналогий между минералогической зональностью описанных на Камчатке коровых родингитов и трещинно-жильного преобразования ультрабазитов над магматическими источниками флюидов в мантийном клине под Авачинским вулканом.

Инфильтрационный метасоматоз, динамика, зональность, мантийный клин

#### SIMULATION OF NONISOTHERMAL METASOMATISM OF PERIDOTITE FROM MANTLE WEDGE BENEATH THE AVACHA GROUP OF VOLCANOES (Kamchatka)

#### V.N. Sharapov, G.V. Kuznetsov, T.Yu. Timina, A.A. Tomilenko, and K.V. Chudnenko

Comprehensive studies of mineralogy, fluid and melt inclusions, and gas phase in minerals from a representative collection of peridotite xenoliths that underwent metasomatism and convective partial melting in the mantle wedge beneath Avacha Volcano were used to simulate interactions between mantle wedge material and magmatic fluids of constant and variable compositions at different depths, as well as metasomatic effects of fluids derived from subduction slabs. The obtained virtual dynamic patterns of metasomatic zoning across the mantle wedge show how composition variations of fluids and *PT* conditions at their sources influence the facies of metasomatized mantle wedge harzburgite. The compositions of the Avacha xenoliths and crustal rodingite from Kamchatka compared with results of physicochemical modeling suggest that eruptions of Avacha Volcano brought metasomatized material of the upper mantle wedge to the surface. The rocks underwent multistage metasomatism along cracks in a relatively narrow temperature range. Such processes are apparently common to seismically deformed permeable lithosphere above magma reservoirs. However, the mineralogical zoning of the Kamchatka crustal rhodingites differs from that in cracked metasomatic peridotite above the sources of magmatic fluids in the mantle wedge beneath the Kamchatka arc.

Infiltration metasomatism, dynamics, zoning, mantle wedge

#### введение

Фронтальные вулканические дуги западной окраины Тихого океана характеризуются проявлением Ca-Mg-Si метасоматоза ультрабазитовых пород мантийного клина [Arai et al., 2003, 2007; Arai, Ishimaru, 2008], наиболее полно изученного в ксенолитах Авачинской группы вулканов [Ishimaru et al.,

© В.Н. Шарапов<sup>⊠</sup>, Г.В. Кузнецов, Т.Ю. Тимина, А.А. Томиленко, К.В. Чудненко, 2017 <sup>∞</sup>e-mail: vik@igm.nsc.ru 2007, 2011]. Данные породы привлекают большое внимание потому, что считаются продуктами преобразования полного разреза пород мантийного клина метаморфогенными флюидами, отделяющимися от нагреваемых пород субдуцируемой океанической литосферной плиты [Malaspina et al., 2009; van Keken, 2003; и др.], из расплавов, возникающих в области термического и механического взаимодействия плиты и мантийного клина [Coltorti et al., 2009; Gregoire et al., 2008; и др.], или в результате теплового воздействия мантийного диапира [Мороз, Гонтовая, 2003; Антонов, 2006].

Исследование структурно-текстурных и минералогических характеристик ксенолитов ультрабазитов Авачинского вулкана обнаружило широкое многообразие пород, которое было описано как практически непрерывный ряд от дунитов до пироксенитов [Колосков, Хотин, 1978; Колосков, 1999]. В этих породах широко варьируют как текстуры от массивных до жиловидных, так и составы шпинелей [Колосков и др., 2001; Timina et al., 2010; Тимина и др., 2011]. Указанные породы трактуются как фрагменты «корово-мантийной смеси» [Колосков и др., 2001], их природа также определяется как продукты метасоматоза и частичного плавления пород мантийного клина над верхней границей субдуцируемой плиты [Шарапов и др., 2009; Tomilenko et al., 2010; Ionov et al., 2011; Ishimaru et al., 2011; Timina et al., 2014; Тимина и др., 2015]. Для описания динамики отделения флюидов в субдуцируемой плите и мантийном клине создан программный комплекс ABS [Кітига et al., 2007], в рамках содержащихся в нем приближений количественно метасоматические процессы в океанической плите и разрезе пород мантийного клина под вулканами Авачинской группы пока не освещены.

Если при толковании природы известного разнообразия составов метасоматизированных ультрабазитов в ксенолитах вулканов Авачинской группы следовать теории инфильтрационного метасоматоза [Коржинский, 1968; Голубев, 1981], то приходится полагать наличие в разрезе литосферной мантии вертикальной зональности в метасоматизированных породах мантийного клина. Поскольку глубины источников и составы флюидов в работах [Колосков и др., 2001; Ishimaru et al., 2011] предполагаются различными, то возникает задача количественного описания динамики неизотермического Ca-Mg-Si инфильтрационного метасоматоза пород мантийного клина потоками флюидов из разных и разноглубинных мантийных источников. Существенно различный диапазон глубин возможных источников флюидов предполагает рассмотрение проблемы анализа метасоматических фаций, тогда как вариации составов флюидов — возможных типов зональности метасоматических колонок. В таком случае необходимо сопоставить мантийные и коровые процессы [Селиверстов, Осипенко, 1998], возникшие при метасоматической дебазификации ультрабазитовых пород. Рассмотрим граничные условия флюидного преобразования ультрабазитов мантийного клина над разноглубинными магматическими источниками.

### О ГРАНИЧНЫХ УСЛОВИЯХ РАЗВИТИЯ МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В МАНТИЙНОМ КЛИНЕ ПОД АВАЧИНСКОЙ ГРУППОЙ ВУЛКАНОВ

При численном моделировании мантийно-коровой флюидной системы под вулканами указанной группы необходимо задать источники флюидов, морфологию и размеры проницаемой зоны и граничные *TP*-условия развития процесса тепломассообмена в системе. Такие данные могут быть получены на основании синтеза известной минералогической, геологической и геофизической информации, комплексного изучения представительной коллекции, которая в нашей работе представлена более 600 образцами, собранными как на юго-западной, так и северо-восточной частях постройки Авачинского вулкана. Рассмотрим такую информацию.

### Тектонофизическая обстановка развития флюидных и магматических систем в мантийном клине под вулканами Авачинской группы

Тектонофизическая обстановка развития флюидных и магматических систем в мантийном клине под вулканами фронтальной зоны и, в частности, Авачинской группы подробнее рассмотрена нами в работе [Шарапов и др., 2017], поэтому в данном сообщении отметим только наиболее существенные моменты для решения задачи динамики неизотермического метасоматоза. Структура мантийного клина под Авачинской группой вулканов может быть синтезирована из результатов следующих работ [Шарапов и др., 1984, 1992; Мороз, Гонтовая 2003; Гонтовая и др., 2008; Абкадыров и др., 2014; Koulakov et al., 2014] в форме рис. 1, *а*. Из анализа этой схемы следует, что в разрезе мантийного клина могут существовать две области тектонофизических условий фильтрации флюидов в проводящих зонах — нижняя, где преобладают условия сжатия, и верхняя, где доминируют условия растяжения толщ пород и происходит интенсивное сейсмическое разрушение пород коры и верхней мантии. Следовательно, при решении задачи гидродинамики фильтрации флюидов в отношении задания эффективной проницаемости пород желательно учитывать эти обстоятельства.

Очевидно, что главной проблемой при построении схемы рассматриваемой флюидной мантийнокоровой системы является оценка глубин захвата расплавами включений (ксенолитов). По определению



Рис. 1. Структурно-тектонофизический разрез литосферы под вулканами Авачинской группы.

a — томографический разрез литосферы северо-западного румба [Гонтовая и др., 2010]: 1 — положения гипоцентров землетрясений, 2 — области магматических очагов, 3 — возможные области фронтальной фильтрации магматических флюидов, 4 — предположительный контур астенолинзы;  $\delta$  — сплайн сейсмичности и восстановленное поле напряжений по разрезу, совпадающему с рис. 1, a, в поперечном сечении сейсмофокальной зоны (СФЗ) (каталог землетрясений 1964—1983 гг.,  $K_{51,2}^{\Phi 068}S = 13$ ). На сплайн цифрами обозначены частоты событий; восстановленное поле напряжений для разреза: 1 — траектории нормальных напряжений, 2 — участки возможной релаксации в форме разрывов (a) и скола ( $\delta$ ); 3 — предполагаемые разломы преимущественно сдвигового типа; 4 — эллипсоид напряжений в очагах землетрясений с преобладанием сжимающих  $\sigma_1 \leq \sigma_3(a)$  или растягивающих  $\sigma_1, \sigma_3(\delta)$  напряжений; 5 — точки с равными  $\sigma_1 = \sigma_3$  по измерениям в очагах (a) и аналогичные им изотропные точки по построению поля ( $\delta$ ) в зонах смены направлений напряжений; 6 — зоны нестабильности поля напряжений; 7 — направления внешней нагрузки (региональное сжатие); 8 — предполагаемые по простиранию направления изгиба или поворота литосферных блоков.

предмета исследования (ксенолиты) ясно, что обломки литосферных пород в вулканогенных породах не могут располагаться в разрезе мантийного клина глубже кровли очагов магм, питающих вулканические извержения. Из рис. 1, *а* следует, что это может быть любой из показанных магматических очагов. По петрогенетическим оценкам [Колосков, 1999] это интервал глубин присутствия «коромантийной смеси» порядка 30—60 км от поверхности вулканических построек. Из тектонофизической схемы следует, что область интенсивной сейсмичности не опускается в разрезе литосферного клина глубже 70 км. Следовательно, таковой может быть магматическая область на границе мантии и земной коры (рис. 1, *a*). Для разреза земной коры до глубины порядка 20 км положение и размеры зон трещиноватости над этой областью показаны в работе [Абкадыров и др., 2014].

Из этих данных следует, что до 20 км разгрузка глубинных гидротерм проходит через плоские трещинные зоны. Как выглядят в разрезе мантийного клина типы трещиноватости пород в проницаемых зонах, можно судить по моделям строения разноглубинных зон разрушения литосферных пород [Николаевский, 1996]. Структуры и текстуры крупных обломков мантийных пород в ксенолитах ультрабазитов указывают на широкую вариативность трещиноватости мантийного субстрата в области магмопроводности в мантийном клине над магматическими очагами. В них фиксируются открытые полости, трещинные плоскости с углами пересечения в интервале 23—45°, плойчастость, «комоватость», беспорядочная микротрещиноватость и другие неоднородности, связанные с разрушением пород в зонах активной сейсмичности.

В установленном интервале времен развития постмиоценовых магматических систем Камчатки [Колосков, Коваленко, 2009; Bindeman et al., 2010] теоретически глубины магматических очагов, генерировавших флюиды, метасоматизировавшие породы мантийного клина, не могли существенно изменяться [Шарапов, Сотников, 1997]. Под Авачинским вулканом эти уровни (см. рис. 1, *a*) установлены в работе [Гонтовая и др., 2008]. Исходя из этой информации, ниже обсуждаются динамические схемы тепломассопереноса в системах генерирующий флюиды очаг—флюидопроводящая зона вертикальной протяженностью 120—150, 100, 70, 50 км при ширине зоны флюидопроводности 4 км для временных отрезков от 0 до 100 тыс. лет [Мелекесцев и др., 1991; Базанова и др., 1998, 2003, 2004].

#### Состав и структура обломков ультрабазитовых пород

Среди ксенолитов из Авачинского вулкана известны ксенолиты пород, отнесенных к гарцбургитам, дунитам, пироксенитам, верлитам, вебстеритам и кортландитам [Колосков, Хотин, 1978; Колосков, 1999], которые были подразделены на дунит-гарцбургитовую и пироксенит-кортландитовую ассоциации. Среди крупных ксенолитов из упомянутой выше коллекции на основе результатов оптической и сканирующей электронной микроскопии, микрорентгеноспектрального анализа, РФА и термобарогеохимии минералов нами были выделены только три группы ксенолитов гарцбургитов [Шарапов и др., 2009; Tomilenko et al., 2010]. К первой группе отнесены породы, сложенные мелкозернистым оливином, ортопироксеном и акцессорной шпинелью. Оливин в них не содержит флюидных или расплавных включений, но присутствуют кристаллиты шпинели (рис. 2, *a*, *б*). Химический состав оливина отличается высокой магнезиальностью (Mg# = 0.90–0.89), высоким содержанием NiO (0.35–0.37 мас. %) и низкими содержаниями CaO и MnO (0.06–0.10 и 0.10–0.16 мас. % соответственно) (табл. 1, ан. 1). Ортопироксен (в мас. %: SiO<sub>2</sub> = 56.3, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = 1.2, FeO = 5.4, Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = 0.4, MgO = 35.4; MnO = 0.14; CaO = 0.36) представлен радиально-призматическими срастаниями кристаллов, не содержащих каких-либо флюидных или расплавных включений (см. табл. 1, ан. 4). Акцессорная шпинель представлена мелкими кри-



Рис. 2. Микрофотографии, иллюстрирующие зерна «первичного» оливина с кристаллическими включениями шпинели из ксенолита перидотита из Авачинского вулкана, Камчатка.

*а* — в проходящем свете; б — в отраженных электронах. Ol — оливин, Sp — шпинель.

	-		-			-	-	• •		
L'au management	Ol		Орх		Срх		Amph		Sp	
компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO <sub>2</sub>	40.9	39.95	56.9	55.85	54.2	53.1	46.2	48.3	н.о.	н.о.
TiO <sub>2</sub>	0.0	0.0	0.0	0.01	н.о.	0.15	н.о.	0.5	0.03	0.06
$Al_2O_3$	0.0	0.0	0.99	1.39	1.5	2.1	11.6	9.4	27.07	18.9
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.03	0.01	0.3	0.02	0.5	0.3	1.6	0.3	37.53	47.24
FeO	8.9	14.1	5.82	9.67	2.0	5.4	3.8	6.6	18.07	19.47
MgO	49.3	45.26	35.01	31.82	17.5	16.3	19.0	18.6	15.83	13.62
NiO	0.37	0.32	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0.25	0.15
MnO	0.15	0.25	0.14	0.22	0.03	0.15	0.04	0.15	0.13	0.25
CaO	0.07	0.09	0.64	0.82	23.7	21.9	11.8	11.5	0.0	0.02
Na <sub>2</sub> O	н.о.	н.о.	0.0	0.0	0.07	0.3	2.16	1.9	0.0	0.0
Сумма	99.7	99.98	99.83	99.81	99.5	99.7	96.2	97.25	98.92	99.71
Mg#	0.91	0.85	0.91	0.85	_	_	_	_	0.71	0.64

Таблица 1. Химический состав породообразующих минералов «первичных» гарцбургитов и новообразованных минералов из зоны перекристаллизации гарцбургитов (мас. %)

Примечание. Ol — оливин: 1 — из ксенолита первичного гарцбургита (Ol-I), 2 — из зоны перекристаллизации перидотита (Ol-II); Орх — ортопироксен: 3 — из ксенолита первичного гарцбургита (Opx-I), 4 — из зоны перекристаллизации перидотита (Opx-II); Срх — клинопироксен: 5 — из зоны локальной перекристаллизации первичного гарцбургита, 6 — из зоны интенсивной перекристаллизации первичного гарцбургита; 8 — из зоны интенсивной перекристаллизации перидотита; Sp — шпинель: 9 — шпинель первой генерации (Sp-I) из «первичного» гарцбургита, 10 — новообразованная шпинель второй генерации (Sp-II) с первичными флюидными включениями. н.о. — не определялось. Все железо в виде FeO. Mg# = Mg/(Mg + Fe).

сталлитами размером 10-40 мкм [Tomilenko et al., 2010; Timina et al., 2010; Тимина и др., 2011]. Высокая магнезиальность (Mg# = 0.69—0.71) и повышенное содержание Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (26.2—27.1 мас. %) характерны для акцессорной шпинели, и в ней также не были обнаружены флюидные или расплавные включения. Данные породы нами были отнесены к «первичным» гарцбургитам, которые, соответственно, сложены «первичными» оливином, ортопироксеном и шпинелью [Tomilenko et al., 2010].

Ко второй группе гарцбургитов отнесены ксенолиты, в которых в массе мелкозернистого гарцбургита наблюдаются локальные неоднородности в виде пятен, полос или жил размером от первых десятков микрон до нескольких сантиметров, сложенных крупнозернистым полиминеральным агрегатом оливина, ортопироксена и шпинели (см. рис. 3, *a*) [Tomilenko et al., 2010; Тимина и др., 2011]. При этом структура и состав минералов в неизмененных участках породы соответствуют «первичным» гарцбургитам. Состав же всех новообразованных минералов заметно отличается от аналогичных минералов неизмененных участков «первичных» гарцбургитов. Для перекристаллизованных гарцбургитов по сравнению с «первичными» характерно закономерное увеличение железистости новообразованного оливина (FeO от 8.9 до 14.1 мас. %), а для шпинели — уменьшение глиноземистости (Al<sub>2</sub>O<sub>2</sub> от 27.1 до 18.1 мас. %), сопровождающееся повышением содержания в ней Сг<sub>2</sub>О<sub>2</sub> (от 37.5 до 43.4 мас. %) (см. табл. 1) [Tomilenko et al., 2010; Тимина и др., 2011]. Новообразованная шпинель, в отличие от первичной, встречается главным образом в виде крупных интерстициальных обособлений на границе между зернами оливина либо между оливином и ортопироксеном (см. рис. 3). Причем в некоторых ксенолитах гарцбургитов сохраняются разные по структурно-текстурным особенностям и минеральному составу участки, отражающие различные стадии их преобразования. Нередко в одном и том же образце наряду с зонами интенсивной метасоматической перекристаллизации можно наблюдать также сохранившиеся участки практически неизмененных «первичных» гарцбургитов.

В новообразованных оливине и шпинели были обнаружены первичные высококонцентрированные флюидные включения (рис. 4) [Tomilenko et al., 2010; Timina et al., 2014; Тимина и др., 2015]. Согласно данным оптической и сканирующей электронной микроскопии, криометрии, КР- и ИКспектроскопии, фазовый состав первичных флюидных включений в оливинах представлен газовым пузырьком, водно-карбонатно-солевым (хлоридным) раствором и дочерними кристаллами актинолита, талька, магнезита и др. [Tomilenko et al., 2010; Timina et al., 2014; Тимина и др., 2015]. Гомогенизация флюидных включений в оливине происходит при температурах 960—980 °C в результате растворения последней кристаллической фазы. Состав первичных флюидных включений в шпинели представлен высококонцентрированным карбонатно-водно-солевым (хлоридным) раствором и несколькими дочерними кристаллическими фазами (кварц, флюорит, кальцит, ангидрит, альбит и др.) [Timina et al., 2010;



Рис. 3. Микрофотографии, иллюстрирующие фрагменты перекристаллизованного ксенолита перидотита без видимых признаков плавления из андезитов Авачинского вулкана.

*а* — в проходящем свете; *б* — в отраженных электронах. Орх — ортопироксен. Остальные усл. обозн. см. на рис. 2.



### Рис. 4. Микрофотографии, иллюстрирующие фрагменты ксенолита перидотита из андезитов Авачинского вулкана, испытавших перекристаллизацию и локальное плавления.

Фотографии в отраженных электронах: *a* — микрофотография, иллюстрирующая локальную зону перекристаллизации и частичного плавления ксенолита перидотита; *б* — микрофотография, иллюстрирующая перекристаллизацию и локальное плавление ксенолита перидотита с новообразованными клинопироксеном и шпинелью с включениями силикатного расплава. Срх — клинопироксен; Gl — силикатное стекло; Melt incl. — включение силикатного расплава.

Тимина и др., 2011]. Наряду с дочерними кристаллическими фазами в некоторых флюидных включениях в шпинели могут присутствовать и ксеногенные фазы, а именно оливин, ортопироксен, клинопироксен и амфибол, состав которых обычно близок составу аналогичных породообразующих минералов [Тимина и др., 2011; Timina et al., 2014].

К третьей группе гарцбургитов были отнесены ксенолиты, отличительной чертой которых являются появления на границах зерен ортопироксена и оливина локальных участков, содержащих различные по составу интерстициальные силикатные стекла, объемная доля которых не превышает 1—2 %, нередко с кристаллитами и микролитами клинопироксена, ортопироксена, шпинели и реже оливина и амфибола с расплавными включениями (см. рис. 5) [Tomilenko et al., 2010; Timina et al., 2014].

Согласно данным рентгенофлуоресцентного анализа, отмечается существенное изменение валового состава перекристаллизованных гарцбургитов по сравнению с «первичными» (рис. 6). По мере возрастания степени интенсивности метасоматоза снижаются содержания MgO и NiO, а содержания CaO,  $Al_2O_3$ , TiO<sub>2</sub> и Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> возрастают. Метасоматизированные гарцбургиты, подвергшиеся процессам локального плавления в наибольшей степени, обогащены SiO<sub>2</sub> (48—55 мас. %),  $Al_2O_3$ , CaO (до 11 мас. %) и вместе с тем имеют существенно более низкое содержание NiO (~0.1 мас. %) [Tomilenko et al., 2010; Timina et al., 2014; Тимина и др., 2015].



Рис. 5. Микрофотографии первичных высококонцентрированных флюидных включений в оливине из перекристаллизованного ксенолита перидотита из Авачинского вулкана.

Фотографии в проходящем свете: *a* — пространственное расположение первичных флюидных включений в зернах оливина; *б* — первичные флюидные включения в оливине. Fluid inclusion — флюидное включение.



Рис. 6. Диаграммы, иллюстрирующие содержания SiO<sub>2</sub>, MgO, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, TiO<sub>2</sub>, Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, CaO и NiO (мас. %) в ксенолитах перидотитов из Авачинского вулкана.

1 — «первичные» гарцбургиты; 2 — перекристаллизованные гарцбургиты.

В наблюдаемой последовательности изменения минеральных фаз в ходе преобразования ксенолитов «первичных» гарцбургитов можно выделить:

1) интенсивную околотрещинную метасоматическую переработку под воздействием высококонцентрированных карбонатно-водно-хлоридных флюидов в глубинных условиях с привносом таких петрогенных компонентов, как Si, Al, Ti, Fe, Ca, Ba, Sr, Na, K, S;

2) плавление метасоматизированного субстрата при температурах выше 1040—1050 °С с образованием расплавов, близких к андезитовым [Tomilenko et al., 2010; Тимина и др., 2011, 2015; Timina et al., 2014]. Обычная толщина жиловидных выполнений  $\approx 0.5$ —5.0 см. Фрагменты таких жиловидных выполнений в качестве ксенолитов похоже создали впечатление широкого разнообразия пород в мантийном клине [Колосков, Хотин, 1978; Колосков, 1999]. Показательно то, что среди ксенолитов, размеры которых более 5—10 см в поперечнике, нами не обнаружено ни дунитов, ни кортландитов. Все обломки пироксенитов и оливинитов диагностированы как фрагменты жиловидных образований.

#### Оценки состава исходных магматогенных газообразных и жидких флюидов

Состав флюидной фазы, вызвавшей метасоматические преобразования пород мантийного клина, исследовался разными инструментальными методами: 1) хроматографическое изучение состава газовой смеси, отделяющейся из мономинеральных фракций при ступенчатом нагреве пород по методике [Осоргин, 1990]; 2) хромато-масс-спектрометрическое изучение состава газовой фазы при механическом вскрытии включений с использованием хромато-масс-спектрометра Thermo Scientific (USA) DSQ II MS / Focus GC [Сонин и др., 2014; Tomilenko et al., 2015]; 3) использование метода нагревания образцов потоком горячих восстановленных газов в интервале температур 800—1200 °C [Кузнецов, 2013а]. По первому из перечисленных методов изучение образцов сводилось к следующим операциям. Отобранные под бинокулярным микроскопом зерна всех первичных и вторичных минералов в образцах ультрабазитов, жиловидных образований и зональных оторочках на поверхности трещин были обработаны в слабой соляной кислоте. Определения летучих проведены при температурах 200, 400, 600, 800 и 1000 °C для отдельных минеральных фракций [Кузнецов, 20136]. Валовой состав флюидов оценивался также по составу стекловатой фазы, образующейся на поверхности кубиков пород, которые прогревались потоком горячих восстановленных газов в проточном реакторе [Кузнецов и др., 2010]. Полученные данные по валовому составу газов в указанной последовательности прослеживают вполне очевидный тренд увеличения «обводненности» метасоматизирующих флюидов и увеличения их относительной «окисленности» от начальных преобразований исходной гарцбургитовой матрицы к формированию оторочек с признаками локального плавления (табл. 2).

Минерал	H <sub>2</sub> O	CO <sub>2</sub>	СО	H <sub>2</sub>	N <sub>2</sub>	CH4	$C_2H_2$	$C_2H_{4.6}$	$C_3H_8$	$C_4H_{10}$	$C_5H_{12}$
	100	60	20	3	4	5	0.6	0	0	0	0
	410	70	250	50	20	40	4	0	1	2	2
	210	60	140	20	6	20	3	0	1	2	1
	80	40	40	9	5	7	0.7	0	0	0	0
	170	40	120	20	10	15	2	0	0.6	0.9	сл.
	160	40	220	40	10	20	1	0	0.8	1	0
Ol-I	60	40	130	20	8	20	6	0	2	2	2
	200	50	60	10	6	10	2	0	1	2	сл.
	180	40	240	40	10	40	3	0	сл.	0	0
	240	80	160	40	10	30	4	сл.	2	3	2
	100	30	60	10	6	10	4	0	1	1	0
	110	20	110	20	6	20	2	0	0.7	0.8	0
	220	40	430	80	20	20	6	0	2	3	2
	1700	390	510	120	20	50	3	0	сл.	сл.	0
	1100	310	280	90	20	40	2	0	0	0	0
Ol-II	1500	620	3	20	0	0	5	0	2	2	сл
	630	60	60	30	12	6	6	0	2	2	0
	1700	290	100	60	10	20	0.1	0	0.04	0.04	0.06
	410	70	250	50	20	40	4	0	1	2	2
	260	110	110	30	9	10	2	0	0.6	1	0
Ony I	210	60	140	40	6	20	4	0	1	2	1
Орх-1	360	260	810	100	60	40	0.2	0	0.06	0.08	0
	220	40	580	100	40	40	9	2	4	6	2
	440	70	230	70	9	40	6	0	2	2	2
	960	90	130	50	10	12	0.2	0	0.09	0.09	0.1
Ony II	1600	230	340	80	20	40	0.6	0	0.2	0.2	0.08
Opx-II	640	60	90	30	8	12	10	2	6	6	2
	2200	540	190	50	15	12	0.1	0	0.07	0.1	0.2
Срх	320	70	130	60	6	20	3	0	1	2	0
	360	70	320	70	20	30	5	сл.	2	2	3
	740	50	120	50	10	21	0.3	0	0.08	0.1	0
Amph	3600	190	310	320	20	60	8	0	2	сл.	0
	2100	690	40	0	8	20	2	0	2	4	0
	2600	620	610	180	20	40	4	0	2	2	1
	1800	280	510	210	30	60	9	сл.	4	4	4
	980	160	110	60	10	14	9	0	0.4	0.4	0.1

Таблица 2	2. (	Содержание газов	(мг/н	:г) в і	минералах	ультрабазитовых	ксенолитов .	Авачинского	вулкана
-----------	------	------------------	-------	---------	-----------	-----------------	--------------	-------------	---------

Примечание: Ol-I — первичный оливин; Ol-II — вторичный оливин; Opx-I — породообразующий ортопироксен; Opx-II — прожилки ортопироксена; Cpx — породообразующий клинопироксен; Amph — амфиболовые оторочки. Температура нагрева 1000 °C, навеска 300 мг, точность метода 2—4 % (для воды 10 %), сл. – следовые количества. Валовой состав газов в минералах исследовался по методике [Осоргин, 1990] в лаборатории термобарогеохимии ИГМ СО РАН. Данная направленность изменения модуля «окисленности» флюидов коррелируется с установленным в работах [Колосков, 1999; Колосков и др., 2001] трендом изменения состава шпинелей в породных ассоциациях ксенолитов. Нами присутствие магнетита зафиксировано только в ассоциации Amph+Gl и Amph+Pl+Gl контактовых оторочках открытых трещин. Отметим, что полученные данные могут свидетельствовать только о тренде изменения состава газов в последовательности минеральных изменений, поскольку мы не можем учесть пиролиз при нагреве образцов при проведении экспериментов по данной методике.

Хромато-масс-спектрометрический анализ использовался для определения валового состава летучих из флюидных включений в оливинах и шпинели из ксенолитов перидотитов. Анализ газовой смеси, извлеченной при ударном разрушении образца, выполнен на хромато-масс-спектрометре Thermo Scientific (USA) DSQ II MS/Focus GC. Препараты с флюидными включениями, которые были предварительно изучены с помощью неразрушающих методов анализа (оптической микроскопии, микротермометрии и КР-спектроскопии), помещались в специальное устройство, включенное в газовую схему хроматографа перед аналитической колонкой, прогревались при 140 °C в течение 90 мин в токе газа-носителя — гелия и при помощи пробойника разрушались. Разделение пробы на компоненты осуществлялось в газовом хроматографе на капиллярной колонке Restek Rt-Q-BOND. Масс-спектры ионизации электронным ударом по полному ионному току были получены на квадрупольном масс-детекторе. По данным хромато-масс-спектрометрического анализа, в составе флюидных включений в оливине и шпинели из метасоматизированных и испытавших локальное плавление гарцбургитов из Авачинского вулкана помимо воды, углекислоты и азота были установлены алифатические углеводороды (от метана



Рис. 7. Фрагменты хроматограмм летучих компонентов из флюидных включений в оливине из ксенолитов перекристаллизованных гарцбургитов из Авачинского вулкана в интервале:

a - m/z 42.50-43.50;  $\delta - m/z$  56.50-57.50; e - m/z 70.50-71.50; e - m/z 84.50-85.50. 1 — 2-пропанон (=ацетон) (C<sub>3</sub>H<sub>6</sub>O); 2 — метилпропаналь (C<sub>4</sub>H<sub>8</sub>O); 3 — 2,3-бутандион (C<sub>4</sub>H<sub>6</sub>O<sub>2</sub>); 4 — 2-бутанон (C<sub>4</sub>H<sub>8</sub>O); 5 — *н*-гексан (C<sub>6</sub>H<sub>14</sub>); 6 — пентаналь (C<sub>3</sub>H<sub>10</sub>O); 7 — *н*-гептан (C<sub>7</sub>H<sub>16</sub>); 8 — толуол (C<sub>7</sub>H<sub>8</sub>); 9 — гексаналь (C<sub>6</sub>H<sub>12</sub>O); 10 — *н*-октан (C<sub>8</sub>H<sub>18</sub>); 11 – *н*-нонан (C<sub>9</sub>H<sub>20</sub>); 12 — бензаальдегид (C<sub>7</sub>H<sub>6</sub>O); 13 — *н*-декан (C<sub>10</sub>H<sub>22</sub>); 14 — 5-этилдигидро-2(3H)-фуранон (C<sub>6</sub>H<sub>10</sub>O<sub>2</sub>); 15 — *н*-ундекан (C<sub>11</sub>H<sub>24</sub>); 16 — 2-деканон (C<sub>10</sub>H<sub>20</sub>O); 17 — *н*-додекан (C<sub>12</sub>H<sub>26</sub>); 18 — 2,6,10-триметилдодекан (C<sub>15</sub>H<sub>32</sub>); 19 — дигидро-5-пентил-2(3H)-фуранон (C<sub>9</sub>H<sub>16</sub>O<sub>2</sub>); 20 — *н*-тетрадекан (C<sub>14</sub>H<sub>30</sub>).

(CH<sub>4</sub>) до тетрадекана (C<sub>14</sub>H<sub>30</sub>)); циклические углеводороды [нафтены — циклогексан (C<sub>6</sub>H<sub>12</sub>), диметилциклопентан (C<sub>7</sub>H<sub>14</sub>) и арены — бензин (C<sub>6</sub>H<sub>6</sub>), толуол (C<sub>7</sub>H<sub>8</sub>), р-кселен (C<sub>8</sub>H<sub>10</sub>) и фенол (C<sub>6</sub>H<sub>6</sub>O)]; кислородсодержащие углеводороды (альдегиды, кетоны, уксусная кислота) и серосодержащие соединения (CS<sub>2</sub>, C<sub>2</sub>H<sub>6</sub>S и C<sub>2</sub>H<sub>6</sub>S<sub>2</sub>) (рис. 7). На долю алифатических углеводородов в оливине и шпинели приходится около 17.0 и 15.7 %, циклических углеводородов — 8.0 и 7.8 %, кислородсодержащих углеводородов — 43.8 и 65.2 %, серосодержащих соединений — 1.8 и 0.2 % соответственно. Основными компонентами в составе алифатических углеводородов в оливине и шпинели являются соединения ряда гексан (C<sub>6</sub>H<sub>14</sub>) пентадекан (C<sub>15</sub>H<sub>32</sub>), количество которых составляет около 89 и 98.0 %, а доля метана и этана в них 11.0 и 2.0 % соответственно.

При численном моделировании рассматриваются только те соединения углеводородов, которые входят в согласованную базу данных программного комплекса Селектор [Зубков, 2005].

### Принятые оценки термодинамических условий развития конвективного преобразования ультрабазитовых пород мантийного клина

Таким образом, по данным термометрического анализа флюидных включений главная специфичность Ca-Mg-Si метасоматоза ультрабазитов мантийного клина под Авачинским вулканом сводится к переработке матричного оливина в высокотрещиноватой среде в температурной полосе от  $\approx 900$  до 1000 °C с его замещением ортопироксеном. При этом оно характеризуется привносом высококонцентрированными водосодержащими флюидами кремния, железа, алюминия и хрома. Существенно также то, что данный процесс имеет тренд некоторого возрастания температуры и это сопровождается слабым плавлением метасоматизированного субстрата вдоль стенок трещин.

При моделировании процессов динамики неизотермического инфильтрационного метасоматоза необходимо задавать температуру в источнике флюида, вызывающего развитие гетерофазных реакций разложения минералов породы и синтеза новых соединений в твердой фазе. По существующим представлениям в мантийном клине под вулканами может быть два рода источников: 1) магматические очаги, 2) метаморфогенные флюиды, поступающие из субдуцируемой океанической литосферной плиты.

В литературе о петрогенезисе магматических систем в мантийном клине под вулканами Камчатки нам не известны конкретные оценки температур на границах или внутри предполагаемых областей плавления пород мантийного клина. Поэтому пока остается метод оценки кристаллизационных последовательностей для изученных на Камчатке эффузивов базитового состава с использованием ПК КО-МАГМАТ и p-Melts [Шарапов и др., 2013; Кузнецов, 20136]. Из проведенного статистического анализа составов базитовых пород вулканов Камчатки нами были выделены кластеры составов. Для них метолом кристаллизационных последовательностей найдены «материнские составы», для которых с использованием метода [Френкель, Арискин, 1984] определены соответствующие температуры для рассматриваемого интервала глубин ликвидус-солидус. Перманентное ретроградное кипение магм протекает во всем котектическом интервале кристаллизации магм. Поэтому для полученных оценок интервала 1000—1300 °С в виртуальных численных построениях в отношении задания исходных температур был реализован этот интервал с шагом 50 °C для каждого по глубине магматического источника уровня гранатовой фации глубинности. Для магматических источников шпинелевой фации глубинности рассматривался интервал температур 1000—1200 °С. Существует литература, в которой изучены флюидные включения во вкрапленниках базальтов и показано изменение отношения содержаний воды и углекислоты в интервале ликвидус—солидус. Это тривиальное следствие законов Сивертса и Генри в отношении гетерофазных равновесий в магмах.

В породах с низкой проницаемостью в приближении Дарси реализуется эффект некоторого увеличения температуры на входе в систему порядка 30—35 °С и области глубин над источником флюида порядка 10 км. Это ситуация вытекает из использованных диаграмм состояния в физической модели процесса конвективного прогрева пород в проницаемой зоне [Модельный анализ..., 2009].

Более сложна и пока неоднозначна проблема оценки температур для модели метаморфогенного источника флюидов японских исследователей. В рамках канонической модели субдуцирования [van Keken, 2003; Kimura et al., 2009] предполагается поступление водного флюида, выделяющегося при дегидратации метасоматически измененных пород океанической коры, мантийных ультрабазитов и осадков. В случае развития такого процесса относительно «холодный» метаморфогенный водный флюид ( $T \approx 800-1000$  °C) фильтруется вверх по проницаемым зонам с температурой порядка 1400 °C. Его нагревание в мантийном клине, по нашим оценкам, для такого рода теплообмена [Модельный анализ..., 2009] может достигать порядка 1300 °C.

## ПОСТАНОВКА ЗАДАЧИ, ФОРМУЛИРОВКА МОДЕЛИ И ЧИСЛЕННОЕ ОПИСАНИЕ ДИНАМИКИ ИНФИЛЬТРАЦИОННОГО МЕТАСОМАТОЗА ПОРОД МАНТИЙНОГО КЛИНА ИЗ РАЗНОГЛУБИННЫХ ИСТОЧНИКОВ ФЛЮИДОВ ПОСТОЯННОГО И ПЕРЕМЕННОГО СОСТАВА

Зафиксируем известные качественные толкования процессов метасоматического изменения ультрабазитовых пород мантийного клина под Авачинским вулканом. Толкование природы источников — «агентов» метасоматоза мантийных пород литосферы [Ishimaru et al., 2007; и др.] — базируется в основном на изучении состава примесных элементов в минералах, флюидных и расплавных включениях в них [Timina et al., 2010, 2014; Tomilenko et al., 2010; Тимина и др., 2011; и др.] и их содержаний в контактовых оторочках на границе минералов [Yamamoto et al., 2009]. Для пород мантийного клина под вулканами Авачинской группы предполагается метасоматизирующее воздействие трех типов флюидных «агентов» [Ishimaru et al., 2007]: 1) водных обогащенных SiO<sub>2</sub> флюидов, которые отделяются от субдуцируемого слэба и формируют обедненный HREE Opx-II-1, а также вызывают парциальное плавление; 2) водного флюида, отделяющегося от расплавов адакитового типа, возникающих при плавлении субдуцируемой плиты (они определяют высокие содержания LILE (Th, U, Sr) и LREE относительно HREE и MREE в метасоматитах); 3) флюидов, поступающих из магматических очагов, питающих современные вулканы (на их воздействие указывают содержания геохимических меток в стеклах, ассоциирующие с Opx-II-2).

При этом такой сложный метасоматоз существенно не меняет петрохимические характеристики пород, а содержание хрома в шпинели не коррелируется с увеличением Fo компонента в оливине. Для литосферной плиты в работе [Ishimaru, Arai, 2011] представлена схема трехуровневых источников флюидов в области верхней границы океанической плиты. При этом в данной работе нет упоминания об адакитовом источнике. Основная идея указанного цикла исследований сводится к утверждению генеральной роли воздействия разноуровневых многостадийных источников флюидного метасоматоза без конкретизации балансовых оценок процессов замещения для каждого из них.

Укажем, что, следуя такому качественному подходу, высказываются также представления о метасоматических изменениях пород мантийного клина при воздействии потоков расплавов, состав которых мог варьировать от карбонатитовых до базитовых жилкостей [Grégoire et al., 2008; Coltorti et al., 2009; Ionov et al., 2011]. Нами качественные схемы взаимодействия «просачивающихся» расплавов и пород [Halama et al., 2009; Ionov et al., 2011], как и модель растворения магмой минералов ультрабазитов [Acharonov et al., 1997], не обсуждаются, поскольку в изученных образцах не было встречено такого рода явлений. В работах [Grégoire et al., 2008; Coltorti et al., 2009; Halama et al., 2009; Ionov et al., 2011] нет математической характеристики физико-химических схем самого фазового взаимодействия между фильтрующимися расплавами, как и не рассмотрен ни качественно, ни количественно баланс обмена петрогенными компонентами между взаимодействующими расплавами и породами. С точки зрения количественной динамики системы данный тип метасоматоза в мантийном клине под Авачинским вулканом затруднительно соотнести как с классическим определением такого гетерофазного взаимодействия [Коржинский, 1968], так и с описанным в [Iashimaru et al., 2007] типом метасоматоза под воздействием потоков флюидов. Отметим, что авторами схем «магматического метасоматоза» не рассматривается ни локальный тепловой и физико-химический механизм процесса взаимодействия расплав—порода, ни теплообмен между фильтрующимся расплавом и породами по разрезу мантийного клина над источником расплава, которые должны в целом определять конвективный прогрев литосферного клина над источником потоков магматических жидкостей, если существует именно такой механизм формирования преобразования пород литосферного клина.

В исследованных нами крупных образцах фиксируются следы подплавления стенок открытых трещин с образованием вискеров клинопироксенов, кристаллизация из расплава клинопироксена, амфибола и шпинели. В таких случаях в минералах имеются расплавные включения или происходит образование стекловатых пузыристых заполнений пустот разной формы и размеров. Для количественного описания такого рода явлений пока не сформулирована корректная физическая модель. Поэтому количественное описание процессов конвективного плавления метасоматизированных пород, как и образование упомянутых зональных оторочек, далее нами не обсуждается.

Поскольку пока нам неизвестны термодинамические характеристики высококонцентрированных водных рассолов при температурах выше 900 °C и давлениях более нескольких тысяч атмосфер, то далее нами будут виртуально рассматриваться только гетерофазные взаимодействия ультрабазитовых пород и потоков надкритических флюидов, которые можно описывать в рамках схем инфильтрационного метасоматоза [Коржинский, 1968; Голубев, 1981], в результате реализации которых в метасоматических минералах сохранились флюидные включения с изученным хроматографическими методами составом газовой фазы.

#### Формулировка модели фронтального инфильтрационного метасоматоза пород мантийного клина и постановка задачи динамики инфильтрационного метасоматоза ультрабазитов мантийного клина

На основании изучения структурно-текстурных характеристик образцов, флюидных и расплавных включений в минералах с учетом структурных соотношений содержащих их минеральных ассоциаций различается следующая последовательность процессов преобразования пород мантийного клина: 1) перекристаллизация исходной ультрабазитовой матрицы под воздействием флюида с некоторым изменением содержаний в породе оливина, ортопироксена, шпинели; 2) развитие в этой метасоматизированной матрице пятен, жиловидных выделений, а также мелко- и крупнозернистых зон «оливинизации»; 3) замещение этих образований ортопироксенами; 4) проявление частичного плавления в описанных породах с формированием интерстициальных стекловатых образований со шпинелью, пятен и жиловидных клинопироксен-амфиболовых обособлений, в минералах которых содержатся расплавные и комбинированные включения. Из калейдоскопа фрагментарных обломков этих пород затруднительно построить фациальную картину их пространственного распределения в виде закономерных зон или временных стадий формирования. Но возможно сконструировать виртуальные метасоматические колонки в динамическом поле изменения температуры и давления над источниками флюидов в рамках гидродинамической модели инфильтрационного метасоматоза мантийных пород, предложенной в работах [Модельный анализ..., 2009; Шарапов и др., 2010, 2015], в отношении количественного описания квазидвумерной динамики волновой зональности процессов дебазификации и базификации по заданному составу разреза мантийного клина и земной коры под Авачинским вулканом.

Модель динамики фронтального инфильтрационного метасоматоза [Коржинский, 1968] в отношении количественного описания сопряженных волн дебазификации и базификации для стационарного неизотермического потока флюидов, с учетом развития сплошного фронта конвективного плавления, была предложена в [Golubev et al., 1978]. В такой постановке задачи динамики взаимодействия флюид—порода рассматриваемые нами процессы не могут быть численно описаны, поскольку неизвестны кинетические параметры возможных гетерофазных химических реакций, а также нет физико-химических данных о динамике барботирования флюидов через магматические тела, которые питают действующие вулканы Авачинской группы. Поэтому в рамках модели инфильтрационного метасоматоза явления частичного плавления далее не обсуждаются. Иными словами, из общей картины фазовых взаимодействий и переходов при флюидном воздействии на породы мантийного клина под вулканами рассматриваемой группы в нашей модели будет рассматриваться только метасоматическая стадия в равновесном приближении.

Количественная модель неизотермической динамики метасоматоза ультрабазитов литосферной мантии потоком углекислотных флюидов в приближении уравнения Дарси, предложенная в работе [Spera, 1981], развивается нами для случая воздействия флюида постоянного или переменного состава в источнике с помощью модифицированной модели проточного реактора [Чудненко, 2010], в которой учитывается гидродинамика прогрева пород потоком магматического флюида [Бессонова и др., 2010]. Изложение данного варианта модели динамики метасоматического преобразования континентальной литосферной мантии для источников флюидов постоянного состава приведено в работах [Шарапов и др., 2010, 2015]. В настоящем сообщении использована модификация такой модели для источников флюидов постоянного и переменного состава. Гибкость развитого в работе [Чудненко, 2010] подхода для нашей задачи состоит в том, что в его рамках можно унифицированно исследовать процессы воздействия «любого» мантийного источника флюидов, поскольку таковые могут рассматриваться как воздействие «внешнего резервуара», из которого поступает флюид известного состава с заданными значениями T и P на однородный или слоистый породный субстрат известного состава. Следовательно, если этому приближению будут сопоставлены корректные количественные модели гидродинамики тепломассообмена в пористых проницаемых средах [Бессонова и др., 2010], то можно исследовать как элементы динамики схемы метаморфогенных источников флюидов [Ishimaru, Arai, 2011], так и схему магматического источника флюидов [Модельный анализ..., 2009]. При этом отдельно можно учитывать тектонофизические особенности флюидодинамики в зонах сейсмичности [Беликов, 1989; Николаевский, 1996; Ребецкий, Михайлова, 2011], когда проходят локальные явления сублимирования [Шарапов и др., 2017]. Поясним наиболее существенное в рассмотренной далее динамической модели.

### О существующих проблемах численного моделирования процессов динамики метасоматического изменения пород литосферной мантии над разноглубинными источниками флюидов под действующими вулканами фронтальной зоны Камчатки

Все действующие вулканы фронтальной зоны Камчатки располагаются над зонами растяжения в литосфере, в которых до глубин 60—70 км периодически происходят сейсмические события [Эрлих, 1973, 2007; Левина и др., 2013; и др.]. При эксплозивных извержениях некоторые из них [Колосков,

1999] выбрасывают или выносят в лавах трещиноватые обломки ультрабазитов со сложными последовательностями околотрещинных изменений исходной матрицы минералов. Выше были показаны особенности таких процессов для Авачинского вулкана, а явления динамики сублимирования описаны в работе [Шарапов и др., 2017]. Сопоставление направленности таких изменений в десятках крупных ксенолитов выявило статистически устойчивую последовательность замещения всех минералогических типов оливина пироксенами в ассоциации с амфиболом, которое заканчивается или слабым частичным плавлением, или формированием зональных оторочек состава оливин — клинопироксен — амфибол ± плагиоклаз + вспененное кислое стекло без метасоматических реакционных зон с ультрабазитовой «подложкой» и ксеногенными обломками минералов таких оторочек в вынесших ксенолиты лавах. При этом все минералы таких оторочек содержат расплавные включения. Согласно данным датирования вулканических событий, сформировавших изучаемый вулканический хребет [Действующие вулканы..., 1991; Масуренков и др., 1991], такие процессы в области сейсмического разрушения пород литосферного клина могли протекать порядка 10<sup>5</sup> лет, а рассматриваемый стратовулкан образовывался порядка 3 ·10<sup>4</sup> лет [Базанова и др., 1998, 2003, 2004].

При формулировке математической модели конвективного процесса взаимодействия флюид—порода над магматическими источниками флюидов можно сделать следующие допущения: 1) осциллирующие процессы перестройки поля фильтрации в зонах сейсмического разрушения пород не сказываются существенно на изменении поля температур и составов флюидов всей системы; 2) процессы околотрещинных локальных изменений минеральной матрицы «успевают» перед каждым следующим возмущением достигнуть некоторого квазистационарного уровня, отвечающего термодинамическому состоянию источника флюида; 3) в таких процессах пульсаций есть элементы, которые не описываются моделью инфильтрационного метасоматоза; 4) в вынесенных лавами обломках могут присутствовать фрагменты метасоматического воздействия более древних магматических систем. Поэтому, формулируя математическую модель, авторы обязаны четко артикулировать содержательную часть предлагаемого приближения. Нами будут рассматриваться процессы конвективного тепломассообмена в мантийном клине над независимыми источниками флюидов в интервале времени порядка существования вулканического хребта изучаемой группы вулканов [Масуренков и др., 1991] в отношении описания неизотермической динамики инфильтрационного метасоматического изменения пород гарцбургитовой мантии.

# Предлагаемая модель динамики инфильтрационного метасоматического преобразования пород мантийного клина магматогенными флюидами

Учитывая изложенное выше, будем полагать, что:

1. Источниками магматических флюидов в мантийном клине являются магматические очаги, обсуждение природы и теплодинамического взаимодействия которых лежит за рамками данной работы, а факт и место их положения учитываются из данных рис. 1. Последовательность рассмотрения моделей конкретных несвязанных источников произвольна. Полагаем также, что источником метасоматизирующих флюидов может быть литосферная плита, по схеме [Ishimaru et al., 2007], верхняя граница которого находится на глубине 120—150 км (см. рис. 1).

2. Из магматических очагов в проницаемые плоские однородные зоны шириной 4 км с меняющейся по вертикали проницаемостью и пористостью с постоянным расходом под давлением  $P_{\rm лит}$  поступают магматические флюиды с T = 1000 - 1300 °C, составы которых по независимым компонентам в резервуаре R<sub>0</sub> приведены в табл. 3.

3. В проницаемой зоне происходит гетерофазное взаимодействие флюидного потока, представленного смесью надкритических газов, отделяющихся от верхнематийных магматических очагов или от границы субдуцируемой плиты.

 Во всех случаях такими потоками флюида формируются сопряженные тепловые и физико-химические волны изменения температуры и состава мантийных пород.

5. Гидродинамика теплового взаимодействия описывается в приближении Дарси с учетом теплоотдачи в боковые породы [Модельный анализ..., 2009]:

$$0 = -\frac{\phi}{\rho_2} \nabla P - b \mathbf{v} + \mathbf{g} \,, \tag{1}$$

$$\operatorname{div}(\boldsymbol{\rho}_2 \mathbf{v}) = 0, \qquad (2)$$

$$\varphi \frac{\partial T}{\partial t} + \rho_2 c_2 \left( \mathbf{v}, \nabla \right) T = \lambda \Delta T - \alpha \left( T - T_s \right), \tag{3}$$

где t — время, T — температура, P — давление, **v** — скорость движения магматического флюида,  $\phi$  — пористость пород флюидопроводника;  $\rho_2^{ph}$ ,  $\rho_1^{ph}$  — плотности магматического флюида и пород флюи-

## Таблица 3.

## Физические и физико-химические параметры сред

Параметр	Ед. изм.	Обозначение	Численное значение
Флюид:			
Вязкость	Па∙с	μ	$4.5 \cdot 10^{-5}$
плотность	кг/м <sup>3</sup>	$\rho_1$	120
теплоемкость	Дж/(кг · К)	c <sub>1</sub>	3200
теплопроводность	Вт/(м · К)	λ	0.17
Начальная температура флюида в источнике	°C	$T_0$	1000—1200
Давление во флюиде на входе в проницаемую зону	кбар	$P_0$	14.5—35.0
Коэффициент сжимаемости жидкости	м²/Н	β <sub>2</sub>	8.07 · 10 <sup>-5</sup>
Плотность пород земной коры	кг/м <sup>3</sup>	$\rho_1$	2600
Плотность пород литосферной мантии	кг/м <sup>3</sup>	$\rho_2$	3000
Теплоёмкость литосферных пород	Дж/(кг · К)	c <sub>2</sub>	1000
Теплопроводность литосферных пород	Вт/(м ⋅ К)	λ <sub>1</sub>	2.4
Коэффициент теплоотдачи флюида на боковой поверхности флюидопроводника	Вт/(м² · К)	α2	0.005—0.050
Протяженность флюидопроводника	КМ	L	50—150
Ширина флюидопроводника	КМ	L <sub>2</sub>	4
Эффективная пористость по длине флюидопроводника	%	т	0.01-0.03
Изменение проницаемости по длине флюидопроводника	M <sup>2</sup>	K <sub>np</sub>	10 <sup>-16</sup> 10 <sup>-13</sup>
Состав пород земной коры	КМ	$H_{ m l},$ базальты	0—10
Состав пород земной коры	КМ	$H_2$ , андезиты	10—40
Состав пород литосферной мантии	КМ	$H_3$ , гарцбургиты	40—150
		С	0.01—1
		Н	0.02—2
		0	0.03—3
		Ν	0.01
		S	0.003-0.01
		C1	0.01-0.5
C	мол	F	0.003-0.1
состав независимых компонентов магматогенного флюида в резервуаре (источнике) R <sub>o</sub>		Si	0.125-0.8
		Ca	0.01-0.3
		Cu V	0.001 0.02
		K	0.001-0.02
		Na	0.01-0.03
		Al	0.01—0.3
		Fe	0—0.2
		Ti	00.01
Среднее содержание газа в резервуаре R <sub>1</sub>	%	газ	0.5—5.0
		Si	6.248
		Ca	0.112
		К	0.006
		Na	0.019
		A1	0.082
		Fe	0.583
Исходный состав породы в резервуарах $R_1 - R_{40}$	мол	Ti	0.006
	w0.11.	11 M~	10.705
		IVIg	10.705
		Mn	0.023
		Cr	0.034
		Р	0.004
		0	25.52

допроводника,  $\rho_2 = \phi \rho_2^{ph}$ ,  $\rho_1 = (1 - \phi) \rho_1^{ph}$  — парциальные плотности соответственно;  $b = \frac{\eta_2 \phi^2}{\rho_2 k_p}$  — коэф-

фициент межфазного трения,  $k_p$  — коэффициент проницаемости пород флюидопроводника,  $\eta_2$  — коэффициент динамической вязкости флюида;  $c_2$ ,  $c_1$ ,  $\lambda_2$ ,  $\lambda_1$  — удельные теплоемкости и теплопроводности магматического флюида и пород флюидопроводника соответственно,  $\varphi = \rho_2 c_2 + \rho_1 c_1$ ,  $\lambda = \varphi \lambda_2 + (1 - \varphi) \lambda_1$ ;  $T_s$  — температура вмещающих пород, окружающих флюидопроводник;  $\mathbf{g}$  — ускорение свободного падения.

Использованная в работе численная схема для нашей задачи была подготовлена В.К. Черепановой, формальные характеристики которой подробно описаны в работе [Черепанова и др., 2015]. Учитывая оценки времени существования рассматриваемого вулканического хребта [Масуренков и др., 1991; Мелекесцев и др., 1991], нами были вычислены распределения температур для каждого источника флюидов (см. рис. 1) для интервала времен  $t = 0 - 10^5$  лет. Этой гидродинамической модели сопоставлена схема проточного реактора [Чудненко, 2010], которая строится для каждого из указанных источников флюидов и его динамической характеристики отдельно по следующему сценарию: область фильтрации разбивается от уровня входа потока флюида в проницаемую зону на 50 отрезков до поверхности разгрузки флюида, в центры которых помещаются последовательно нумеруемые «реакторы»; временные характеристики динамики температур и давлений по потоку для  $t = 0 - 5 \cdot 10^4$  лет разбиваются на 100 временных отрезков; для каждого источника флюида исследуется некоторый спектр вариаций исходных составов флюида для указанного выше интервала температур.

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

1) порции флюида, поступающие в резервуары, характеризуются по принципу локального равновесия Гиббса—Коржинского формально «мгновенным» достижением гетерофазного равновесия в пределах рассматриваемых резервуаров; 2) резервуары имеют *T* и *P*, которые изменяются согласно рассчитанного варианта динамики теплообмена; 3) массоперенос вещества между резервуарами осуществляется в соответствии с диаграммой состояния вода—пар в виде жидкого или газообразного флюида; 4) развертка физико-химической эволюции системы во времени и пространстве представляется в виде последовательной цепи условий термодинамического равновесия в резервуарах в вычисляемых из сопряженной гидродинамической задачи временных координатах. Наличие в некоторых цитированных работах предложений называть «метасоматозом» процессы ассимиляции расплавами вмещающих пород или диффузионный обмен компонентами между магматической жидкостью и твердой фазой заставляет авторов возвращаться к ранее изложенной [Шарапов и др., 2015] схеме расчета балансов массы в используемой модификации инфильтрационного метасоматоза.

Модельный образ динамики в пространстве задается соответствующей нумерацией сопряженных резервуаров в границах выбранных систем (см. рис. 1). Потоки флюида движутся, переходя от резервуара к резервуару «по номерам», согласно принятому сценарию процесса. Входные данные, с помощью которых формируются модели проточного реактора, следующие: 1)  $t_n$  — число дискретных интервалов времени задается из решения задачи конвективного тепломассопереноса, получаемого по показанному выше приближению Дарси и отмеченному числу условных шагов, процесс эволюции динамической системы начинается со «стартового» времени t = 0; 2) Q — число резервуаров (50), номер резервуара в системе q (q = 0, 1, ..., Q), внешний источник флюида обозначается нулевым резервуаром, q = 0; 3) каждому резервуару q соответствует вектор мольных количеств независимых компонентов  $b_q^t$ , определяющий химический состав резервуара на t-м интервале времени:

$$b_{q}^{t} = \left(b_{q1}^{t}, ..., b_{qi}^{t}, ..., b_{qN}^{t}\right)^{T},$$

где N — число независимых компонентов, i = 1, ..., N, <sup>T</sup> — знак транспонирования.

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

Вначале устанавливается исходный состав резервуара 1 с учетом потоков из источника флюидов  $R_0$  (q = 0). Далее порядок действия в алгоритме определяется последовательностью пронумерованных систем: 1, 2, ..., q ,..., Q:

1) расчет равновесия в *q*-м резервуаре; 2) согласно заданным макрокинетическим коэффициентам вычисление количества вещества, переносимого в (q + 1)-й резервуар:  $b_{\alpha q}^{t} = \alpha_{q}^{t} \cdot b_{q}^{t}$ ; 3) расчет химического состава (q + 1)-го резервуара:  $b_{q+1}^{t} = \alpha_{q+1}^{t-1} \cdot b_{\alpha q}^{t}$  и т. д.

Временной цикл завершается при достижении *Q*-го резервуара. На следующем *t*+1 цикле повторяется действие цикла *t*. Весь процесс продолжается по исчерпанию всех *n* циклов.

Корректное моделирование равновесной физико-химической динамики эволюции составов магматогенных надастеносферных флюидов зависит от полноты и добротности термодинамических баз данных. В модели использованы термодинамические характеристики газов [Рид и др., 1982; Yokokawa, 1988; Зубков, 2005] и минералов [Карпов и др., 1976; Helgeson et al., 1978; Дорогокупец и др., 1988].

Для минералов приращение параметров определяется исходя из выбранного уравнения теплоемкости и изменения молярных объемов компонентов в области высоких значений *PT*. Зависимость термодинамических характеристик газов от давления вычислялась по модифицированному [Lee, Kesler, 1975] уравнению состояния Бенедикта—Вебба—Рубина. В области высоких давлений отклонение от идеальности смеси реальных газов рассчитывается по уравнениям Ван-дер-Ваальса в модификации Д. Бертоле [Wales, 1985] и [Breedveld, Prausnitz, 1973]. Коэффициенты фугитивности и мольные объёмы газов рассчитывались по двухпараметрическому [Breeveld, Prausnitz, 1973] и трёхпараметрическому уравнениям состояния Ли—Кеслера [Lee, Kesler, 1975].

При численном моделировании динамики метасоматического преобразования исходной породной матрицы выбор состава и изменения независимых компонентов в источнике со временем базируется на результатах проведенных ранее экспериментов [Шарапов и др., 2010, 2015], а также хроматографических определениях состава газа в разной степени метасоматизированных гарцбургитах (см. табл. 2, 3). Отметим, что в программном комплексе ABS [Kimura et al., 2009] состав метасоматизирующего флюида определяется как вода, выделяющаяся при дегидратации пород океанической земной коры при субдуцировании литосферной плиты без описания извлечения петрогенных компонентов в области отделения флюида. В используемой модификации модели проточного реактора состав отдельных независимых компонентов в источнике задавался как постоянным, так и изменяющимся по линейному закону, со временем достигая некоторого максимума или нуля.

Поскольку в работах, где рассматриваются метаморфогенные источники флюидов [Ishimaru et al., 2007, 2011], нет решений задачи динамики теплообмена отделяемого от плиты флюида и пород мантийного клина, полагаем, что по принимаемым моделям метаморфогенного источника флюида при его поступлении в породы мантийного клина начальная температура составляет порядка 1400 °C [Volcanism..., 2013], температура флюида может достигать 1300—1320 °C. Эта оценка следует из того, что температура ликвидуса в магнезиальных базитовых расплавах, выплавляемых из пород мантийного клина в гранатовой фации, не может быть ниже указанных величин. В решении задачи динамики нами ищутся оценки масштабов и динамики инфильтрационного массопереноса по разрезу принятого состава литосферы над источниками (см. рис. 1), генерирующими поток флюидов. Количественно уровень виртуального массообмена при воздействии разных по составу флюидов оценивался нормированием текущих значений по исходному составу породной матрицы в каждом участке разреза литосферного клина. Отметим еще раз, что в рамках принятой модели не рассматриваются процессы сублимирования [Шарапов и др., 2017], конвективного и декомпрессионного плавления, элементы которых фиксируются в ксенолитах.

## Результаты численного моделирования динамики метасоматических фаций Ca-Mg-Si инфильтрационного метасоматоза в приближении постоянного и переменного состава источников флюидов

Как следует из формализмов использованного приближения, в результате численного моделирования можно получить верхние оценки скоростей неизотермического метасоматического преобразования в зонах фильтрации исходных составов пород, которые должны согласовываться с реальными минеральными ассоциациями в метасоматизированных мантийных породах, если правдоподобна физико-химическая модель природного явления. В существующей классификации фаций и формационных видов метасоматических процессов в земной коре [Жариков др., 1998] зафиксированы реальные составы метасоматизированных пород, в том числе Ca-Mg-Si типа метасоматоза в ультрабазитах. Описанные процессы в мантийном клине можно интерпретировать как частный фациальный случай таких процессов при привносе флюидами из мантийных источников тех же петрогенных компонентов, что и



Рис. 8. Скорости разложения оливина и синтеза пироксенов для реактора R<sub>1</sub> для источников 120 км (35 кбар), 100 км (30 кбар), 75 км (25 кбар), 50 км (20 кбар), 30 км (14.5 кбар).

 $T_0 = 1030$  °C; состав флюида на входе в систему: Si<sub>(0.5)</sub>Al<sub>(0.2)</sub>Fe<sub>(0.1)</sub>Ca<sub>(0.3)</sub>Na<sub>(0.3)</sub>K<sub>(0.02)</sub>Cl<sub>(0.5)</sub>F<sub>(0.1)</sub>C<sub>(1)</sub>H<sub>(2)</sub>O<sub>(3)</sub>, t = 0—50 тыс. лет. На рисунке: цифры в скобках — давление в кбар.

при образовании коровых родингитов. Из сопоставления наблюденных в ксенолитах минеральных ассоциаций метасоматитов и данных изучения родингитов Камчатки [Селиверстов, Осипенко, 1998] мы сделали вывод, что описанный выше спектр преобразования пород мантийного клина может быть как одной из зон процессов образования глубинных аналогов родингитов, так и реализацией некоего специфического состава флюидов, который не характерен для коровых источников флюидов.

Разрешение этой дилеммы можно получить из сравнительного перебора составов минеральных ассоциаций, которые виртуально получаются в резервуаре  $R_1$ , поскольку в нем фиксируется весь возможный спектр метасоматических минеральных парагенезисов от начального состава породной матрицы до определяющегося составом флюида в источнике равновесного состава и количественных содержаний соединений в твердой фазе при фиксированных *T* и *P* [Коржинский, 1968; Голубев, 1981]. При переборе «разумных» вариаций составов флюидов в источниках можно получить необходимую и достаточную статистику вариантов указанных составов для сравнения с эталоном. Мы попытались решить такую задачу, отталкиваясь от уже накопленных ранее результатов [Шарапов и др., 2010, 2015].

В рамках принятого приближения возможный динамический спектр метасоматических преобразований от начальных изменений исходной матрицы до формирования равновесной с поступающим из источника флюида минеральной ассоциации при дебазификации ультрабазитовых пород мантийного клина может быть прослежен в реакторе  $R_1$  (рис. 8) для каждого по глубине и вариациям состава флюидов с учетом начальной температуры газовой смеси на входе в рассматриваемую систему во временном интервале  $0-5 \cdot 10^4$  лет [Шарапов и др., 2016]. Получилось, что вероятный спектр метасоматического преобразования ультрабазитов при Ca-Mg-Si метасоматозе для тренда дебазификации является некоторой частью линейки процессов, которые были обнаружены при анализе динамики инфильтрационной карбонатизации ультрабазитов континентальной литосферной мантии [Шарапов и др., 2015]. Конкретизация физико-химической области описанных выше минеральных ассоциаций при фиксированных значениях *T* и *P* осуществлялась перебором составов флюидов в разноглубинных источниках. В рамках модели метаморфогенного источника флюидов [Ishimaru et al., 2007] полученная линейка процессов верлитизации приведена на рис. 9.

Рис. 9. Характер волновых соотношений содержания кремнезема в минералах метасоматических колонок для состава флюида в источнике, приведенного на рис. 8 и аналогичного времени взаимодействия флюид—порода в зависимости от начальной температуры флюида в источнике:

*l* — 1029 °С, *2* — 1200 °С.



Рис. 10. Квазистационарный профиль температур для метаморфогенного источника, показанного на рис. 1, a, для времени t = 50 тыс. лет.

Поскольку в изученных ксенолитах кальцит отмечается только во флюидных включениях, то для температурного интервала процесса замещения на глубинах порядка 50—70 км и температурах ниже 1100 °С можно прогнозировать возможный состав флюидов, отвечающий конечным значениям на полученной шкале времени протекания процесса. Полная шкала метасоматических изменений в разрезе мантийного клина для цитированной модели и состава флюида правой границы шкалы рис. 9 приведена на рис. 10.

Как следует из рис. 8, возможно существование двух *ТР*-фаций такого метасоматоза: глубинной («гранатовой», *P* > 30 кбар) и



мезоабиссальной [Шарапов и др., 2016]. Проведенное численное моделирование показало, что на стадии глубинной фации возможно образование двух минералогически различных температурных типов пироксенизации с температурным переходом в области 1120 < T < 1150 °C. В пределах мезоабиссальной фации глубинности не просматривается существенных минералогических различий в развитии тренда дебазификации в диапазоне 1000 < T < 1200 °C и давлении  $P \le 30$  кбар. В зависимости от соотношения Si/Ca во флюиде, а также содержаний Fe и Al в источниках флюидов можно построить возможный ряд предельных метасоматических преобразований ультрабазитовой матрицы при воздействии источников разного состава. Определенную роль в таких процессах, по-видимому, могут играть не только содержания независимых компонентов в источниках флюидов (рис. 10, 11).

Из полученных данных численного моделирования следует, что подвижность петрогенных компонентов в гетерофазных взаимодействиях зависит от всего состава соединений во флюидной фазе. Так, по-видимому, одной из физико-химических причин появления указанных выше минералогических фа-



Рис. 11. Соотношения содержаний со временем в метасоматизированных гарцбургитах матричного оливина, возникающих при верлитизации клинопироксена и ортопироксена при разных температурах и давлениях в резервуаре R<sub>1</sub> при воздействии переменного источника флюида: (C<sub>(0.5)</sub>; H<sub>(2)</sub>; O<sub>(2)</sub>; Cl<sub>(0.25)</sub>; F<sub>(0.05)</sub>; N<sub>(0.010)</sub>; S<sub>(0.003)</sub>; K<sub>(0.001)</sub>; Na<sub>(0.01)</sub>; Ti<sub>(0)</sub>; Cr<sub>(0)</sub>; Al<sub>(0.01)</sub> — увеличение содержания на 0.005 моли через каждые 1500 лет; Ca<sub>(0.05)</sub> — увеличение содержания на 0.005 моли через каждые 1500 лет; Si<sub>(0.125)</sub> — увеличение содержания на 0.01 моли через каждые 1500 лет; Fe<sub>(0.1)</sub> — уменьшение содержания на 0.01 моли через каждые 2500 лет).

Соотношения составов минералов со временем при верлитизации гарцбургитов при температурах флюида: *а* — 1200 °С (штриховые линии), *б* — 1029 °С (сплошные линии). Давление в резервуаре R<sub>1</sub> составляет 35 кбар. ций глубинности является наличие при давлениях более 30 кбар петрохимического аналога «метанового порога» Чекалюка [Бычинский и др., 2005]: для температур ниже 1150 °C скорость «виртуального синтеза» Срх при одинаковой интенсивности разложения оливина примерно в два раза больше, чем Орх. Эти различия в активности во флюиде  $Mg_2Cl_4$ ,  $CaCl_2$  при близких содержаниях во флюиде  $H_2O$ ,  $CO_2$ , CO,  $H_2$ ,  $CH_4$ ,  $C_3H_4O$  коррелируются в указанном диапазоне давлений с распадом таких соединений, как  $C_2H_6O_2$ ,  $H_2O$ , и отсутствием этого эффекта в мезоабиссальной фации [Шарапов и др., 2016].

Обнаружено также, что изменение давления в системе существенно сказывается на возможных масштабах окремнения, карбонатизации и образования глубинных аналогов родингитов. Виртуально оцененные масштабы развития последних увеличиваются с возрастанием давления. Отсутствие такого рода метасоматитов в изученных ксенолитах ультрабазитов может указывать на то, что в эксплозивных процессах Авачинского вулкана опробовались преимущественно верхние горизонты метасоматических колонн мантийного клина. Рассмотрим возможные типы фациальной зональности в метасоматизированных колоннах мантийного клина над разноглубинными источниками флюидов.

# Возможные виды минералогической зональности в колоннах метасоматизированных пород мантийного клина над разноглубинными источниками флюидов

Как следует из теории динамики неизотермического инфильтрационного метасоматоза [Голубев, 1981], развивающаяся зональность фронтальной метасоматической колонны в проницаемой зоне является некоторой пространственной разверткой при меняющихся T и P показанной выше динамики замещения ультрабазитовой матрицы на входе в систему с некоторыми добавочными физико-химическими трендами за начальной областью преобразования исходной породной матрицы. При этом для каждой последующей зоны по потоку флюидов возникшая область взаимодействия выступает в роли локального источника флюида для отдельных компонентов. В этом отношении в рассматриваемой численной схеме реактор  $R_1$  играет роль буфера или «фильтра» между источником флюида и всеми последующими зонами метасоматической колонны. Проиллюстрируем это соображение следующими примерами анализа процесса динамики дебазификации пород мантийного клина.

В этой фундаментальной закономерности инфильтрационного метасоматоза собственно содержится ответ на причину как устойчивости минеральных ассоциаций метасоматизированных ультрабазитов мантийного клина, показанных в [Ishimaru et al., 2007, 2011], так и приведенных выше наших результатов изучения другой коллекции ксенолитов.

Наиболее просто полученные соотношения можно проиллюстрировать для случая метасоматизма однородной породной гарцбургитовой матрицы в разрезе мантийного клина вертикальной протяженностью 100 км (рис. 12). Для сходных температур в разноглубинных источниках строение колонок над



# Рис. 12. Изменение со временем соотношения содержаний во флюиде ( $R_1$ ) при разных температурах и давлении 35 кбар газов, переносящих Ca и Mg, а также низкомолекулярных углеводородов.

a — изменение содержаний во флюиде со временем таких углеводородов, как CH<sub>2</sub>O, CH<sub>2</sub>O<sub>2</sub> и C<sub>2</sub>H<sub>6</sub>O<sub>2</sub> при температуре 1029 °C (сплошные линии) и температуре 1200 °C (штриховые линии), давление в R<sub>1</sub> = 35 кбар;  $\delta$  — изменение соотношений содержаний во флюиде CaCl<sub>2</sub>, MgCl<sub>2</sub> и Mg<sub>2</sub>Cl<sub>4</sub> при температуре 1029 °C (сплошные линии) и температуре 1200 °C (штриховые линии), давление в R<sub>1</sub> = 35 кбар. Изменение содержания компонентов в источнике согласно данных рис. 10.

Рис. 13. Распределение минералов в метасоматической колонке (*a*) и Si ( $\delta$ ) по разрезу мантийного клина для  $t = 5 \cdot 10^4$  лет, сформировавшихся при составе независимых компонентов в источнике: C<sub>(1)</sub> H<sub>(2)</sub> O<sub>(3)</sub> Cl<sub>(0.5)</sub> F<sub>(0.1)</sub> S<sub>(0.01)</sub> N<sub>(0.01)</sub> Al<sub>(0.01)</sub> Ca<sub>(0.05)</sub> Fe<sub>(0.1)</sub> K<sub>(0.01)</sub> Na<sub>(0.02)</sub> Si<sub>(0.5)</sub> Ti<sub>(0.01)</sub>.

ними подобно. В первом приближении в их строении просматриваются две главные области: 1) в нижней части имеется бинарная область из зон дебазификации и базификации с максимальными амплитудами изменения первичного состава породной матрицы (см. рис. 10); 2) выше по разрезу мантийного клина до поверхности земной коры формируется меняющееся со временем затухающее волновое колебание областей верлитизации и базификации, характеристики которой зависят от начальных температур в источнике флюида и их текущих изменений по пространственным координатам (рис. 12, 13). При этом из полученной статистики численных экспериментов (n = 200) следует, что предельно высокие содержания ортопироксена смещены к верхней части колонок и могут достигать порядка 15-17 %. В миниатюре эти явления фиксируются около трещин (см. рис. 2—5).



Подобные картины динамики метасоматических процессов фиксируются в виртуальных флюидных системах с момента установления квазистационарного распределения температур. Таким образом, в случаях существования в некоторой области литосферной мантии над кровлей магматических очагов, генерирующих флюиды со сходными T и P, в мантийном клине выше границы начальной зоны дебазификации формирование метасоматических пород мантийного клина проходит при воздействии флюидов квазистационарных составов. При этом в интервале глубин 40—60 км в интервале температур 800— 1000 °C реализуются сходные масштабы и минеральные ассоциации метасоматизированных гарцбургитов. В этом похоже и состоит специфичность выделенного в [Arai et al., 2003, 2007] Ca-Mg-Si метасоматоза пород мантийного клина во фронтальной зоне вулканических дуг западной окраины Тихого океана.

Относительная устойчивость и близость температурных профилей в указанном интервале глубин для разноглубинных источников, по-видимому, связана с тектонофизическими условиями развития флюидных систем. Так, для малоглубинных «андезитовых» источников флюидов фиксируемый интервал температур верлитизации гарцбургитов определяется температурой ретроградного кипения расплава и высокотрещиноватой средой в сейсмически-активных разломах [Эрлих, 1973, 2007; Штейнберг и др., 1987].

### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Содержательность полученной количественной информации следует из теории подобия [Гухман, 1974] — колонки инфильтрационного метасоматоза для подобных источников флюидов и динамики гетерофазных взаимодействий различаются только пространственными масштабами реализации. Рассмотренные процессы метасоматоза пород мантийного клина относятся к явлениям, подобным дебазификации ультрабазитов при воздействии метасоматизирующих флюидов из магматических источников в земной коре, т. е. формально характер этих процессов аналогичен образованию родингитов в земной коре [Жариков и др., 1998]. Для коровых родингитов Камчатки описаны случаи формирования как из метаморфогенных, так и магматических источников [Силиверстов, Осипенко, 1998]. Но обращение к



результатам этой работы показало расхождения наблюдаемых минералогических и структурных характеристик процессов замещения и частичного плавления в тех и других. Таким образом, сравниваемые виды метасоматической дебазификации ультрабазитов затруднительно относить к полным физико-химическим аналогам. Действительно, среди описанных метасоматических пород земной коры [Жариков и др., 1998] неизвестен выделенный в [Ishimaru et al., 2007] тип метасоматоза. Как было показано выше, он состоит в преобладании «ортопироксенизации» оливина, завершающейся своеобразным частичным плавлением. С другой стороны, в разнородных проявлениях родингитов Камчатки установлены как разные типы зональности метасоматических колонок, так и их переплавления [Силиверстов, Осипенко, 1998]. Среди метасоматизированных ультрабазитов в ксенолитах Авачинского вулкана нет их аналогов, поскольку последовательное метасоматическое преобразование оливина в родингитах заканчивается синтезом кальциевых гранатов и клинопироксенов. Таким образом, можно предположить, что рассматриваемый процесс метасоматического преобразования некоторой части пород мантийного клина является или динамически «незавершенной» частью локальной метасоматической колонки родингитового типа, или это некая флюидная система, которая не имеет динамического аналога в коровых магматических системах.

Обратим внимание на следующие характерные особенности рассматриваемого нами феномена: 1) преобладание «околотрещинного метасо-

Рис. 14. Сравнение характера метасоматических колонок при воздействии разных источников флюидов с начальной температурой в источнике 1200 °С и давлением P = 30 кбар при метасоматозе гарцбургитов мантийного клина (t = 0—250 тыс. лет).

a — модель магматического источника (mag), по [Шарапов и др., 2015], с составом флюида в источнике  $Si_{(0.5)}Al_{(0.1)}Fe_{(0.1)}Ca_{(0.1)}$ Na<sub>(0.03)</sub>K<sub>(0.02)</sub>Cl<sub>(0.5)</sub>F<sub>(0.1)</sub>S<sub>(0.1)</sub>N<sub>(0.01)</sub>C<sub>(1)</sub>H<sub>(2)</sub>O<sub>(3)</sub>, соотношение содержаний магния;  $\delta$  — модель метаморфогенного флюида (mibe), по [Mibe et al., 2002], с составом флюида в источнике  $Si_{(0.5)}Mg_{(0.5)}Cl_{(0.5)}F_{(0.1)}S_{(0.1)}N_{(0.01)}C_{(1)}H_{(2)}O_{(3)}$ , соотношение содержаний кагния;  $\delta$  — модель метаморфогенного флюида в источнике  $Si_{(0.5)}Mg_{(0.5)}Cl_{(0.5)}F_{(0.1)}S_{(0.1)}N_{(0.01)}C_{(1)}H_{(2)}O_{(3)}$ , соотношение содержаний кремния;  $\delta$  — модель метаморфогенного флюида (kim), по [Kimura et al., 2007], с составом флюида в источнике  $Cl_{(0.5)}F_{(0.1)}S_{(0.1)}N_{(0.01)}C_{(1)}H_{(2)}O_{(3)}$ , соотношение содержаний ортопироксена по разрезу метасоматической колонки.

матоза», многократное пересечение трещин со сходной минерализацией; 2) отсутствие ясно проявленной последовательности метасоматических зон в массивных образцах гарцбургитов; 3) наличие ясного температурного тренда возрастания температуры флюидных воздействий в фиксируемых в крупных образцах стадиях, которые заканчиваются образованием друзовых оторочек амфибола с плагиоклазом, клинопироксеном и иногда оливином, а также примазок кислых стекловатых пен. Фрагменты этих образований фиксируются в лавовых андезитовых корках на поверхности ксенолитов.

Напрашивается вывод о том, что мы имеем дело с относительно кратковременными стадиями «сейсмогенного» отделения флюидов от малоглубинного магматического очага, питающего данный вулкан, которые заканчиваются выносом обломков при извержениях. Землетрясения как триггеры вулканических и гидротермальных процессов описаны и показаны для зон сейсмичности [Kilburn, 2003; Manga, Brodsky, 2006; Watt et al., 2009; van der Elst et al., 2013]. Именно такой динамической обстановкой можно объяснить многостадийность метасоматического процесса с развитием только начальной стадии дебазификации ультрабазитов, вид фиксируемого температурного тренда и предельные значения температурного воздействия флюидов на породы мантийного клина и земной коры. Такая циклическая динамика флюидных процессов магматических очагов вытекает из развитой в работах [Николаевский, 1996; Ребецкий, Михайлова, 2007] особенности флюидодинамики в сейсмически-активных участках мантийного клина. Элементы такой количественной модели были рассмотрены для схемы ретроградного кипения магмы в работе [Шарапов, Аверкин, 1990]. В данном случае указанная модель должна быть дополнена схемой кипения [Штейнберг и др., 1987], в которой реализуются как ретроградное, так и декомпрессионное кипение магмы.

При подготовке рукописи к печати рецензировавшие ее коллеги обратили наше внимание на необходимость учета не только схемы [Kimura et al., 2009], но и работ другой группы исследователей [Mibe et al., 2002], и желательность сравнения метасоматических колонок при реализации изменения состава пород мантийного клина при обсуждении разных геодинамических сценариев развития нефильтрационного метасоматоза. Мы провели в рамках развитого приближения такой предварительный анализ для гидродинамического описания неизотермического тепломассообмена не в приближении Дарси, а модели компактирования гетерофазных сред, по [Perepechko et al., 2014]], обращая внимание читателей только на предполагаемый интервал глубин извлечения ксенолитов порядка 50-70 км, по [Колосков, 1999]. На рис. 14 показаны распределения кремния и магния, которые наиболее полно отвечают рассматриваемой нами схеме процесса Ca-Mg-Si метасоматоза, по [Ishimsru et al., 2007, 2011], а также уровни «верлитизации» гарцбургитовой матрицы. Очевидно, что при использовании этого приближения в описании массопереноса возникают более жесткие условия для согласования модели и природного образца в выполнении требований центральной теоремы теории подобия, чем в случае приближение Дарси [Гухман, 1974; Доровский и др., 1998]. Несложно видеть, что рассматриваемые распределения компонентов в системе и ортопирокснена, полученные по трем различным типам источников флюидов, скорее идентичны, а не просто аналогичны по типам кривых в отношении магния, подобны для канонической модели метаморфогенного флюида и магматической модели, несколько расходятся в отношении масштабов верлитизации. Природа полученного сходства и различий метасоматических колонок на всех уровнях глубин и температурных фаций их развития для разных типов источников и гидродинамики тепломассообмена будет рассмотрена в специальной публикации.

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Описанные явления метасоматоза в ксенолитах ультрабазитов из эксплозивных извержений Авачинского вулкана относятся преимущественно к начальным стадиям дебазификации ультрабазитов магматогенными флюидами, поступавших из вторичного очага плавления, возникшего в мантийном клине в шпинеливой фации глубинности. Возможно, среди метасоматизированных пород присутствуют обломки более ранних метасоматитов, относящихся к внешним уровням метасоматических колонок, связанных с более глубинными магматическими источниками. В тех и других есть только минеральные ассоциации слабой дебазификации, отвечающие уровням конвективного прогрева ниже температур 1150 °C. Ксенолиты более глубокого метасоматического преобразования ультрабазитов мантийного клина можно искать в соответствующих выплавках гранатовой фации глубинности. Таковые описаны в разновозрастных магнезиальных базитах [Селиверстов, Осипенко, 1998; Колосков, 1999]. В целом в эксплозивных продуктах вулканов фронтальной зоны присутствуют или глубоко перекристаллизованные и частично подплавленные при температурах порядка 1000—1100 °C породы различной степени дифференцированных базитовых интрузивов [Кутыев, Шарапов, 1979], или описанные выше ультрабазиты корово-мантийной смеси [Колосков, 1999].

Мы полагаем, что продукты опробования вулканами пород области перехода кора—мантия чрезвычайно интересны для оценки условий и процессов формирования рудоносных расплавов, с которыми связаны месторождения порфировой формации, а также геохимических характеристик продуктов взаимодействия флюид—порода на данном уровне возникновения и эволюции магматических очагов.

Авторы признательны О.Г. Сафонову и А.Г. Соколу за критический и конструктивный анализ рукописи, а также содержательные предложения по ее улучшению. Сотрудниками ИГМ СО РАН М.П. Гора, С.В. Ковязиным, С.З. Смирновым, В.П. Чупиным, А.Я. Шевко в экспедиционных работах 2007—2013 гг. с участием авторов была собрана коллекция из более 600 образцов ксенолитов ультрабазитов Авачинского вулкана. Она дополнена 36 образцами ультрабазитов, которые были переданы В.Н. Шарапову в 2005 г. Р.Л. Дуниным-Барковским. Мы глубоко благодарны этим коллегам, обеспечившим каменным материалом исследования процессов тепломассообмена в литосферной мантии под Авачинским вулканом. Также выражаем благодарность И.В. Ащепкову, Н.Л. Добрецову, М.П. Мазурову, Ю.В. Перепечко, В.В. Рябову, В.А. Фалееву за критические и конструктивные предложения и обсуждение результатов нашей работы. Некоторые аспекты нашего исследования при его постановке обсуждались с А.В. Колосковым, которому мы признательны за советы и поддержку идеи нашей работы.

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда (проект РНФ № 14-17-00602).

### ЛИТЕРАТУРА

Абкадыров И.Ф., Букатов Ю.Ю., Геранин К.О. Результаты микросейсмического зондирования в районе Авачинского вулкана. Петропавловск-Камчатский, 2014, avs/publication/young.conf/2014/1/art9. pdf.

Антонов А.Ю. Вещественная зональность четвертичного вулканизма Курильской островной дуги и новые петрогенетические следствия // Литосфера, 2006, № 1, с. 22—44.

Базанова Л.И., Брайцева О.А., Пузанков М.Ю. Крупнейшие голоценовые извержения вулкана Авачинский на Камчатке (этап 7250-3700 лет назад) // Вулканология и сейсмология, 1998, № 1, с. 3—24.

Базанова Л.И., Брайцева О.А., Пузанков М.Ю. Катастрофические плинианские извержения начальной фазы формирования Молодого конуса вулкана Авачинский (Камчатка) // Вулканология и сейсмология, 2003, № 5, с. 20—40.

Базанова Л.И., Брайцева О.А., Мелекесцев И.В. Катастрофические извержения Авачинского вулкана (Камчатка) в голоцене: хронология, динамика, геоморфологические и экологические эффекты, долгосрочный прогноз // Вулканология и сейсмология, 2004, № 6, с. 3—8.

Беликов В.Т. Об основных уравнениях фильтрации флюида в деформируемой трещиновато-пористой среде // Геология и геофизика, 1989 (5), с. 59—64.

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

Голубев В.С. Динамика геохимических процессов. М., Недра, 1981, 206 с.

Гонтовая Л.И., Попруженко С.В., Низкоус И.В. Верхняя мантия Камчатки: глубинная модель и связь с тектоникой // Тихоокеанская геология, 2008, т. 27, № 2, с. 80—91.

**Гонтовая Л.И., Ризниченко О.Ю., Нуждина И.Н., Федорченко И.А.** Авачинская группа вулканов: глубинное строение и особенности сейсмичности // Материалы конференции, 2010, Петропавловск-Камчатский, с. 50—58.

**Гухман А.А.** Применение теории подобия к исследованию процессов тепломассообмена. М., Высшая школа, 1974, 320 с.

Действующие вулканы Камчатки / Под ред. С.А. Федотова, Ю.П. Масуренкова. М., Наука, 1991, т. 1, 302 с.

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

Доровский В.Н., Перепечко Ю.В., Шарапов В.Н. Некоторые проблемы математического моделирования при описании магматических и рудно-магматических систем // Геология и геофизика, 1998, т. 39 (11), с. 1529—1538.

Жариков В.А., Русинов В.Л., Маракушев А.А. Метасоматоз и метасоматические породы. М., Научный мир, 1998, 478 с.

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

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

Колосков А.В. Ультраосновные включения и вулканиты как саморегулирующаяся геологическая система. М., Научный мир, 1999, 220 с.

**Колосков А.В., Хотин М.Ю.** Включения ультраосновного состава в лавах современных вулканов Камчатки // Включения в вулканических породах Курило-Камчатской островной дуги. М., Наука, 1978, с. 36—66.

Колосков А.В., Коваленко Д.В. Новые возрастные датировки проявления кайнозойского вулканизма на Камчатке // Вестн. КРАУНЦ. Науки о земле, 2009, т. 1, № 13, с. 231—236.

Колосков А.В., Пузанков М.Ю., Пирожкова Е.С. Включения в базальтоидах островных дуг: к проблеме состава и генезиса переходного слоя «корово-мантийной смеси» // Геодинамика и вулканизм Курило-Камчастской островодужной системы. Петропавловск-Камчатский, ИВГиГ ДВО РАН, 2001, с. 123—152.

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

Кузнецов Г.В. Состав газовой фазы минералов перидотитовых ксенолитов Авачинского вулкана как показатель флюидного режима шпинелевой фации надсубдукционного мантийного клина // Материалы конференции «Проблемы освоения недр». Томск, ТГТУ, 2013а, с. 127—128.

**Кузнецов Г.В.** О фациях глубинности образования базитовых расплавов в мантийном клине под вулканами Камчатки // Вулканизм, биосфера и экологические проблемы. Туапсе, 20136, с. 132—134.

Кузнецов Г.В., Шарапов В.Н., Фалеев В.А. Оценка составов остаточных расплавов в ультрабазитах мантийного клина под вулканами Авачинской группы методом нагревания потоком восстановленных газов // Тезисы докладов XVI Российского совещания по экспериментальной минералогии. Черноголовка, 2010, с. 60—61.

Кутыев Ф.Ш., Шарапов В.Н. Петрогенезис под вулканами. М., Недра, 1979, 105 с.

Левина В.И., Ландер А.В., Митюшкина С.В. Сейсмичность Камчатского региона 1962-2011 гг. // Вулканология и сейсмология, 2013, т. 7, № 1, с. 37—51.

Масуренков Ю.П., Егорова И.А., Пузанков М.Ю., Балеста С.Т., Зубин М.И. Вулкан Авачинский // Действующие вулканы Камчатки. Т. 2. М., Наука, 1991, с. 246—269.

Мелекесцев И.В., Литасова С.Н., Сулержицкий Л.Д. О возрасте и масштабе катастрофических извержений типа направленного взрыва вулкана Авачинский (Камчатка) в позднем плейстоцене // Вулканология и сейсмология, 1991, № 2, с. 3—11.

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

**Мороз Ю.Ф. Гонтовая Л.И.** Глубинное строение Авачинско-Корякской группы вулканов на Камчатке // Вулканология и сейсмология, 2003, № 4, с. 3—10.

Николаевский В.Н. Геомеханика и флюидодинамика. М., Недра, 1996, 446 с.

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

Ребецкий Ю.Л., Михайлова А.В. Роль сил гравитации в формировании глубинной структуры сдвиговых зон // Геодинамика и тектонофизика, 2011, т. 2, № 1, с. 45—67.

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

Селиверстов В.А., Осипенко А.Б. Петрология родингитов Камчатки. Владивосток, Дальнаука, 1998, 123 с.

Сонин В.М., Бульбак Т.А., Жимулев Е.И., Томиленко А.А., Чепуров А.И., Похиленко Н.П. Синтез тяжелых углеводородов при температуре и давлении верхней мантии Земли // ДАН, 2014, т. 454, № 1, с. 84—88

Тимина Т.Ю., Ковязин С.В., Томиленко А.А. Состав расплавных и флюидных включений в шпинели из ксенолитов перидотитов Авачинского вулкана (Камчатка) // ДАН, 2011, т. 442, № 2, с. 239—243.

**Тимина Т.Ю., Томиленко А.А., Ковязин С.В.** Особенности флюидного режима при образовании клинопироксенитов надсубдукционного мантийного клина под Авачинским вулканом (Камчатка) // ДАН, 2015, т. 463, № 6, с. 696—699.

Френкель М.Я., Арискин А.А. Моделирование равновесной и фракционной кристаллизации базальтов с помощью ЭВМ // Геохимия, 1984, № 10, с. 1419—1434.

**Черепанова В.К., Черепанов А.Н., Шарапов В.Н.** Модели динамики фазовых превращений в магматических системах и металлических сплавах. Новосибирск, НГТУ, 2015, 242 с.

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

**Чудненко К.В., Карпов И.К., Мазухина С.И., Бычинский В.А., Артименко М.В.** Динамика мегасистем в геохимии: формирование базовых моделей процессов и алгоритмы имитации // Геология и геофизика, 1999, т. 40 (1), с. 44—60.

Шарапов В.Н., Аверкин Ю.А. Динамика тепло- и массообмена в ортомагматических флюидных системах. Новосибирск, Наука, 1990, 198 с.

Шарапов В.Н., Сотников В.И. К проблеме количественного моделирования развития рудно-магматических систем // Геология и геофизика, 1997, т. 38 (5), с. 857—870.

Шарапов В.Н., Симбирева И.Г., Бондаренко П.М. Структура и геодинамика сейсмофокальной зоны Курило-Камчатского региона. Новосибирск, Наука, 1984, 197 с.

Шарапов В.Н., Симбирева И.Г., Бондаренко П.М. Сейсмотектоника Курило-Камчатской области и ее стыка с Алеутской дугой. Сейсмологические и тектонофизические модели. Новосибирск, ИГГ СО РАН, 1992, 138 с.

Шарапов В.Н., Томиленко А.А., Кузнецов Г.В., Ковязин С.В. О конвективном плавлении литосферных пород шпинелевой фации над сейсмофокальной зоной Курило-Камчатского региона // Вулканизм и геодинамика. Материалы IV Всероссийского симпозиума по вулканологии и палеовулканологии. Петропавловск-Камчатский, ИВС ДВО РАН, 2009, с. 228—231.

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

Шарапов В.Н., Перепечко Ю.В., Кузнецов Г.В., Сорокин К.Э. К проблеме определения глубины образования и состава базитового расплава в верхней мантии // Геология и геофизика, 2013, т. 54 (3), с. 390—409.

Шарапов В.Н., Чудненко К.В., Томиленко А.А. О физико-химической динамике карбонатизации пород литосферной мантии под кратоном Сибирской платформы // Геология и геофизика, 2015, т. 56 (5), с. 890—915.

Шарапов В.Н., Кузнецов Г.В., Чудненко К.В. Возможные физико-химические фации верлитизации пород мантийного клина под вулканами фронтальной зоны Курило-Камчатского региона // ДАН, 2016, т. 467, № 4, с. 450—453.

Шарапов В.Н., Кузнецов Г.В., Логачев В.П., Черепанова В.К., Черепанов А.Н. К построению модели динамики сублимирования трещиноватых пород литосферы в мантийном клине под вулканами Авачинской группы (Камчатка) // Геохимия, 2017, № 3, с. 201—223.

Штейнберг Г.С., Штейнберг А.С., Мержанов А.Г. Флюидный механизм подъема давления в вулканических (магматических) системах с массообменом // Докл. АН СССР, 1987, т. 279, № 5, с. 1081— 1086.

Эрлих Э.Н. Современная структура и четвертичный вулканизм западной части Тихоокеанского кольца. Новосибирск, Наука, 1973, 232 с.

Эрлих Э.И. Эволюция, современные структуры и вулканизм островных дуг и близких к ним систем. 2007, hppi:www/kscnet.ru/ivs/monograph/erlih.

Acharonov E., Spiegelman M., Kelemen P. Three-dimensional flow and reaction in porous media // J. Geophys. Res., 1997, v. 102, p. 14821—14834.

**Arai S., Ishimaru S.** Insights into petrological characteristics of the lithosphere mantle wedge beneath arcs through peridotite xenoliths: a review // J. Petrol., 2008, v. 49, № 4, p. 359—395.

Arai S., Ishimaru S., Okrugin V.M. Metasomatized harzburgite xenoliths from Avacha volcano as fragments of mantle wedge of the Kamchatka arc: Implication for the metasomatic agent // Island Arc, 2003, v. 12, N 2, p. 233—246.

Arai S., Abe N., Ishimaru S. Mantle peridotites from the Western Pasific // Gondwana Res., 2007, v. 11, № 1–2, p. 180–199.

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

Bindeman I.N., Leonov V.L., Izbekov P.E., Ponomareva V.V., Watts K.E., Shipley N.K., Perpelov A.B., Bazanova L.I., Jicha D.R., Singer B.R., Schmitt A.K., Portnyagin M.V., Chen C.H. Largevolume silicic volcanism in Kamchatka: Ar-Ar and U-Pb ages, isotopic, and geochemical characteristics of

major pre-Holocene caldera-forming eruptions // J. Volcanol. Geotherm. Res., 2010, v.189, № 1–2, p. 57–80. Demouchy S., Tommassi A., Barou F., Mainprice D., Cordier P. Deformation of olivine in torsion

under hydrous conditions // Phys. Earth Planet. Int., 2012, v. 202—203, p. 56—70. Coltorti M., Grégoire M., Scambelluri M. Subduction vs intraplate lithospheric mantle: Agents and processes // Lithos, 2009, v. 107, iss. 1—2, p. 27—43. **Golubev V.S., Kuznetsov Yu.A., Sharapov V.N.** To dynamics of granitization and melting of crystal rocks during filtration of volatiles // Pacific Geol., 1978, № 13, p. 17–31.

Grégoire M., Jégo S., Maury R., Payot B.D., Tamayo R.A. Metasomatic interactions between slabderived melts and depleted mantle: Insights from xenoliths within Monglo adakite (Luzon arc, Philippines) // Lithos, 2008, v. 103,  $N_{2}$  3-4, p. 415—430.

Halama R., Savov I.P., Rudnick R.L. Insights into Li and Li isotope cycling and sub-arc metasomatism from veined mantle xenoliths, Kamchatka // Contr. Miner. Petrol., 2009, v. 158, iss. 2, p. 197–222.

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

**Ionov D.I., Bernard A., Plechov P.Y.** Melt evolution in subacrc mantle: evidence from heating experiments on spinel-hosted melt inclusions in peridotite xenoliths from the andesitic Avacha volcano (Kamchatka, Russia) // Contr. Miner. Petrol., 2011, v. 162, p. 1159—1174.

**Ishimaru S., Arai S.** Peculiar Mg-Ca-Si metasomatism along a shear zone within the mantle wedge: inference from Avacha xenoliths from Avacha volcano // Contr. Miner. Petrol., 2011, v. 161, p. 703—725.

**Ishimaru S., Arai S., Ishida Y., Okrugin V.M.** Melting and multi-stage metasomatism in the mantle wedge beneath a frontal arc inferred from highly depleted peridotite xenoliths from the Avacha Volcano, Southern Kamchatka // J. Petrol., 2007, v. 48, № 2, p. 395–433.

**Karpov I.K., Chudnenko K.V., Kulik D.A.** Modeling chemical mass-transfer in geochemical processes: Thermodynamic relations, conditions of equilibria and numerical algorithms // Am. J. Sci., 1997, v. 297 № 8, p. 767—806.

**Kimura J-I., Hacker B.R., van Keken P.E., Kawabata H., Yoshida T., Stern R.J.** Arc Basalt Simulator version 2, a simulation for slab dehydration and fluid-fluxed mantle melting for arc basalts: Modeling scheme and application // G<sup>3</sup>, 2009, v. 9, № 9, Q09004, doi:10.1029/2008GC002217.

**Kilburn Ch.R.J.** Multiscale fracturing as a key to forecasting volcanic eruptions // J. Volcan. Geotherm. Res., 2003, v. 125, p. 271–289.

Koulakov I., Jaxybulatov K.,, Shapiro N., Abkadyrov I., Deev E., Jakovlev A., Kuznetsov P., Gordeev E., Chebrov V. Asymmetric caldera-related structures in the area of the Avacha group of volcanoes in Kamchatka as revealed by ambient noise tomography and deep seismic sounding // J. Volcan. Geotherm. Res., 2014, v. 28, p. 36—46.

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

**Malaspine N., Poli S., Fumagalli P.** The oxidation state of metasomatized mantle wedge: insights from C–O–H-bearing garnet peridotite // J. Petrol. 2009, doi: 10.1093/petrology/egp040.

**Manga M., Brodsky E.** Seismic triggering of eruptions in the far field:volcanoes and geysers //Ann. Rev. Earth Planet. Sci., 2006, v. 34, p. 263—291.

**Mibe K., Atsushi T., Yasuda A.** Composition of aqueous fluid coexisting with mantle minerals at high pressure and its bearing on the differentiation of the Earth's mantle //Geochim. Cosmochim. Acta, 2002, v. 66, iss. 12, p. 2273—2285.

**Perepechko Yu.V., Sorokin K.E., Sharapov V.N.** The asthenosphere melting regimes alteration due to changing conditions of upper mantle // AGU Fall Meeting Abstracts, 2014, V23D-4830.

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

Timina T.Yu., Kovyazin S.V., Tomilenko A.A., Kuznetsov G.V. Composition of melt and fluid inclusions in spinel of peridotite xenoliths from Avacha volcano (Kamchatka, Russia) // 3rd Biennial conference ACROFI III and TBG XIV, Novosibirsk, Russia, 2010, p. 248–249.

Timina T.Yu., Tomilenko A.A., Smirnov S.Z., Kuzmin D.V. Melt and fluid inclusion evidence of metasomatic alterations within the mantle wedge beneath Avacha volcano (Kamchatka, Russia) // Extended Abstracts of JKASP8. Sapporo. Japan, CD, 2014.

Tomilenko A.A., Kovyazin S.V., Sharapov V.N., Timina T.Y., Kuzmin D.V. Metasomatic recrystallization and melting of ultrabasic rocks of mantle wedge beneath Avacha volcano, Kamchatka // 3rd Biennial conference ACROFI III and TBG XIV, Novosibirsk, 2010, p. 248—249.

Tomilenko A.A., Chepurov A.I., Sonin V.M., Bul'bak T.A., Zhimulev E.I., Chepurov A.A., Timina T.Yu., Pokhilenko N.P. The synthesis of methane and heavier hydrocarbons in the system graphiteiron-serpentine at 2 and 4 GPa and 1200°C // High Temperatures-High Pressures, 2015, v. 44, № 6, p. 451—465.

van Keken P.E. The structure and dynamics of the mantle wedge // Earth Planet. Sci. Lett., 2003, v. 215, p. 323–338.

van der Elst N.J., Savage H.M., Keranen K.M., Abers G.A. Enhanced remote earthquake triggering at fluid-injection sites in the Midwestern United States// Science, 2013, v. 341, p. 164—167.

**Volcanism** and subduction: The Kamchatka region // Eds. J. Eichelberger, E. Gordeev. Washington, D.C., AGU, 2013, doi: 19.1029/172 GM05.

Wales S.M. Phase equilibria in chemical engineering: Parts I and II. Boston, Butterworth, 1985, 515 p.

Watt S.F.L., Pyle D.M., Mather T.A. The influence of great earthquakes on volcanic eruption rate along the Chilean subduction zone // Earth Planet. Sci. Lett., 2009, v. 277, p. 399–405.

Yamamoto J., Nakai Sh., Nishimura K., Kaneoka J., Kagi H., Sato K., Okumura T., Prikhod'ko V.S., Arai Sh. Intergranular trace elements in mantle xenoliths from Russian Far East: Example for mantle metasomatism by hydrous melt // Isl. Arc, 2009, v. 18,  $N_{0}$  5, p. 57—80.

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

Рекомендована к печати 6 июля 2016 г. Н.Л. Добрецовым

Поступила в редакцию 7 августа 2015 г., после доработки — 16 марта 2016 г.