

ДИНАМИКА МЕТАСОМАТИЧЕСКОГО ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ПОРОД ЛИТОСФЕРНОЙ МАНТИИ И ЗЕМНОЙ КОРЫ В ЗОНАХ ГЛУБИННЫХ РАЗЛОМОВ, КОНТРОЛИРОВАВШИХ ТРАППОВЫЙ МАГМАТИЗМ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

В.Н. Шарапов^{1,2}, М.П. Мазуров¹, К.В. Чудненко³, К.Э. Сорокин¹

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

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

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

Для многоскоростного приближения определена динамика прогрева пород потоком магматогенного флюида в плоской проницаемой зоне, пересекающей литосферу кратона Сибирской платформы от магматического очага с глубины 50 км до поверхности Земли. Ей сопоставлена динамика инфильтрационного метасоматоза трехслойного разреза литосферы: 1) гарцбургитовая мантия: 50—40 км, 2) кристаллический фундамент, состав которого имитировался разрезом пород, вмещающих скарновые месторождения Алданского щита: 39—7 км, 3) платформенный чехол, упрощенные варианты составов пород которого задавались по таковым для южной и северной частей области проявления траппов на Сибирской платформе: 6—0 км. Численное моделирование метасоматического преобразования выполнено с помощью ПК Селектор в модификации многорезервуарного проточного реактора для спектра исходных составов флюидов в магматическом источнике от высоковосстановленных («водно-метановые») до ординарных «водно-кислотных» (диапазон $\lg p_{O_2}$ от -13.0 до -12.0). Полученные балансы взаимодействующих фаз показали отсутствие существенного изменения массы в алюмосиликатных породах разрезов мантии и земной коры и значительные ее потери при замещении карбонатных и сульфатных отложений.

Траппы, моделирование, флюиды, инфильтрационный метасоматоз, Сибирская платформа.

DYNAMICS OF METASOMATIC TRANSFORMATION OF THE ROCKS OF THE LITHOSPHERIC MANTLE AND EARTH'S CRUST IN DEEP-FAULT ZONES CONTROLLING THE SIBERIAN PLATFORM TRAP MAGMATISM

V.N. Sharapov, M.P. Mazurov, K.V. Chudnenko, and K.E. Sorokin

For a the multirate approximation, we have determined the dynamics of rock heating by a magmatic-fluid flow in a flat permeable zone cutting the cratonic lithosphere of the Siberian Platform from a magma chamber at a depth of 50 km to the Earth's surface. This dynamics is compared with the dynamics of infiltration metasomatism in a three-layer lithosphere section: (1) harzburgitic mantle (depth 50–40 km), (2) crystalline basement (39–7 km), whose composition was simulated by the section of rocks hosting the skarn deposits of the Aldan Shield, and (3) platform cover (6–0 km), with its simplified rock compositions specified on the basis of the rock compositions in the southern and northern parts of the trap area of the Siberian Platform. Numerical modeling of the metasomatic transformation of rocks was performed in a multireservoir flow reactor, using the Selektor software. The initial composition of fluids in a magmatic source varied from highly reduced (water–methane) to ordinary (water–acid) ($\lg p_{O_2}$ from -13.0 to -12.0). The obtained balances of the interacting phases show no significant change in the mass of aluminosilicate rocks in the mantle and Earth's crust sections and a significant loss of their mass under replacement of carbonate and sulfate deposits.

Traps, modeling, fluids, infiltration metasomatism, Siberian Platform

ВВЕДЕНИЕ

Металлогения траппов Сибирской платформы (СП) коррелируется с характеристиками процессов ассимиляции базитовыми магмами коровых пород и их взаимодействиями с флюидами платформенного чехла [Налдретт, 2003; Модельный..., 2009; Рябов и др., 2018]. Спектр такого рода явлений установлен при изучении магматогенных флюидных систем, сопряженных с трапповыми интрузивами СП [Павлов, Пэк, 1979; Мазуров, 1985; Пухнарович, 1986; Шарапов и др., 1992; Аглонов, 2001; Туровцев, 2002; и др.]. Из этих данных следует, что при внедрении базитовых расплавов в чехол СП происходили разнородные по масштабам процессы преобразования как магматических жидкостей, так и вмещающих

их пород, содержащих поровые флюиды. Исчерпывающий обзор качественных схем взаимодействий «базитовый расплав—эвапориты» и формирования ортомагматических рудообразующих систем приведен в работе [Waggen, 2016]. Однако часть выявленных процессов развития флюидных систем СП «не укладывается» в схемы локально-контактовых взаимодействий конкретных магматических тел и пород платформенного чехла [Спиридонов, Гриценко, 2009; Рябов и др., 2018]. Возможная природа некоторых из отмеченных «не около контактовых» явлений обсуждается в данном сообщении.

К ВОПРОСУ О ВОЗМОЖНЫХ ФОРМАХ И МАСШТАБАХ ПРОЯВЛЕНИЯ ПОТОКОВ ГЛУБИННЫХ ФЛЮИДОВ В КРИСТАЛЛИЧЕСКОМ ФУНДАМЕНТЕ И ПЛАТФОРМЕННОМ ЧЕХЛЕ ПОД ЭФФУЗИВНЫМИ РАЗРЕЗАМИ СИБИРСКИХ ТРАППОВ

Рассматриваемая далее проблема является частью обсуждаемых в русскоязычной литературе с середины прошлого и до последних лет текущего столетия разноуровневых процессов конвективного теплообмена между верхней мантией и литосферой азиатского континента для его постпротерозойской истории. Содержательной основой такого рода моделирования является комплекс инфильтрационных метасоматических процессов в земной коре, систематически описанный в работе [Метасоматизм..., 1998]. Модельные реконструкции распадаются на существенно разномасштабные, формализованные системы, для которых в настоящем столетии имеется математически существенно различный содержательный уровень [Летников, 2003, 2006, 2015; Шарапов и др., 2007; Модельный..., 2009; Чудненко, 2010; Черепанова и др., 2015]. Для кратона Сибирской платформы и его магматических и надастеносферных флюидных систем были рассмотрены численные модели динамики теплообмена, которые касались метасоматоза в литосферной мантии [Шарапов, 2005; Шарапов и др., 2010; 2015]. При этом качественные термодинамические модели [Летников, 2003, 2006] и количественные оценки, полученные для стационарного приближения неизотермического инфильтрационного метасоматоза [Шарапов, 2005] относительно возможных масштабов сублимирования или наращивания массы метасоматизируемых пород на границе литосферной мантии и земной коры оказались разнородными. Поэтому возникла необходимость развития указанной количественной модели и сопряженного рассмотрения процессов инфильтрационного метасоматоза как в литосферной мантии, так и в земной коре на основе более последовательного описания гидродинамики в проницаемой зоне [Сорокин, 2016], чем квазидвумерное приближение [Бессонова и др., 2010], которое было реализовано в цитированных работах.

Для количественного описания такого рода явлений под кратоном с использованием реакторной схемы ПК Селектор [Карпов и др., 1994, 2001] в сопряжении с описанием динамики конвективного прогрева проницаемой для фильтрационного потока зоны в литосферной мантии и земной коре [Бессонова и др., 2010] позволяет получить наиболее комплексную картину баланса фаз и минеральных составов в зонах метасоматической колонки для равновесного приближения. Его существо сводится к сопряжению наиболее корректного описания неизотермической многоскоростной гидродинамики фильтрации магматогенного флюида в проницаемой зоне над его источником с описанием гетерофазного равновесного взаимодействия флюид—порода в последовательной цепочке гидравлически связанных равновесных ее фрагментов («реакторов»). Расчет баланса взаимодействующих сред строится на основе принципа Гиббса—Коржинского о «мгновенной» скорости протекания реакции взаимодействия флюид—порода во всех точках реактора и переходе всего прореагировавшего объема флюида в следующий реактор. Это означает, что полученная таким образом оценка «сверху» дает возможность фиксировать максимально возможные изменения величин «привнос—вынос» петрогенных и некоторых примесных компонентов в любой момент времени эволюции во всей или отдельной части моделируемой системы.

Современное состояние теории инфильтрационного метасоматоза и ее практические приложения в работах русскоязычных авторов отражены в материалах конференции [Летников..., 2015]. Проведенный ранее анализ стационарных неизотермических моделей таких процессов для Западно-Сибирской плиты [Шарапов, 2005] показал, что в коровых преимущественно алюмосиликатных толщах не просматривается масштабных явлений флюидной «физико-химической» деструкции [Летников, 2003, 2006] ни верхних горизонтов литосферной мантии, ни пород нижней части земной коры. Эти выводы согласуются с геофизическими данными о структуре земной коры и верхней мантии ЗСП [Витте и др., 2009; и др.]. В разломных зонах, контролирующих развитие эффузивов пермтриасовой трапповой формации ЗСП, выявлены метасоматические преобразования туфов и лав в условиях пропилитовой фации [Сараев и др., 2009; Берзин и др., 2016]. В пределах развития пермтриасовой трапповой формации на Сибирской платформе фиксируется повсеместное проявление в надрудных разрезах вулканогенных свит в участках формирования магматических сульфидных месторождений низкотемпературных флюидных систем [Спиридонов, Гриценко, 2009; Рябов и др., 2018]. Современное состояние флюидных систем в платформенном чехле СП освещено достаточно последовательно [Самсонов, Ларичев, 2008; Гажула, 2008; Букаты, 2009; Новиков, 2009; Арчагов, 2010; Гордеева, 2011; и др.]. Эти данные позволяют судить

о влиянии неотектонических нарушений на зональность составов поровых флюидов в разрезе платформенного чехла. Дополнительная информация о характере флюидных систем современных зон спрединга позволяет оценить специфичность моделируемой далее системы.

О ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИКАХ СОВРЕМЕННЫХ МАГМАТОГЕННЫХ ФЛЮИДНЫХ СИСТЕМ ВНУТРИПЛИТНЫХ ЗОН СПРЕДИНГА

Для постановки задачи палеодинамики теплообмена в земной коре под щитовыми вулканами областей внутриплитного спрединга необходима информация о температурах и составах магматогенных флюидов в действующих термальных системах субэвральные зоны разгрузки термальных систем над глубинными разломами [Sorey, Colvard, 1996; Gudmundsson, 2000; Saemundsson, 2013]. Для интервала глубин порядка 1 км в них зафиксировано в отношении максимальных температур три типа эндогенных флюидов: 1) $T < 150$ °С; 2) $T < 200$ °С; 3) $T < 370$ °С. Во всех случаях генезис флюидов определен как смешение порово-трещинных вод и магматических газов в разных пропорциях. В рифтовых структурах, где проявлены только базитовый вулканизм, не зафиксировано присутствие термальных систем с температурами выше 200 °С, а также появления кирас в зонах поверхностной разгрузки горячих вод. Таким образом, проявления флюидных систем траппов ЗСП в отношении масштабности и металлогенической продуктивности можно относить к «нетипичным» для новейших разрезов земной коры, где преобладают эффузивные базитовые изверженные породы. В тех частях зон спрединга, где имеются также проявления кислого вулканизма, обнаруживаются высокотемпературные флюидные системы [Saemundsson, 2013]. Характеристики минерализации лавовых разрезов над солеродными толщами в платформенном чехле СП [Спиридонов, Гриценко, 2009; Рябов и др., 2018], имеют совершенно другой вид минерализации. Для платформенного чехла СП выявлены характерные особенности строения трещинно-поровых рассолов (см. выше) и отсутствие «надсолевой» зональности минерализации в трещинах осадочных пород платформенного чехла, которая характерна для бассейнов соленосных отложений, где нет внедрений изверженных пород [Попов и др., 2016]

ПОСТАНОВКА ЗАДАЧИ

Тектонический контроль магматогенных систем трапповой формации СП определяется разномасштабной сеткой разломных структур с шагом порядка 40 км, в которой пересечения крупных разломов определяют положение рудных узлов и отдельных диатрем [Варанд, 1974; Пухнаревич, 1986; Сапронов, 1986; Гордеева, 2011]. Гидродинамическое поле фильтрующихся через такую сетку разломов флюидов в литосфере обладает характерными 3D особенностями [Person et al., 2012]. Полное 3D численное решение задачи теплопереноса с учетом неизотермического гетерофазного взаимодействия флюид—порода требует использования вычислительных средств, которыми мы не располагаем. Потому нами рассмотрена 2D гидродинамическая модель фильтрации флюида из мантийного магматического источника с постоянным расходом флюида в единичной плоской вертикальной проницаемой зоне с переменной проницаемостью и пористостью пород литосферы [Сорокин, 2016]. Она совмещена с решением

Таблица 1. Физические параметры сред, использованных в расчетах

Параметр	Ед. изм.	Обозначение	Численное значение
Вязкость, магматический флюид	Па·с	μ_1	$4.5 \cdot 10^{-5}$
Плотность, магматический флюид	кг/м ³	ρ_1	120
Теплоемкость, магматический флюид	Дж/(кг·К)	c_1	3200
Теплопроводность, магматический флюид	Вт/(м·К)	λ_1	0.17
Коэффициент сжимаемости жидкости	м ² /Н	β_2	$8.07 \cdot 10^{-5}$
Плотность пород земной коры	кг/м ³	ρ_r	2600
Плотность пород литосферной мантии	кг/м ³	ρ_r	3000
Теплоемкость литосферных пород	Дж/(кг·К)	c_r	1000
Теплопроводность литосферных пород	Вт/(м·К)	λ_r	2.4
Коэффициент теплоотдачи раствора на боковой поверхности флюидопроводника	Вт/(м ² ·К)	α_2	0.005—0.05
Протяженность флюидопроводника	км	L	50
Ширина флюидопроводника	км	L_2	4
Эффективная пористость по длине флюидопроводника	%	m	0.01—0.04
Изменение проницаемости по длине флюидопроводника	м ²	$K_{пр}$	10^{-16} — 10^{-13}

Таблица 2. Модельный состав пород разреза литосферы над источником флюида (вариант 1)

Строение литосферы	Порода	Глубина, км	Состав пород (моли)
Мантия	Дунит	50	Si(6.248)Ti(0.006)Al(0.082)Fe(0.583)Mn(0.023)Mg(10.705)Ca(0.112.52) Na(0.019) K(0.006)P(0.004)Cr(0.034)O(25.52)
		49	
		48	
		47	
		46	
		45	
		44	
		43	
		42	
		Карбонат	
Дунит	40		Si(6.248)Ti(0.006)Al(0.082)Fe(0.583)Mn(0.023)Mg(10.705)Ca(0.112) Na(0.019) K(0.006)P(0.004)H ₂ O(0.033)Cr(0.034)O(25.52)
Земная кора	Карбонат	38	Si(0.0004)Al(0.0001)Fe(0.002)Mg(0.015)Ca(4.085) Na(0.047)C(1.9)O(5.1)
	Доломит	37	Si(0.0004)Al(0.0001)Fe(0.002)Mg(0.815)Ca(8.885) Na(0.047)C(1.2)O(5.1)
		36	
		35	
	Базальт	34	Si(8.309)Ti(0.135)Al(1.806)Fe(0.751)Mn(0.024)Mg(1.268)Ca(1.807) Na(0.418)K(0.049) P(0.008)Cr(0.001)O(28.16)
	Карбонат	33	Si(0.0004)Al(0.0001)Fe(0.002)Mg(0.015)Ca(4.085) Na(0.047)C(1.9)O(5.1)
	Базальт	31	Si(8.309)Ti(0.135)Al(1.806)Fe(0.751)Mn(0.024)Mg(1.268)Ca(1.807) Na(0.418)K(0.049) P(0.008)Cr(0.001)O(28.16)
		30	
		29	
		28	
	Андезитобазальт	27	Si(8.572)Ti(0.011)Al(0.281)Fe(0.687)Mn(0.021)Mg(5.856)Ca(1.682)
	Доломит	26	Si(0.0004)Al(0.0001)Fe(0.002)Mg(0.815)Ca(8.885) Na(0.047)C(1.9)O(5.1)
		25	
		24	
		23	
		22	
	Карбонат	22	Si(0.0004)Al(0.0001)Fe(0.002)Mg(0.015)Ca(4.085) Na(0.047)C(1.9)O(5.1)
	Доломит	21	Si(0.0004)Al(0.0001)Fe(0.002)Mg(0.815)Ca(8.885) Na(0.047)C(1.9)O(5.1)
20			
19			
18			
Базальт	17	Si(8.309)Ti(0.135)Al(1.806)Fe(0.751)Mn(0.024)Mg(1.268)Ca(1.807) Na(0.418)K(0.049) P(0.008)Cr(0.001)O(28.16)	
	16		
Доломит	15	Si(0.0004)Al(0.0001)Fe(0.002)Mg(0.815)Ca(8.885) Na(0.047)C(1.9)O(5.1)	
Чехол	Андезит	12	Si(9.201)Ti(0.146)Al(1.607)Fe(0.55)Mn(0.021)Mg(0.888)Ca(1.152) Na(0.655)K(0.225) P(0.026)Cr(0.001)O(28.29)
		11	
	Ангидрит	10	Si(0.45)Ti(0.03)Al(0.184)Fe(0.235)Mg(1.2)Ca(8)
	Доломит	9	Si(3.36)Ti(0.053)Al(0.053)Fe(1.08)Mg(5.74)Ca(11.83) Na(0.047)C(1.9)O(5.1)
	Андезит	8	Si(9.201)Ti(0.146)Al(1.607)Fe(0.55)Mn(0.021)Mg(0.888)Ca(1.152)
	Карбонат	7	Si(0.81)Ti(0.144)Al(0.16)Fe(0.073)Mg(1.44)Ca(15.1)
	Андезит	6	Si(9.201)Ti(0.146)Al(1.607)Fe(0.55)Mn(0.021)Mg(0.888)Ca(15.1) Na(0.655)K(0.225) P(0.026)Cr(0.001)O(28)
	Ангидрит	5	Si(0.0004)Al(0.0001)Fe(0.002)Mg(0.015)Ca(3.3) Na(22.44)K(3.2)S(5.12)C(0.01)O(21.4)
	Доломит	4	Si(0.0004)Al(0.0001)Fe(0.002)Mg(0.815)Ca(8.885) Na(0.047)C(1.9)O(5.1)
	Карбонат	3	Si(0.0004)Al(0.0001)Fe(0.002)Mg(0.015)Ca(0.05) Na(0.047)C(1.9)O(5.1)
Лавы	Базальт	2	Si(8.309)Ti(0.135)Al(1.806)Fe(0.751)Mn(0.024)Mg(1.268)Ca(1.807) Na(0.418)K(0.049) P(0.008)Cr(0.001)O(28.16)
		1	

Таблица 3. Модельный состав пород разреза литосферы над источником флюида (вариант 2)

Строение литосферы	Порода	Глубина, км	Состав пород (моли)
Мантия	Дунит	50	Si(6.248)Ti(0.006)Al(0.082)Fe(0.583)Mn(0.023)Mg(10.705)Ca(0.112.52) Na(0.019)K(0.006)P(0.004)Cr(0.034)O(25.52)
		49	
		48	
		47	
		46	
		45	
		44	
		43	
		42	
		Карбонат	
Дунит	40	Si(6.248)Ti(0.006)Al(0.082)Fe(0.583)Mn(0.023)Mg(10.705)Ca(0.112.52) Na(0.019)K(0.006)P(0.004)Cr(0.034)O(25.52)	
39			
Вебстерит	38	Na(0.047)K(0.008)P(0.002)H ₂ O(0.056)Cr(0.018)O(27.8)	
37			
Земная кора	Доломит	36	Si(0.0004)Al(0.0001)Fe(0.002)Mg(0.815)Ca(8.885) Na(0.047)C(1.2)O(5.1)
		35	
		34	
		33	
	Карбонат	32	Si(0.0004)Al(0.0001)Fe(0.002)Mg(0.015)Ca(4.085) Na(0.047)C(1.2)O(5.1)
	Вебстерит	31	Si(7.28)Ti(0.023)Al(0.18)Fe(0.62)Mn(0.021)Mg(10.29)Ca(0.27)
		30	
		29	
	Базальт	28	Si(8.309)Ti(0.135)Al(1.806)Fe(0.751)Mn(0.024)Mg(1.268)Ca(1.807) Na(0.418)K(0.049)P(0.008)Cr(0.001)O(28.16)
	Андезитобазальт	27	Si(9.201)Ti(0.146)Al(1.607)Fe(0.55)Mn(0.021)Mg(0.888)Ca(1.152) Na(0.655)K(0.225)P(0.026)H ₂ O(0.055)Cr(0.001)O(28.29)
	Доломит	26	Si(0.0004)Al(0.0001)Fe(0.002)Mg(0.815)Ca(8.885) Na(0.047)C(1.2)O(5.1)
		25	
		24	
	Базальт	23	Si(8.309)Ti(0.135)Al(1.806)Fe(0.751)Mn(0.024)Mg(1.268)Ca(1.807) Na(0.418)K(0.049)P(0.008)Cr(0.001)O(28.16)
22			
21			
Доломит	20	Si(0.0004)Al(0.0001)Fe(0.002)Mg(0.815)Ca(8.885) Na(0.047)C(1.2)O(5.1)	
	19		
	18		
	17		
Базальт	16	Si(8.309)Ti(0.135)Al(1.806)Fe(0.751)Mn(0.024)Mg(1.268)Ca(1.807) Na(0.418)K(0.049)P(0.008)Cr(0.001)O(28.16)	
	15		
	14		
	13		
Чехол	Андезитобазальт	12	Si(9.201)Ti(0.146)Al(1.607)Fe(0.55)Mn(0.021)Mg(0.888)Ca(1.152) Na(0.655)K(0.225)P(0.026)H ₂ O(0.055)Cr(0.001)O(28.29)
		11	
		10	
	Доломит	9	Si(0.0004)Al(0.0001)Fe(0.002)Mg(0.815)Ca(8.885) Na(0.047)C(1.2)O(5.1)
	Андезитобазальт	8	Si(9.201)Ti(0.146)Al(1.607)Fe(0.55)Mn(0.021)Mg(0.888)Ca(1.152) Na(0.655)K(0.225)P(0.026)H ₂ O(0.055)Cr(0.001)O(28.29)
		7	
	Доломит	7	Si(0.0004)Al(0.0001)Fe(0.002)Mg(0.815)Ca(8.885) Na(0.047)C(1.2)O(5.1)
Андезитобазальт	6	Si(9.201)Ti(0.146)Al(1.607)Fe(0.55)Mn(0.021)Mg(0.888)Ca(1.152) Na(0.655)K(0.225)P(0.026)H ₂ O(0.055)Cr(0.001)O(28.29)	
	5		
Доломит	4	Si(0.0004)Al(0.0001)Fe(0.002)Mg(0.815)Ca(8.885) Na(0.047)C(1.2)O(5.1)	
Лавы	Базальт	3	Si(8.309)Ti(0.135)Al(1.806)Fe(0.751)Mn(0.024)Mg(1.268)Ca(1.807) Na(0.418)K(0.049)P(0.008)Cr(0.001)O(28.16)
		2	
		1	

задачи гетерофазного взаимодействия флюид—порода [Бессонова и др., 2010; Шарапов и др., 2015]. В этой постановке задачи не учитываются «потери» флюида за границы проницаемой зоны и не рассматривается зональность метаморфических преобразований пород в окружающей проницаемую зону среде.

В качестве исходной информации для анализа гранулитовой и амфиболитовой фаций такого рода систем СП использованы данные из работ [Мазуров, 1985; Перцев, Кулаковский, 1988; Кравченко и др., 2010]. Для рассматриваемого структурного контроля магматизма нами моделировались системы типа: 1) плоские флюидопроводники над кровлей мантийных магматических очагов (гл. 50 км), в которых проницаемость пород меняется в интервале значений от 10^{-16} до 10^{-13} м², пористость от 1 до 4 % (табл. 1); 2) гидродинамика фильтрации флюидов описывается в приближении компактируемых гетерофазных сред [Сорокин, 2016]; 3) динамика неизотермического метасоматоза рассматривается в рамках ПК Селектор в модификации проточного реактора (см. выше) (см. табл. 1); 4) упрощенные модели разрезов платформенного чехла задавались по данным [Соляная..., 1973], кристаллического фундамента, по [Перцев, Кулаковский, 1988; Кравченко и др., 2010] (табл. 2, 3). Математическая постановка задачи теплообмена инфильтрационного метасоматоза в проницаемых зонах СП изложена в предшествующих публикациях [Модельный..., 2009; Шарапов и др., 2010, 2015]. Далее рассмотрены два типа эффузивных разрезов траппов: 1. Лавовый щит вулканической мульды, возникшей над карбонатной толщей с соледержащим горизонтом. В чехле кристаллического фундамента имеются внедрения силлов (см. табл. 2). 2. Лавовый щитовой вулкан в мульде, возникшей над карбонатной толщей с горизонтами сульфатных отложений (см. табл. 3). В карбонатных толщах платформенного чехла присутствуют интрузивы базитов и андезитобазитов, карбонаты представлены кальцититами, доломитизированными известняками и доломитами, в различной степени содержащими примеси соли и алюмосиликатов. Времена развития глубинных флюидных систем полагались порядка 100 тыс. лет, что соответствует достижению квазистационарного состояния температурного поля в рассматриваемых проницаемых зонах. В расчетах учитывались воздействия стационарных источников магматогенных флюидов [Шарапов и др., 2007, 2010], исходные составы флюидов в мантийном магматическом источнике варьировались в пределах (моли): C(1—2), H(1—4), O(0—3), N(0.01), S(0.1—0.02), Cl(0.25—0.5), F(0.05—0.25), Si(0.1—0.5), Ti(0.01), Ca(0.1—0.2), Na(0.03), K(0.01—0.02) (см. табл. 1).

Выбор представленного диапазона варьирования составов магматогенного флюида в мантийном источнике обусловлен результатами физико-химического изучения возможных составов флюидов в мантийных источниках на основе данных изучения состава газовой фазы в минералах ксенолитов мантийных пород из ксенолитов в кимберлитах и алмазах [Шарапов и др., 2010]. Учитывая петрохимические характеристики траппов СП [Sharapov et al., 2011] и диаграмму [Green, 2006], показывающую соотношения составов флюидов с базитами нормальной щелочности в мантийных очагах при ретроградном кипении магмы ($T \approx 1100$ °C), показанные соотношения позволяют исследовать весь диапазон составов мантийных флюидов по [Green, 2006] и учесть массовые количества отдельных соединений в меняющихся с температурой составах флюидов в отдельных реакторах. При рассматриваемом диапазоне температур и давлений в моделируемых составах среди флюидов преобладают водно-метановые составы, в которых перенос петрогенных компонентов мажорируется указанными содержаниями Cl и F (см. выше) в магматическом источнике. Динамика температур в потоках флюида в проницаемой зоне с учетом теплофизических характеристик моделируемых составов газовой смеси дана на рис. 1.

РЕЗУЛЬТАТЫ ЧИСЛЕННОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ

Полученные в численных экспериментах характеристики равновесных составов метасоматического преобразования пород литосферной мантии для квазистационарного распределения температур по разрезу фильтрующейся колонны флюидов (рис. 2) аналогичны данным в работах [Шарапов и др., 2007, 2015]. На рисунке 2 и других используются следующие обозначения: Amph — амфибол, Ang — ангидрит, Brus — брусит, Cal — кальцит, Clns — клиноцоизит, Crx — клинопироксен, Gas — газ, Gra — гранат, Graph — графит, Gps — гипс, Hal — галит, Hem — гематит, Ksp — ксонотлит, Mica — слюда, Mont — монтмориллонит, Mgt — магнетит, Ol — оливин, Orx — ортопироксен, Per — периклаз, Phlu — флюорит, Phos — фосфат, Pirr — пирротин, Pl — плагиоклаз, Qartz — кварц, Rut — рутил, Sph — сфен, Sulph — сульфат. Если иметь в виду возрастание или убывания массы ультрабазитовых пород под границей Мохо или алюмосиликатных пород нижней коры [Шарапов и др., 2007], то на рассмотренных временах взаимодействия флюид—порода существенных явлений сублимирования или наращивания привносимой массы петрогенных компонентов в метасоматитах не обнаружено (рис. 3). Эти результаты уточняют таковые для стационарных распределений температур, приведенных в работе [Шарапов, 2005] в отношении пространственного смещения к зонам разгрузки более высокотемпературных метасоматических фаций. Полученные результаты замещения пород кристаллического фунда-

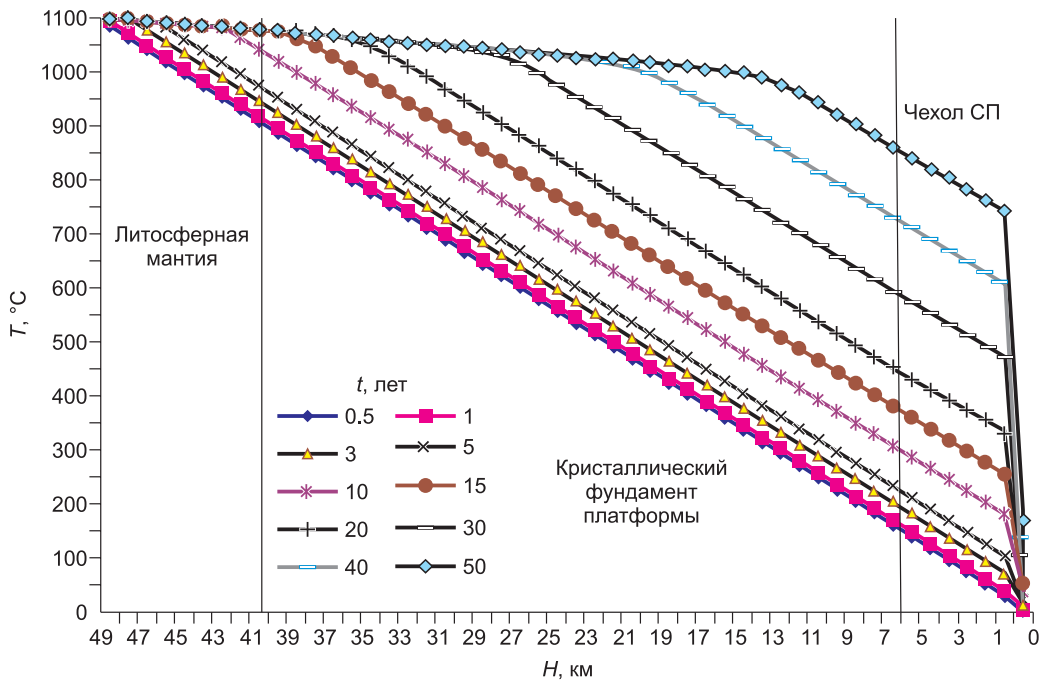


Рис. 1. Динамика температур в проницаемой зоне со временем для параметров флюидной системы (см. табл. 1).

мента гранулитовой и амфиболитовой фации глубинности СП (рис. 4) качественно соотносятся с известными описаниями минералогии таковых в месторождениях железа и благородных металлов [Мазуров, 1985; Перцев, Кулаковский, 1988; Кравченко и др., 2010]. Численные оценки температурного преобразования пород в области фильтрации глубинных флюидов в проницаемых зонах земной коры показывают, что таковые «геологически» происходили, по-видимому, достаточно быстро — за 35 тыс. лет при средней мощности разреза платформенного чехла 6 км, виртуально температура на его нижней границе меняется от ≈ 140 до ≈ 860 °C в области субаэральной разгрузки систем от ≈ 4 до ≈ 220 °C. Полученные данные минералогических изменений в составе пород (рис. 5) могут быть динамической иллюстрацией формирования формационных типов и фаций метасоматических пород для разных со-

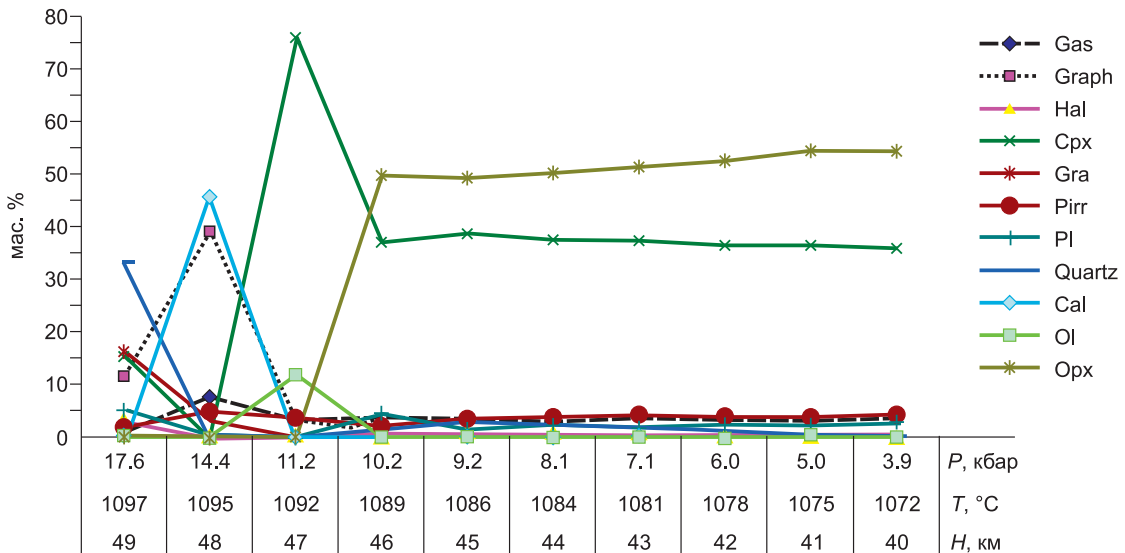


Рис. 2. Строение метасоматической колонки для мантийной части флюидной системы для времени $t = 50$ тыс. лет при воздействии магматогенного флюида состава:

$C(1)H(2)O(3)S(0.1)N(0.01)Si(0.05)Al(0.1)Fe(0.1)Ca(0.1)Na(0.03)K(0.01)$.

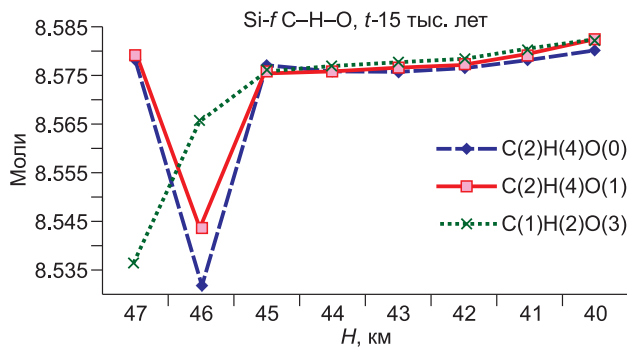


Рис. 3. Изменение содержания кремния в породах литосферной мантии при воздействии магматогенных мантийных флюидов разного состава системы С–Н–О при одинаковом составе других компонентов:

$S(0.1)N(0.01)Si(0.05)Al(0.1)Fe(0.1)Ca(0.1)Na(0.03)K(0.01)$.

четаний сопряженных слоев в земной коре [Метасоматизм..., 1998]. Отметим, что указанный температурный интервал охватывает аналогичную термодинамическую область формирования околорудных пород магнезиально-скарновых месторождений Сибирского кратона [Мазуров, 1985; Перцев, Кулаковский, 1988]. Таким образом, в случае проявления в зонах глубинных разломов мантийных потоков магматогенных флюидов по разрезам земной коры и платформенного чехла по мере конвективного прогрева возможно формирование сходных формационных типов метасоматических пород, составы колонок которых будут различаться практически только по зависимости слагающих их минералов от давления [Природа, 2017]. Горизонты платформенного чехла, сложенные солями, имеют высокую химическую инертность, но обладают весьма высокой механической подвижностью при появлении флюидов и возрастании температуры [Соляная..., 1973; Букаты, 2009].

Основным дополнением к ситуациям взаимодействия эвапоритов и базитовых интрузивов [Wagner, 2016] являются данные о преобразовании слоев ангидритовых отложений (рис. 6). Эти результаты позволяют уточнить предполагаемые схемы ассимиляции внедряющимися базитовыми расплавами серосодержащих отложений в отношении различной рудоносности отдельных интрузивов Норильской и Хараелахской мульды с.-з. части СП [Lie et al., 2009; Рябов и др., 2018]. В указанных металлогенических схемах ключевым фактором является «возможность» растворения достаточно больших объемов серосодержащих пород в нагретых базитовых расплавах. Показанная схема преобразования солеродных толщ позволяет показать причину [Рябов и др., 2018] больших масштабов ассимиляции серы из осадочных пород в промежуточных коровых магматических камерах в платформенном чехле.

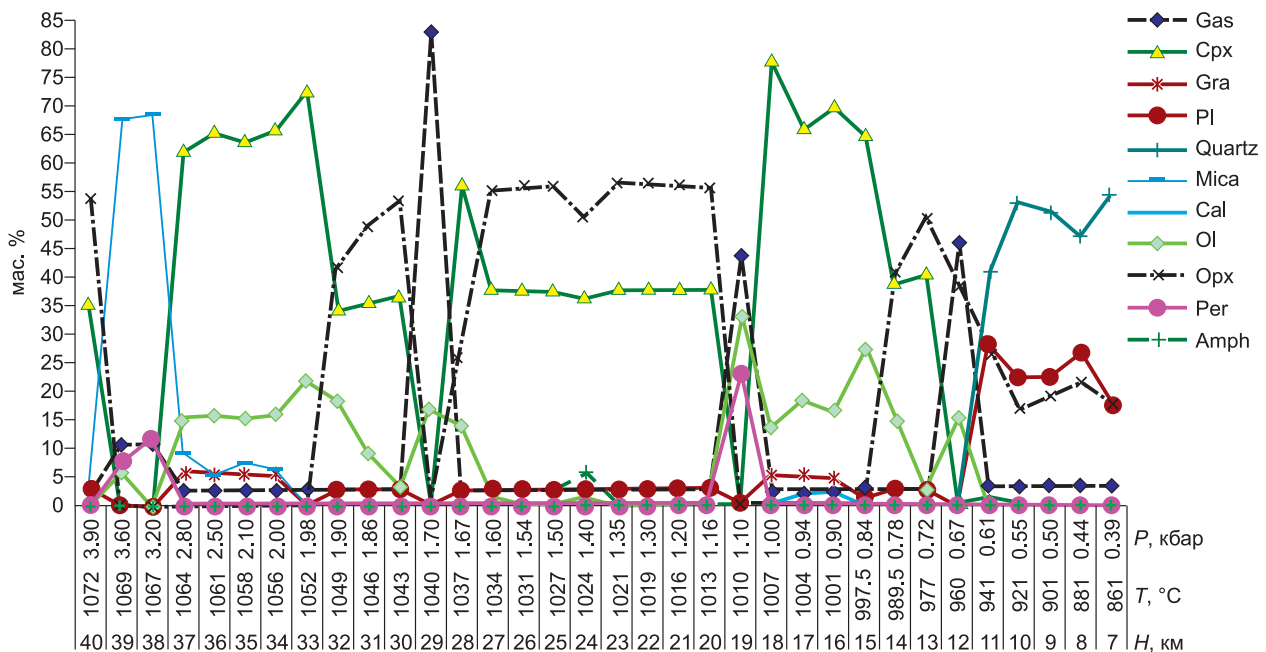


Рис. 4. Строение метасоматической колонки (см. табл. 2) в породах кристаллического фундамента для времени взаимодействия 50 тыс. лет при воздействии флюида:

$C(1)H(2)O(3) S(0.1)N(0.01)Si(0.05)Al(0.1)Fe(0.1)Ca(0.1)Na(0.03)K(0.01)$.

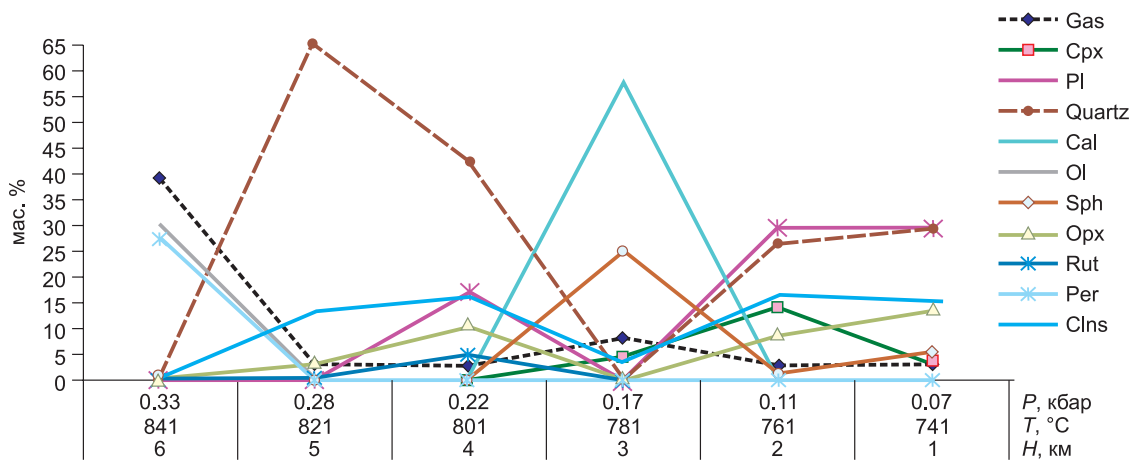


Рис. 5. Строение метасоматической колонки (см. табл. 2) платформенного чехла для квазистационарного распределения температур для времени $t = 50$ тыс. лет.

Состав флюида аналогичен данным рис. 2.

Таким образом, в пределах проницаемых зон исходные составы осадочных пород претерпевают метасоматические преобразования: доломитизированные известняки и доломиты превращаются в периклазовые мраморы, гипсы при возрастании температуры более 380°C замещаются карбонатными мраморами. Полученные оценки изменения состава пород платформенного чехла в отношении термодинамического прогноза возможных областей расположения зон питания рудоносных интрузивов с.-з. и северного фаса СП и Таймыра [Додин, 2002] согласуются с известными данными о морфологии, размерах, глубине и положении локализации прогибов чехла в с.-з. и северной части СП [Соляная..., 1973; Афанасенков и др., 2017]. Для понимания природы изменения рудоносности интрузивных комплексов в с.-з. и северной части СП [Додин, 2002] и вариаций петрогеохимических характеристик магматических пород [Рябов и др., 2018] одним из определяющих факторов [Li et al., 2009] формирования уни-

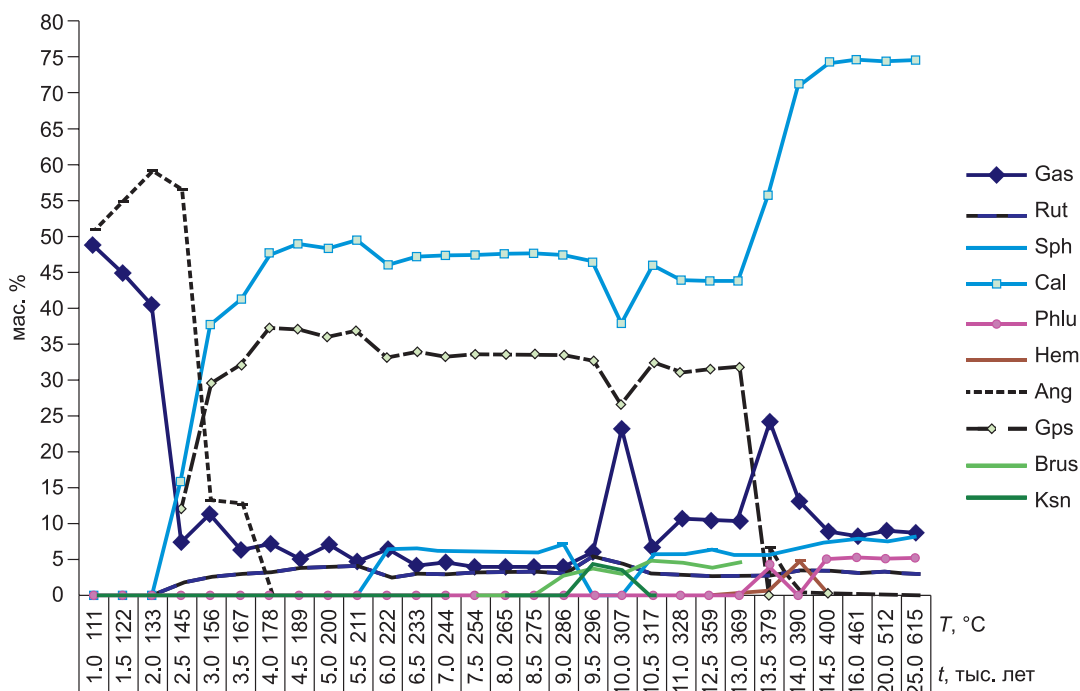


Рис. 6. Динамика равновесного метасоматического преобразования ангидритового слоя при воздействии потока флюида состава:

$\text{C}(1)\text{H}(2)\text{O}(3)\text{S}(0.1)\text{N}(0.01)\text{Si}(0.05)\text{Al}(0.1)\text{Fe}(0.1)\text{Ca}(0.1)\text{Na}(0.03)\text{K}(0.01)$.

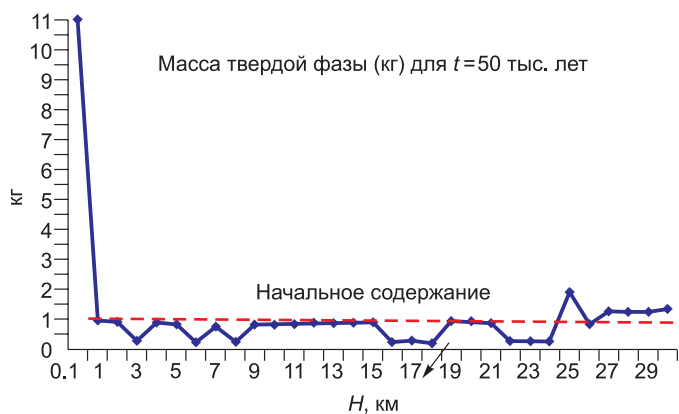


Рис. 7. Изменение содержания массы твердой фазы в разрезе пород кристаллического фундамента ($H = 30\text{—}7$ км) и платформенного чехла (6—1 км) для квазистационарного распределения температуры в проницаемой зоне.

кальных магматических сульфидных руд может быть показанное выше преобразование ангидритовых отложений в гипсоносные метасоматические породы.

О ВОЗМОЖНЫХ ЭКОЛОГИЧЕСКИХ И ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ СЛЕДСТВИЯХ ИНФИЛЬТРАЦИОННОГО ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ЭВАПОРИТОВЫХ ПОРОД ПЛАТФОРМЕННОГО ЧЕХЛА СП В ОБЛАСТЯХ МАНТИЙНО-КОРОВЫХ ПРОНИЦАЕМЫХ ЗОН

Рассмотрим балансы массы реакционных взаимодействий потоков мантийных флюидов и пород платформенного чехла в проницаемых зонах (рис. 7). Из этих данных следует, что процессы метасоматического преобразования эвапоритов и внедренных в их разрезы интрузивных тел существенно различны. В первых вариации массы компонентов в положительную или отрицательную сторону составляют порядка 1—3 мас. %, тогда как карбонатные или сульфатные породы «теряют» более половины массы в форме отделения газовой фазы. В зонах разгрузки термальных систем часть петрогенных компонентов отлагается в форме низкотемпературных заполнений (рис. 8) трещин и газовых пор, а также на поверхности вулканических построек [Спиридонов, Гриценко, 2009; Сараев и др., 2011], тогда как газовая фаза поступает в атмосферу. При интерпретации природы пермотриасового экологического кризиса преимущественно рассматриваются магматическая газовая фаза и пылевые выбросы, в которые попадает и угольная пыль пермских угольных месторождений [Phipps Morgan et al., 2004; Payne et al., 2004; Sephton et al., 2005; Knoll et al., 2007; Reichow et al., 2009; Grasby et al., 2011; Shu-zhong, 2014; и др.]. Существенно то, что рассмотренные нами процессы перекристаллизации сопровождаются значительной дегазацией и сокращением мощности осадочных толщ, подвергнутых указанной метасоматической переработке флюидами. Рудная минерализация (сульфиды, фосфаты, титанаты, флюорит, гематит) в меняющемся поле температур занимает различные его ниши и места в разрезе пород платформенного чехла по мере температурной эволюции флюидной системы (рис. 9). Пока не проведен интегральный анализ выделения газовой фазы на площади разгрузки газовой фазы всех одновременно функциониру-

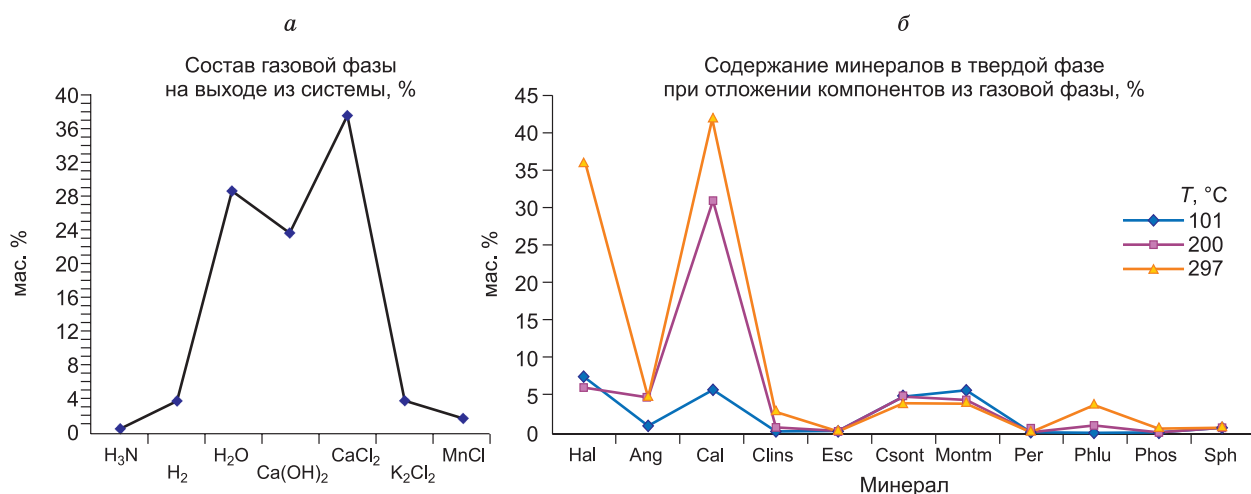


Рис. 8. Изменение состава газовой фазы и минеральных отложений из газовой фазы в области субаэральной разгрузки флюидов.

а — состав флюидной фазы в области разгрузки на поверхности щитового вулкана над проницаемой зоной, температура флюида 298 °С; б — содержания и состав минеральных отложений в трещинах под поверхностью и на поверхности разгрузки флюидной системы в зависимости от температуры флюида.

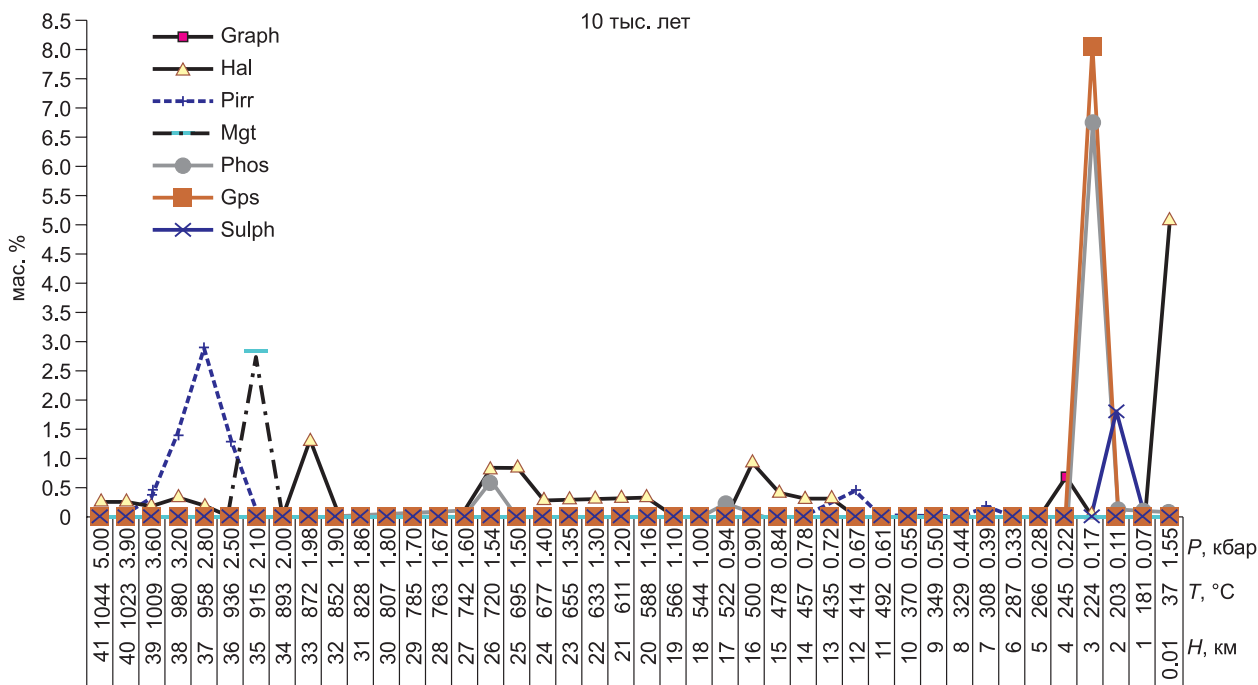


Рис. 9. Распределение рудных минералов и выполнения трещинных зон в проницаемой области земной коры.

ющих глубинных разломов, их роль среди отмеченных факторов экологического кризиса неясна. Но появление вулканических мульд и линейных грабенов на площади проявления лавовых щитов и дайковых поясов, как мы предполагаем, может быть, наряду с другими, также отнесено и к указанному фактору.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенное количественное моделирование взаимодействия потоков магматогенных мантийных флюидов в региональных зонах разломов позволяет понять характеристики такого рода процессов в весьма ограниченных зонах. Полученные виртуальные количественные оценки возможных направлений и масштабов метасоматического преобразования пород кристаллического фундамента и платформенного чехла СП в зонах глубинных разломов позволяют полагать, что за относительно короткие в рамках геологической шкалы события и повторяемости эндогенных эпизодов в этих структурах масштабы и фациальные характеристики рассмотренных явлений должны различаться существенно.

При этом интегрально формы и региональные масштабы воздействия мантийных флюидов в отношении всего платформенного чехла СП неясны. Из цитированных результатов исследования гидродинамических и гидрохимических характеристик порово-трещинных вод и рассолов различных регионов нефтегазоносности пород платформенного чехла СП можно заключить, что только в пределах крупных (глобальных) тектонических «швов» на границах плит или региональных сдвиговых зон внутри плит отмечается изменение гидродинамического режима в платформенном чехле. Разница проявления «площадных» гидротермальных систем СП и ЗСП, по-видимому, определяется, скорее различиями тектонических условий внедрения трапповых интрузивов, их распределением и количеством силлов в разрезе чехла в зонах рассеянного спрединга, а также составом пород платформенного чехла этих плит, насыщенностью порового пространства углеводородами и рассолами, а не потоками мантийных флюидов через проницаемые зоны мантийно-коровых разломов, воздействия которых узколокальны. Однако и выявленные особенности воздействия такого рода флюидных потоков существенны в отношении изменения металлогении зон глубинных разломов в отношении:

1. Узколокального проявления уникальных магматических сульфидных месторождений.
2. Локального образования месторождений графита.
3. Значительного масштаба проявления исландского шпата. Роль мантийных флюидных систем пока не ясна в отношении областей проявления магномангнетитовых месторождений.

Следующим шагом в изучении металлогенической роли таких систем должен быть количественный анализ развития смешанных флюидных систем, появление которых для рассмотренных ситуаций неизбежно.

Мы признательны А.Н. Василевскому, Л.В. Витте за возможность использования геофизической информации при анализе структурного контроля пермотриасового траппового магматизма ЗСП и СП, А.В. Михеевой за предоставление геоинформационной вычислительной системы GIS-ENDDDB и консультации при ее применении, Б.В. Луневу, Ю.В. Перепечко, В.В. Рябову и А.В. Толстову за плодотворные обсуждения проблем количественного моделирования рассмотренной в нашей работе задачи. Содержание работы было существенно улучшено при учете критических замечаний и предложений А.С. Борисенко и О.П. Полянского.

ЛИТЕРАТУРА

Аплов В.С. Термобарохимическая модель Талнахского платино-медно-никелевого месторождения. СПб., 2001, 234 с.

Арчагов В.С. Строение, нефтегазоносность и факторы строения зональных скоплений углеводородов древних комплексов Сибирской платформы // Нефтяная геология. Теория и практика, 2010, т. 5, № 3, http://www/http.ru/4/41_2010pdf.

Афанасенков А.П., Никишин А.М., Унгер А.В. Мезокайнозойская история развития Северо-Западной и Восточной Сибири на основе сейсмических данных (Гыдан, Усть-Енисейский район) // Геология нефти и газа, 2017, № 1, с. 34—40.

Берзин С.В., Иванов К.С., Зайцева М.В. Пермотриасовые базальты фундамента Западно-Сибирского бассейна, вскрытые сверхглубокой скважиной Ен-Яхинская СГ-7 // Литосфера, 2016, № 6, с. 117—128.

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

Букаты М.Б. Гидрогеологическое строение западной части Сибирской платформы (в связи с поисками, разведкой и разработкой месторождений нефти и газа) // Геология и геофизика, 2009, т. 50 (11), с. 1201—1217.

Гажула С.В. Особенности траппового магматизма в связи с условиями нефтегазоносности Сибирской платформы // Нефтяная геология. Теория и практика, 2008, т. 3. <http://www.ngtp.ru/3//2008.pdf>.

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

Гордеева О.А. Критерии прогноза нефтегазоносности Южно-Тунгусской области с высоким развитием траппового магматизма (Лено-Тунгусская провинция): Автореф. дис.... к.г.-м.н. Новосибирск, 2011, 17 с.

Варанд Э.Л. Геология, трапповый магматизм и металлогения южной части Нижнеенисейской металлогенической зоны: Автореф. дис.... к.г.-м.н., Новосибирск, 1974, 26 с.

Витте Л.В., Василевский А.Н., Павлов Б.В. Региональные магнитные и гравитационные аномалии Сибирского кратона и их геологическая природа // Геофизический журнал, 2009, т. 31, № 6, с. 20—40.

Додин Д.А. Металлогения Таймыро-Норильского региона. СПб., Наука, 2002, 822 с.

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

Карпов И.К., Чудненко К.В., Кравцова Р.Г., Бычинский В.А. Имитационное моделирование физико-химических процессов растворения, переноса и отложения золота в эпиптермальных золото-серебряных месторождениях северо-востока России // Геология и геофизика, 2001, т. 42 (3), с. 393—408.

Кравченко А.А., Смелов А.П., Березкин В.И., Попов Н.В. Геология и генезис докембрийских золотоносных метабазитов центральной части Алдан-Станового щита (на примере месторождения им. П. Пинигина). Якутск, РИЦ «Офсет», 2010, 145 с.

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

Летников Ф.А. Флюидный режим эндогенных процессов и проблемы рудогенеза // Геология и геофизика, 2006, т. 47 (12), с. 1296—1308.

Летников Ф.А. Глубинные флюиды континентальной литосферы: Вступление к сборнику материалов совещания «Флюидный режим эндогенных процессов континентальной литосферы». Иркутск, ИЗК СО РАН, 2015, с. 11—21.

Мазуров М.П. Генетические модели скарновых железорудных формаций. Новосибирск, Наука, 1985, 184 с.

- Метасоматизм** и метасоматические породы / Под ред. В.А. Жарикова, В.Л. Русинова. М., Научный мир, 1998, 490 с.
- Модельный анализ** развития континентальных мантийно-коровых рудообразующих систем / Ред. Г.В. Поляков. Новосибирск, Изд-во СО РАН, 2009, 399 с.
- Налдретт А.Дж.** Магматические месторождения сульфидных медно-никелевых и платиновых руд. СПб., Изд-во СПбГУ, 2003, 487 с.
- Новиков А.М.** Соленые воды и рассолы Оленекского криоартезианского бассейна: Автореф. дис.... к.г.-м.н. Иркутск, 2009, 18 с.
- Павлов Д.И., Пэк А.А.** Формирование железорудных месторождений ангаро-илимского типа как результат тепловой мобилизации пластовых рассолов региональным трапповым силлом // Основные параметры природных процессов эндогенного рудообразования. Т. 1. Новосибирск, Наука, 1979, с. 178—186.
- Перцев Н.Н., Кулаковский А.Л.** Железоносный комплекс Центрального Алдана: полиметаморфизм и структурная эволюция. М., Наука, 1988, 206 с.
- Попов В.Г., Абдрахманов Р.Ф., Пучков В.И.** Геодинамика и геохимия процессов плотностной конвекции в Восточно-Европейском эвапоритовом бассейне // Литосфера, 2016, № 3, с. 47—67.
- Природа** и модели метаморфизма / Ред. Н.В. Соболев. Новосибирск, Наука, 2017, 218 с.
- Пухнаревич М.М.** Условия и особенности формирования эндогенных месторождений железа на юге Сибирской платформы. Иркутск, Изд-во Иркутск. ун-та, 1986, 336 с.
- Рябов В.В., Симонов О.Н., Снисар А.А., Боровиков А.А.** Источник серы сульфидов в сульфидных месторождениях Сибирской платформы // Геология и геофизика, 2018, т. 59 (8), с. 453—466.
- Самсонов В.В., Ларичев А.И.** Перспективные нефтегазоносные комплексы и зона южной части Сибирской платформы // Нефтяная геология. Теория и практика, 2008, т. 3, <http://www.ngtp.ru/4/43-2008.pdf>.
- Сапронов Н.Л.** Древние вулканические структуры на юге Тунгусской синеклизы. Новосибирск, Наука, 1986, 97 с.
- Сараев С.В., Батурина Т.П., Пономарчук В.А., Травин А.В.** Пермотриасовые вулканы Колтогорско-Уренгойского рифта Западно-Сибирской геосинеклизы // Геология и геофизика, 2009, т. 50 (1), с. 4—20.
- Соляная** тектоника Сибирской платформы. Новосибирск, Наука, 1973, 161 с.
- Сорокин К.Э.** Моделирование динамики сжимаемых двухфазных сред в двухскоростном гидродинамическом приближении: Автореф. дис.... к.г.-м.н. Новосибирск, 2016, 16 с.
- Спирidonov Э.М., Гриценко Ю.Д.** Эпигенетический низкоградный метаморфизм и Co-Ni-Sb-As минерализация в Норильском рудном поле. М., Научный мир, 2009, 218 с.
- Туровцев Д.М.** Контактный метаморфизм Норильских интрузий. М., Научный мир, 2002, 317 с.
- Черепанова В.К., Черепанов А.Н., Шарапов В.Н.** Модели динамики фазовых переходов в магматических системах и металлических сплавах. Новосибирск, Изд-во НГТУ, 2015, 243 с.
- Чудненко К.В.** Термодинамическое моделирование в геохимии: теория, алгоритмы, программное обеспечение, приложения. Новосибирск, Академ. изд-во «Гео», 2010, 287 с.
- Шарапов В.Н.** Динамика развития надастеносферных флюидных систем // Геология и геофизика, 2005, т. 46 (5), с. 459—470.
- Шарапов В.Н., Фон-дер-Флаасс Г.С., Хоменко А.В.** Реакционно-термическое взаимодействие с вмещающей средой базитового расплава при его интрузии в слоистые толщи чехла Сибирской платформы // Геология и геофизика, 1992, т. 33 (3), с. 43—57.
- Шарапов В.Н., Ионе К.Г., Мысов В.М., Мазуров М.П., Перепечко Ю.В.** Геокатализ и эволюция мантийно-коровых магматогенных флюидных систем. Новосибирск, Академ. изд-во «Гео», 2007, 186 с.
- Шарапов В.Н., Томиленко А.А., Перепечко Ю.В., Чудненко К.В., 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., 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. 980—905.
- Grasby S.E., Sanei H., Beauchamp B.** Catastrophic dispersion of coal fly ash into oceans during latest Permian extinction // Nat. Geosci., 2011, № 4, p. 104—107.
- Green D.** Mantle temperatures. 2006. <http://www.MantlePlume.org>.
- Gudmundsson A.** Dynamics of volcanic systems in Iceland: Example of tectonism and volcanism at juxtaposed hot spot and mid-ocean ridge system // Annu. Rev. Earth Planet. Sci., 2000, v. 28, p. 107—140.

Knoll H., Bambach R.K., Payne J.L., Pruss S., Fisher W.W. Paleophysiology and Permian extinction // *Earth Planet. Sci., Lett.*, 2007, v. 256, p. 295—313.

Li C., Ripley E.M., Naldrett A.J. A new genetic model for the giant Ni-Cu-PGE sulfide deposits associated with the Siberian flood basalts // *Econ. Geol.*, 2009, v. 104, p. 291—304.

Payne J.L., Lehrmann D.J., Wel J., Orchard M.J., Schrag D.P., Knoll A.H. Large perturbations of the carbon cycle during recovery from the end-Permian extinction // *Science*, 2004, v. 305, p. 506—509.

Morgan J.P., Reston T.J., Ranero C.R. Contemporaneous mass extinctions, continental flood basalts, and «impact signals»: are mantle plume-induced lithospheric gas explosions the causal link? // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2004, v. 217, p. 263—284.

Person M., Hoestra A., Sweetkind D., Stone W., Cohen D., Gable C.W., Banerjee A. Analytical and numerical models of hydrothermal fluid flow at fault intersections // *Geofluids*, 2012, v. 12, p. 312—326.

Reichow M.K., Pringle M.S., Al'Mukhamedov A.I., Allen M.B., Andreichev V.I., Buslov M.M., Davies C.E., Fedoseev G.S., Fitton J.G., Inger S., Medvedev A.Ya., Mitchell C., Puchkov V.N., Safonova I.Yi., Scott R.A., Saunders A.D. The timing and extent of eruption of the Siberian Traps large igneous province: Implications for the end-Permian environmental crisis // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2009, v. 277, № 1—2, p. 9—20.

Saemundsson K. Structural geology — tectonics, volcanology and geothermal activity (Short course VIII on exploration for geothermal resources). Reykyavik, ISOR, 2013, 12 p.

Sephton M., Looy C., Brinkhts H., Wingell P.B., de Leeuw J.W., Visscher H. Catastrophic soil erosion during the end-Permian biotic crisis // *Geology*, 2005, v. 33, № 12, p. 941—944.

Sharapov V.N., Cherepanov A.N., Popov V.N., Rakhmenkulova I.F. Shield volcanoes of Siberian flood basalts: dynamics of lava sheets formation // *Horizons in Earth Science Research*, 2011, v. 4, p. 61—98.

Shen S.-zh., Bowring S.A. The end-Permian mass extinction: a still unexplained catastrophe // *Nat. Sci. Rev.*, 2014, v. 1, № 74, p. 492—495.

Soray M.L., Colvard E. Potential effects of the Hawaii geothermal project on ground-water resources of the Island Hawaii. US Geol. Surv., Menlo Park. California, 1996, 33 p.

Warren J.K. Magma–evaporite–hydrothermal metal associations // *Evaporites: A geological compendium*. Springer Int. Publ., 2016, p. 1591—1657, doi: 10.1007/978-3-319-13512-0.

*Рекомендована к печати 8 ноября 2018 г.
А.С. Борисенко*

*Поступила в редакцию
16 января 2018 г.*