

## ХЛОР В МАНТИИ ЗЕМЛИ КАК ИНДИКАТОР ГЛОБАЛЬНОГО РЕЦИКЛИРОВАНИЯ ОКЕАНИЧЕСКОЙ КОРЫ

Е.В. Асафов<sup>1</sup>, А.В. Соболев<sup>1,2</sup>, В.Г. Батанова<sup>1,2</sup>, М.В. Портнягин<sup>1,3</sup>

<sup>1</sup> Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, 119991, Москва, ул. Косыгина, 19, Россия

<sup>2</sup> Grenoble Alpes University, CNRS, IRD, IFSTTAR, ISTerre, 38000, France

<sup>3</sup> GEOMAR, Helmholtz Centre for Ocean Research Kiel, Wischhofstrasse 1-3, 24148, Kiel, Germany

Исследованы составы гомогенизированных включений расплава и вмещающих вкрапленников оливина из архейских коматиитов пояса Барбертон, провинции Велтефреден, Южная Африка (возраст 3.3 млрд лет); пояса Абитибби, Канада (2.72 млрд лет) и пояса Белингве, Зимбабве (2.69 млрд лет). Показано, что кристаллизация вкрапленников оливина в коматиитовых расплавах сопровождается контаминацией коровым материалом, обогащенным Rb, Cl и H<sub>2</sub>O. Неконтаминированные коматиитовые расплавы имеют мантийные значения отношения Rb/Nb, однако значительно обогащены Cl и H<sub>2</sub>O относительно элементов с близкими коэффициентами распределения с расплавом: K и Ce соответственно. На этом основании сделан вывод о значительном обогащении хлором и водой мантийных источников коматиитов начиная со времени, по крайней мере, 3.3 млрд л. н. Предположено, что избыточные концентрации Cl и H<sub>2</sub>O в коматиитах являются результатом поступления этих компонентов в горячие, частично расплавленные мантийные струи при их прохождении через переходную зону мантии. Наиболее вероятным источником обогащения Cl и H<sub>2</sub>O глубинной мантии Земли является океаническая литосфера, измененная в результате взаимодействия с морской водой. Сделан вывод, что эта измененная океаническая литосфера начала поступать в глубокую мантию, вероятно, в результате субдукции, в первый миллиард лет существования планеты Земля. Деламинация архейской коры не способна объяснить поступление хлора и воды в глубинную мантию.

*Расплавные включения, коматииты, петрология мантии, переходная зона, вода в мантии, геохимия летучих компонентов, плюмовый магматизм, архейская мантия, тектоника плит.*

### CHLORINE IN THE EARTH'S MANTLE AS AN INDICATOR OF THE GLOBAL RECYCLING OF OCEANIC CRUST

E.V. Asafov, A.V. Sobolev, V.G. Batanova, and M.V. Portnyagin

Homogenized melt inclusions in olivine were studied in Archean komatiites from the Barberton Greenstone Belt, Weltevreden Formation in South Africa (3.3 Ga), Abitibi Greenstone Belt in Canada (2.72 Ga), and the Belingwe Greenstone Belt in Zimbabwe (2.69 Ga). Contamination of the komatiite melts with crustal material enriched in Rb, Cl, and H<sub>2</sub>O during the crystallization of olivine is demonstrated. Uncontaminated melts have mantle Rb/Nb ratios but are significantly enriched in Cl and H<sub>2</sub>O relative to K and Ce, respectively, exhibiting similar incompatibility during crystallization and partial mantle melting. These observations suggest the presence of a chlorine- and water-enriched mantle source before 3.3 Ga. The excess Cl and H<sub>2</sub>O contents in the komatiites are assumed to result from the interaction of partially molten mantle plumes with the mantle transition zone. The most likely source of Cl and H<sub>2</sub>O enriching the deep mantle is the oceanic lithosphere that endured a seafloor alteration. We conclude that the recycling of the altered oceanic lithosphere into the mantle, probably via subduction, began in the first billion years of the Earth's history. Delamination of the Archean crust could not cause transport of chlorine and water into the deep mantle.

*Melt inclusions, komatiites, mantle petrology, transition zone, water in mantle, geochemistry of volatiles, plume magmatism, Archean mantle, plate tectonics*

### ВВЕДЕНИЕ

Планета Земля обладает рядом уникальных особенностей, не свойственных другим планетам. К ним относятся наличие жизни, воды в трех фазовых состояниях на поверхности, а также режим глобальной тектоники плит. Тектоника плит контролирует обмен веществом и энергией между мантией и поверхностными резервуарами и, вероятно, является причиной первых двух особенностей. До настоящего времени остается открытым вопрос, когда и почему на Земле включился режим тектоники плит [Korenaga, 2008]. Одним из путей решения вопроса является определение времени начала глобального

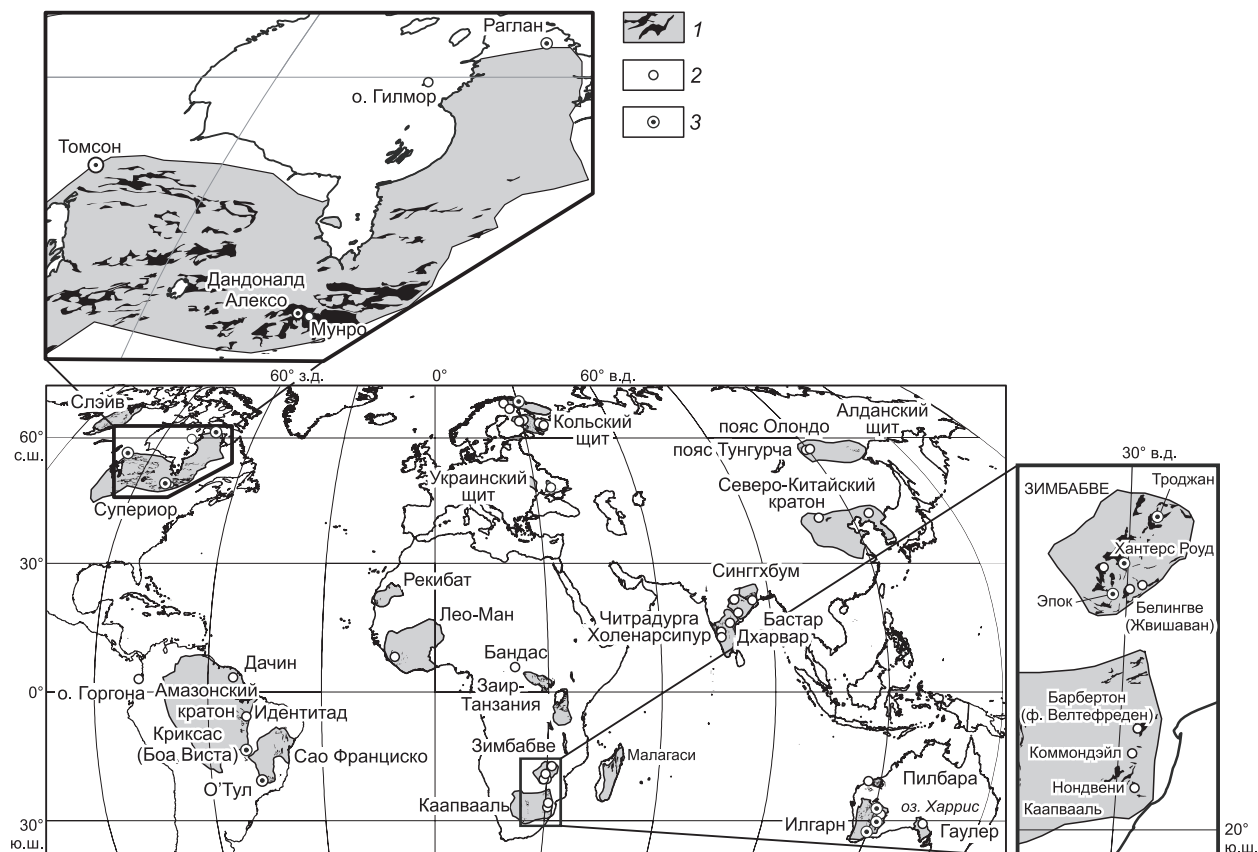
обмена веществом между поверхностью Земли и ее глубинной мантией. Для этого необходимо проследить эволюцию во времени концентраций типоморфных коровых элементов в составе глубинной мантии. Перспективным объектом такого исследования являются коматииты — ультрамафические магмы, которые являются продуктами высоких степеней плавления глубинной мантии и дают представление о ее составе начиная с 3.6 млрд л. н. [Arndt et al., 2008; Herzberg, 2016]. Проблема такого подхода, однако, заключается в том, что наиболее характерными химическими компонентами коры являются легкоподвижные (U, Pb, Rb, Sr) и летучие элементы (H, C, Cl), содержания которых в древних породах не представительно из-за их контаминации вмещающими породами, дегазации в магматическую стадию и постмагматического изменения. Возможным решением проблемы является исследование состава включений расплава, захваченных минералами в процессе кристаллизации и защищенных ими от внешних процессов [Соболев, 1996]. Применение этого метода к исследованию коматиитов уже показало его перспективность и позволило установить значительное обогащение глубинной мантии H<sub>2</sub>O и ее обеднение свинцом [Kamenetsky et al., 2010; Gurenko, Kamenetsky, 2011; Gurenko et al., 2016; Sobolev et al., 2016, 2019; Asafov et al., 2018] начиная по крайней мере с возраста 3.3 млрд лет.

В настоящей работе мы используем методы исследования расплавных включений в оливине для определения поведения хлора в мантийных источниках и в процессе кристаллизации коматиитов. Полученные данные свидетельствуют о значительном обогащении глубинной мантии Земли хлором и служат дополнительным доказательством начала глобального рециклирования самых верхних слоев океанической литосферы в палеоархейское время.

### ИССЛЕДОВАННЫЕ ОБЪЕКТЫ

В работе суммированы данные исследования коматиитов из трех архейских зеленокаменных поясов (рис. 1).

**Абитибби.** Коматииты зеленокаменного пояса Абитибби (Канада) возрастом  $2.72 \pm 0.02$  млрд лет (Pb-Pb метод [Brévar et al., 1986]). Были изучены три образца оливиновых кумулятов, отобранных во



**Рис. 1.** Карта проявлений коматиитов.

Коматииты представлены в большинстве древних кратонов (модифицирована на основе [Arndt et al., 2008]). 1 — архейский или раннепротерозойский кратон с зеленокаменными поясами; 2 — проявление коматиитов; 3 — проявление коматиитов и приуроченные к ним Ni-Fe-Cu-платиноидные сульфидные руды.

время полевых исследований 2014 г. в районе пос. Мунро. Образцы 805 и 810 были взяты из типичного коматиитового обнажения Пайк Хилл, обр. 823 — из обнажений местности Алексо. Зеленокаменный пояс Абитиби сложен преимущественно вулканогенными породами, значительную долю среди которых составляют ультрамафитовые, мафитовые и толеитовые лавы. Подробная геология района Мунро описана в ряде работ [Ryke et al., 1973; Arndt et al., 1977; Muir, Comba, 1979].

Коматиитовые потоки зеленокаменного пояса Абитиби в различной степени затронуты метаморфическими процессами, которые привели к частичной или полной серпентинизации пород и потере исходных магматических характеристик. Тем не менее в изученном районе в базальных частях потоков коматиитов, представляющих собой оливиновые кумулаты, сохранились реликты первичного магматического оливина, содержащего редкие включения расплава.

**Белингве.** Зеленокаменный пояс Белингве (Зимбабве) возрастом  $2.69 \pm 0.01$  млрд лет (Pb-Pb метод [Dupre, Arndt, 1990]) расположен в южной части Зимбабвийского кратона и состоит из двух комплексов, включающих формации осадочного и вулканического происхождения. Подробная геология этого района изложена в работах [Bickle et al., 1975, 1977, 1993; Nisbet et al., 1977]. В данной статье приведены результаты изучения образца оливинового кумулата z6, отобранного Н. Арндтом вблизи буровой скв. SASKMAR из типового потока Тони Флоу, являющегося частью формации Релаянс, верхний зеленокаменный комплекс Белингве [Bickle et al., 1993]. Этот поток является одним из наиболее доступных и хорошо сохранившихся потоков пояса Белингве. В отличие от многих других коматиитов и прочих пород архейского эона, коматииты Белингве обладают уникальной сохранностью и содержат большое количество крупных вкрапленников свежего магматического оливина, погруженных в измененную основную массу породы.

**Барбертон, Велтефреден.** Зеленокаменный пояс Барбертон (ЮАР) возрастом 3.26—3.55 млрд лет [Armstrong et al., 1990; Vyerly et al., 1996; Kröner et al., 1996] располагается в северо-восточной части страны в пределах древнего кратона Каапвааль, представляющего собой ядро южной части африканского континента. Зеленокаменный пояс Барбертон является крупнейшим из пяти архейских зеленокаменных поясов кратона Каапвааль. Породы этого зеленокаменного пояса разделены на три основные группы — Онвервахт, Фиг Три и Мудис общей мощностью до 15 км. Подробная геология района приведена в [Lowe, Vyerly, 2007]. В рамках этой работы авторами была изучена серия образцов коматиитов, отобранных во время полевых исследований на обнажениях формации Велтефреден возрастом  $3.27 \pm 0.01$  млрд лет (Re-Os метод [Connolly et al., 2011]), расположенных в северной части зеленокаменного пояса Барбертон.

Формация Велтефреден входит в группу Онвервахт и представляет собой толщу пород мощностью в первые километры, которые представлены коматиитами, базальтами, коматиитовыми туфами и ультрамафическими интрузивными телами. При этом коматиитовые потоки (мощность 10—500 м), силлы и туфы составляют до 80 % формации. Точная структура и стратиграфия формации Велтефреден изучены в недостаточной степени в связи со слабой обнаженностью коренных горных пород [Lowe, Vyerly, 2007].

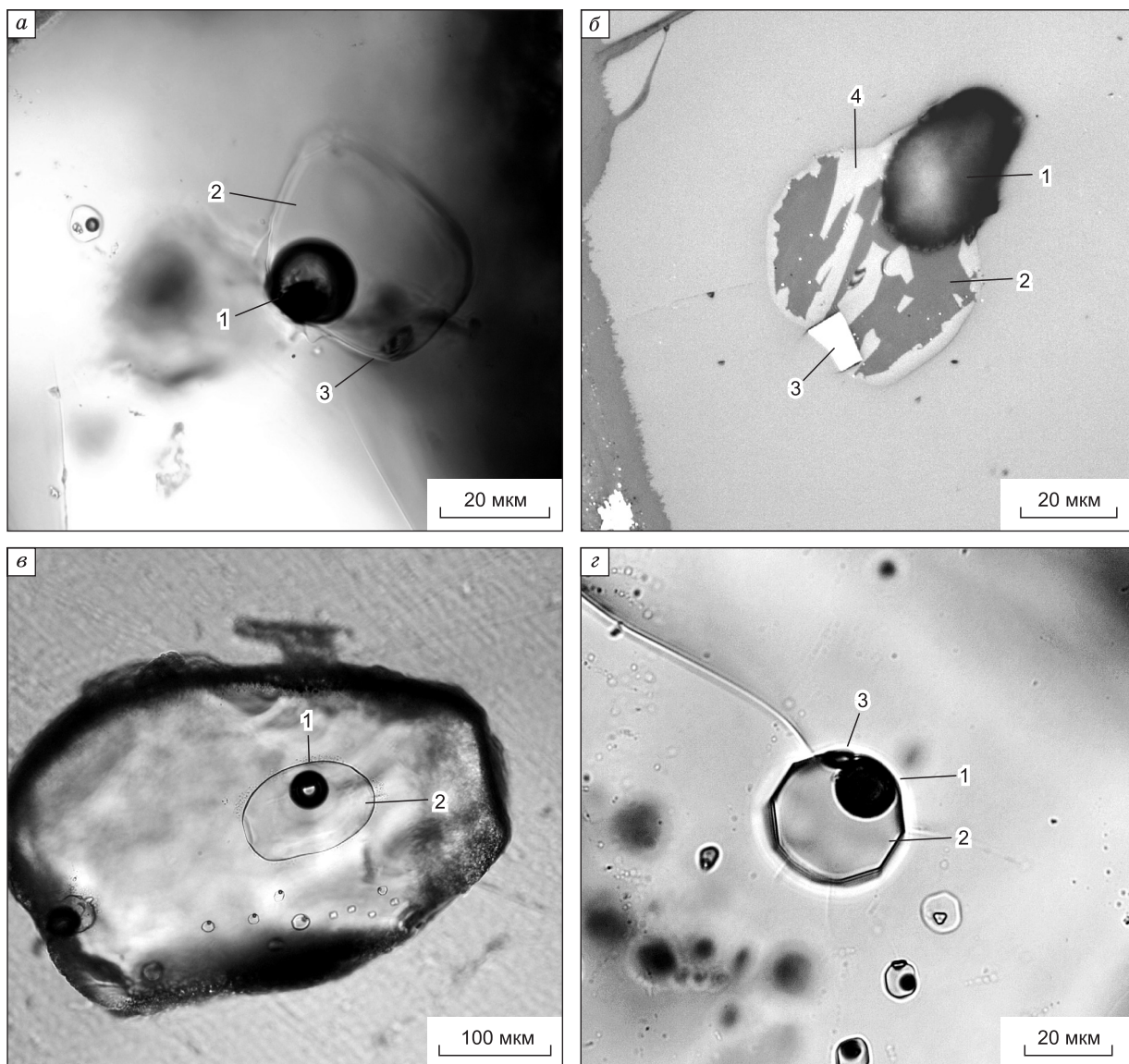
Породы формации Велтефреден, как и другие формации группы Онвервахт, были подвергнуты региональному метаморфизму в зеленосланцевой фации и локально амфиболитовой фации. Несмотря на это, коматииты Велтефреден демонстрируют хорошую сохранность и содержат крупные вкрапленники свежего неизмененного оливина. При этом основная масса пород полностью замещена вторичными минералами.

В этой статье мы приводим результаты изучения трех образцов коматиитов Велтефреден: 1521 (Гэри Флоу 2), 1522 (Кина Флоу 1) и 1523 (Кина Флоу 2), которые представляют собой оливиновые кумулаты, отобранные из соседних потоков в районе Соу Милл. Более подробное описание места отбора проб приведено в [Sobolev et al., 2019].

## МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Пробоподготовка образцов коматиитов проводилась в Институте геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН (г. Москва). Каменный материал был раздроблен вручную или с применением механических щековых дробилок, разделен на размерные фракции <0.1, 0.1—0.25, 0.25—0.5 мм с помощью сит. Для работы использовались размерные фракции 0.25—0.5 мм, которые были предварительно разделены с помощью ручного магнита. Монофракции свежего оливина отбирали вручную под бинокляр из немагнитной части образца.

Основная доля расплавных включений локализована в центральных частях зерен оливина. Расплавные включения обычно имеют округлую или эллипсоидальную форму. Размер включений в некоторых образцах достигает 250 мкм, основная масса обнаруженных расплавных включений имеет размер 15—40 мкм. Расплавные включения в исследованных образцах частично раскристаллизованы и содержат остаточное стекло, осадочную полость, микрокристаллы шпинели и клинопироксена, а также кайму оливина на стенках, кристаллизовавшихся *in situ* (рис. 2).



**Рис. 2. Микрофотографии расплавных включений в оливине из коматитов:**

*а, б* — включения из коматитов Абитиби, Канада: *а* — закаленное (фотография в проходящем свете), *б* — незакаленное (фотография в шлифе в отраженном свете); *в, г* — закаленные включения Велтефреден и Белингве соответственно в проходящем свете. 1 — усадочная полость, 2 — закалочное стекло, 3 — шпинель, 4 — клинопироксен.

**Гомогенизация расплавных включений.** Важным этапом работы являются эксперименты по гомогенизации частично раскристаллизованных расплавных включений в оливине, что позволяет проводить прецизионные исследования методами локального анализа.

Для гомогенизации частично раскристаллизованных расплавных включений собранные фракции оливина были помещены в платиновые ампулы и прогреты в вертикальной высокотемпературной печи Nabertherm RHTV 1700 (Германия), модифицированной для эффективной закалки продуктов эксперимента [Крашенинников и др., 2017]. Нагрев производился в атмосфере С-О-Н при контролируемой фугитивности кислорода, соответствующей кварц-фаялит-магнетитовому буферу и более восстановленным условиям (QFM и QFM-1). На первом этапе эксперимента в ампулах в течение 5 мин отжигался остаток атмосферного воздуха при температуре 800 °С в верхней части печи; на втором этапе образцы нагревали до заданной рабочей температуры в центральной части печи в течение 5 мин. Закалка разогретых образцов производилась методом отстрела ампул в воду. Рабочие температуры для экспериментов подбирались индивидуально для каждой серии образцов в зависимости от состава оливина для достижения оптимальных условий гомогенизации расплавных включений и составляли 1250—1520 °С.

После эксперимента закаленные включения выводились на поверхность зерен методом шлифовки и полировки на абразивах различной зернистости для проведения аналитических исследований.

**Электронный микроанализ.** Расплавные включения и оливин-хозяин, монтированные в шашки из оксидной смолы и/или индия анализировались на содержания главных и второстепенных элементов с использованием электронного микроскопа JEOL JXA 8230 в Институте ISTERRE, Гренобль (Франция) по методике, описанной в работах [Sobolev et al., 2007; Batanova et al., 2015, 2018, 2019]. Подробные условия работы и настроек прибора изложены в серии работа [Sobolev et al., 2016, 2019; Asafov et al., 2018].

**Масс-спектрометрия индукционно связанной плазмы с лазерным отбором (LA-ICP-MS).** Примесные элементы в расплавных включениях и оливин-хозяине анализировались методом LA-ICP-MS с использованием квадрупольного масс-спектрометра Agilent 7500s и системы лазерной абляции-193 нм эксимерный лазер GeoLas Pro (Coherent) в Институте геонаук, Университет Христиан-Альбрехт в Киле (Германия). Более подробная информация о применении данного метода приведена в работах [Sobolev et al., 2016, 2019; Asafov et al., 2018].

**Обработка включений.** Обработка полученных данных, помимо рутинной процедуры поправок на дрейфт измерительных инструментов во время аналитической сессии, включала корректировку измеренных составов расплавных включений на кристаллизацию оливина на стенках включения и на диффузию Mg-Fe между расплавным включением и оливином хозяином, которая приводит к потере железа из включения. Природа этих явлений и методы их корректировки подробно описаны в работе [Danyushevsky et al., 2000].

Для реконструкции первоначальных составов захваченных расплавов необходимо учесть оба эффекта, что было осуществлено с помощью специальной программы PETROLOG3 [Danyushevsky, Plechov, 2011]. При расчетах использовались модели равновесия оливин—расплав [Ford et al., 1983; Herzberg, O'Hara, 2002].

Исходные концентрации FeO для каждого расплавного включения определялись как функция от состава Фо оливина-хозяина, которая рассчитывалась моделированием кристаллизации расплава для каждой серии образцов:

1. Для коматиитов Абитиби (Канада) была промоделирована кристаллизация опубликованного ранее первичного расплава [Lahaye, Arndt, 1996].

2. Для коматиитов Белингве (Зимбабве) производилось моделирование кристаллизации магмы, отвечающей по составу обр. z11 [Bickle et al., 1993]. Этот образец представляет собой часть закалочной поверхности коматиитового потока, расположенной в кровле обнажения, и отвечает составу расплава, в наименьшей степени подвергшегося фракционной кристаллизации.

3. Для коматиитов Барбертон (ЮАР) была промоделирована кристаллизация опубликованного ранее первичного расплава [Kareem, 2005].

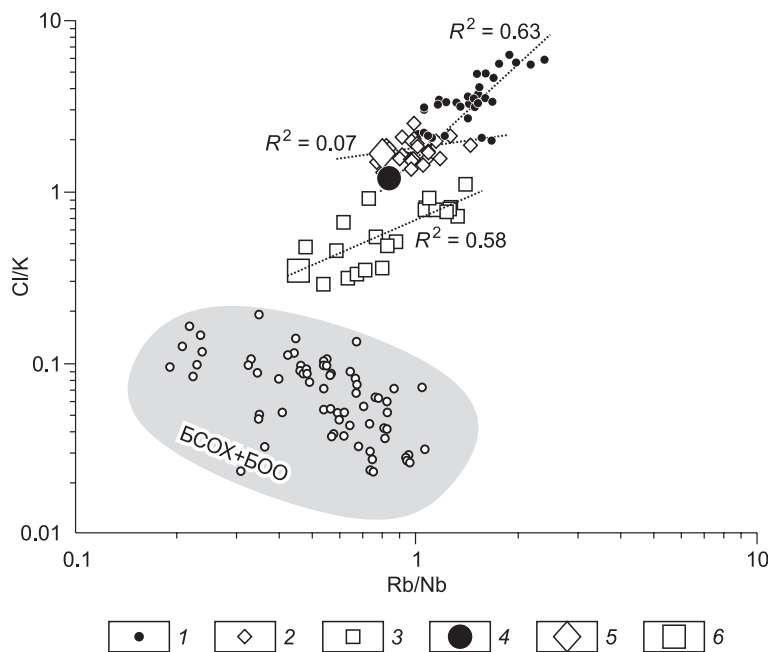
## РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Составы расплавных включений и вмещающих оливинов в коматиитах Абитиби, Белингве и Велтефреден описаны в работах [Asafov et al., 2018; Sobolev et al., 2016, 2019]. Установлено, что расплавные включения захватывались на самых ранних этапах кристаллизации коматиитовых магм наиболее магнезиальным оливином. Диапазон составов оливина-хозяина в коматиитах Белингве составляет Фо 92.5—90.9 мол. %, в коматиитах Абитиби — Фо 94.6—92.4 мол. % и в коматиитах Велтефреден — Фо 95.3—93 мол. %. Для указанных интервалов состава оливин является единственной ликвидусной фазой в коматиитовой магматической системе. Поэтому эволюция состава коматиитовой магмы на этом отрезке контролируется фракционной кристаллизацией оливина и в общем случае следует так называемой линии оливинового контроля.

Максимальные температуры равновесия наиболее магнезиальных пар оливин-расплав для изученных образцов по модели [Ford et al., 1983] с учетом измеренных содержаний воды в расплаве, понижающей температуру ликвидуса [Falloon, Danyushevsky, 2000], составляют: для Белингве до 1450 °С, для Абитиби до 1500 °С и до 1520 °С для Велтефреден [Sobolev et al., 2016, 2019; Asafov et al., 2018].

**Белингве.** Установленные составы расплава характеризуются наименьшими по сравнению с Абитиби и Велтефреден содержаниями MgO. В наиболее примитивных расплавных включениях содержание MgO составляет 23.6 мас. %. Значение отношения  $Al_2O_3/TiO_2$ , которое используется для разделения коматиитов на геохимические группы, в коматиитах Белингве составляет в среднем 21, что близко  $Al_2O_3/TiO_2 = 20$  в углистых хондритах CI [McDonough, Sun, 1995; Inoue et al., 2000] и что соответствует не обедненной алюминием группе [Nesbitt et al., 1979].

**Абитиби.** Составы расплавных включений в оливине из коматиитов Абитиби варьируют в пределах 22.8—28.6 мас. % MgO. Отношение  $Al_2O_3/TiO_2$  в среднем составляет 23 и позволяет отнести коматииты Абитиби к группе, не обедненной алюминием [Nesbitt et al., 1979]. Это согласуется с опубли-



**Рис. 3. Отношения концентраций хлора к калию и рубидия к ниобию в расплавных включениях в оливине из коматитов.**

1 — Велтефреден, 2 — Белингве, 3 — Абитиби, 4 — первичный расплав (ПР) Велтефреден, 5 — ПР Белингве, 6 — ПР Абитиби.  $R^2$  — коэффициент линейной корреляции в квадрате. Поле показаны составы закалочных стекол базальтов срединно-океанических хребтов (БСОХ) и базальтов океанических островов (БОО), по данным [Kendrick et al., 2017].

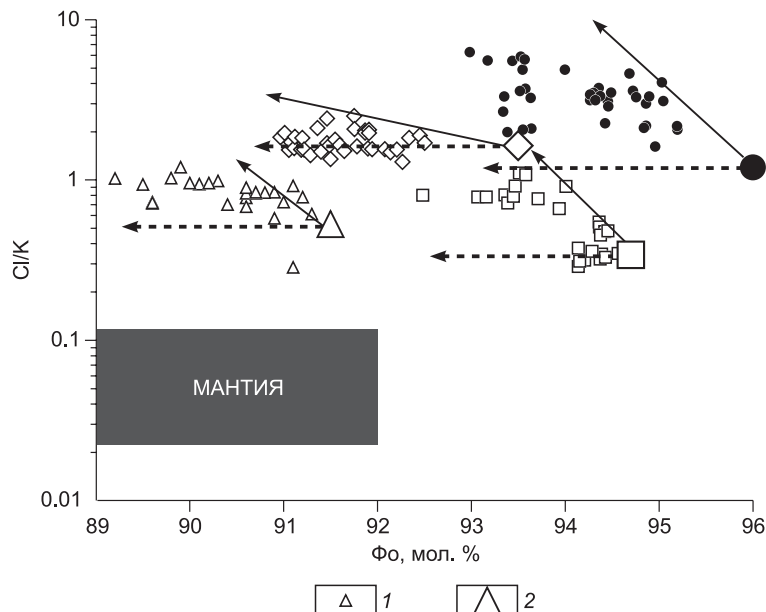
существенно более низкими содержаниями  $Al_2O_3$ , CaO и  $TiO_2$  при повышенных содержаниях  $SiO_2$ . По классификации [Nesbitt et al., 1979], они попадают в промежуточную группу между не обедненными и обогащенными алюминием коматитами ( $Al_2O_3/TiO_2 > 50$  [Byerly, 1999; Kareem, 2005]).

Концентрации большинства главных и примесных элементов в расплавных включениях в изученных образцах коррелируют с содержанием MgO в расплаве и с содержанием форстерита оливина-хозяина и контролируются фракционной кристаллизацией оливина [Sobolev et al., 2016, 2019; Asafov et al., 2018]. При этом данные по неподвижным при вторичных изменениях элементам согласуются с результатами исследования пород в целом [Bickle et al., 1993; Lahaye, Arndt, 1996; Sproule et al., 2002; Connolly et al., 2011; Robin-Popieul et al., 2012; Sossi et al., 2016]. Для ряда элементов, таких как Na, K, Rb, Sr, Ba, Cu, Pb, в различных образцах наблюдается относительное обогащение этими компонентами в более поздних расплавах, захваченных менее магнезиальным оливином, которое не согласуется с моделью эволюции расплава при фракционной кристаллизации оливина.

Расплавы Абитиби, Белингве и Велтефреден демонстрируют существенное обогащение летучими компонентами, такими как  $H_2O$  [Sobolev et al., 2016, 2019; Asafov et al., 2018] и Cl по сравнению с современной и примитивной мантией [Lybetskaya et al., 2007; Kendrick et al., 2017] (рис. 3). При этом они

**Рис 4. Отношения концентраций хлора и калия в расплавных включениях и содержание форстерита вмещающего их оливина-хозяина из коматитов.**

1 — Горгона, 2 — ПР Горгона. Остальные усл. обозн. см. на рис. 3. Данные для коматитов о. Горгона [Gurenko, Kamenetsky, 2011; Gurenko et al., 2016]. Cl/K отношения в расплавных включениях кроме Белингве коррелируют с составом оливина-хозяина (Абитиби  $R^2 = 0.54$ ; Велтефреден  $R^2 = 0.23$ , Горгона  $R^2 = 0.22$ ). Горизонтальные штриховые линии отражают эволюцию расплавов при фракционной кристаллизации оливина, которая не приводит к изменению Cl/K отношений. Наклонные сплошные линии показывают тренды процессов ассимиляции и фракционной кристаллизации (AFC). Состав типичной фанерозойской мантии показан серым полем [Kendrick et al., 2017].



обладают сопоставимыми с мантией концентрациями литофильных элементов, таких как Rb (Rb/Nb соответствует значениям фанерозойской верхней мантии, см. рис. 3). Cl/K и H<sub>2</sub>O/Ce в изученных образцах составляют для Абитиби 0.3—1.1 и до 7500 соответственно, для Белингве Cl/K = 1.3—2.5, H<sub>2</sub>O/Ce = 1300 и для Велтефреден Cl/K = 2.7—6.3, H<sub>2</sub>O/Ce до 5000, в то время как для современной мантии, как правило, отношения Cl/K менее 0.2 и H<sub>2</sub>O/Ce < 300 [Kendrick et al., 2017].

Cl/K отношения в расплавах Абитиби и Велтефреден формируют значимые линейные корреляции с Rb/Nb ( $R^2 = 0.58$  и  $0.63$  соответственно, см. рис. 3) и с магнезиальностью оливина-хозяина (рис. 4). Данные по расплавам включениям в современных фанерозойских коматиитах о. Горгона [Gurenko, Kamenetsky, 2011; Gurenko et al., 2016] возрастом около 90 млн лет [Echeverria, 1980] демонстрируют сопоставимые Cl/K отношения (0.6—1.2), превышающие типичные значения для верхней мантии, и также коррелируют с составом форстерита оливина (см. рис. 4). Важно отметить, что Cl, K, Rb и Nb являются несовместимыми элементами для оливина, поэтому фракционная кристаллизация оливина не может привести к возникновению подобных корреляций. Минимальные Cl/K отношения наблюдаются в наиболее примитивных и высокомагнезиальных расплавах включениях.

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

**Содержание хлора и воды в мантии Земли.** Исходное содержание воды и хлора так же, как и других летучих элементов в составе Земли, достоверно не известно (например [Marty, 2012]). В то же время концентрация летучих элементов в фанерозойской мантии Земли определена на основе данных о составе закалочных стекол базальтов океанических хребтов (БСОХ) и океанических островов (БОО). При этом H<sub>2</sub>O/Ce =  $200 \pm 100$  и Cl/K =  $0.06 \pm 0.01$  в расплавах обоих типов базальтов близки [Dixon et al., 2017; Kendrick et al., 2017]. Поскольку источники этих базальтов находятся в разных частях мантии — в верхней (БСОХ) и нижней (БОО) (например [French, Romanowicz, 2015]), можно предположить, что эти отношения характерны для силикатной Земли в целом. Исключение может представлять переходная зона мантии между 410 и 660 км со стабильными модификациями оливина высокого давления — вадслеитом и рингвудитом. По экспериментальным данным [Roberge et al., 2017; Fei, Katsura, 2020], в этих фазах возможны повышенные содержания воды и хлора. Прямые данные о содержании H<sub>2</sub>O во включении рингвудита в алмазе подтверждают, что вода действительно находится в избытке в этой зоне, по крайней мере, под Амазонским кратоном в фанерозойско-протерозойское время [Pearson et al., 2014]. О высоких содержаниях хлора в глубинной мантии свидетельствуют данные о составе включений в алмазах [Israeli et al., 2001; Logvinova et al., 2008; Соболев и др., 2009] и неизмененных кимберлитовых расплавах [Kamenetsky et al., 2004].

Рисунки 3 и 4, а также данные о содержании H<sub>2</sub>O в расплавах включениях [Sobolev et al., 2016, 2019; Asafov et al., 2018] свидетельствуют, что исследованные расплавы коматиитов контаминировались компонентом, обогащенным Cl, H<sub>2</sub>O, и в случае коматиитов Велтефреден, и Абитиби Rb. Коматииты пояса Абитиби также ассимилировали компонент, обогащенный легкими РЗЭ [Sobolev et al., 2016]. Для коматиитов провинции Велтефреден и Белингве контаминирующим материалом, вероятно, являлся серпентинит, возможно, с концентрированным рассолом, образовавшимся с участием морской воды. Это доказывается данными по геохимии элементов и изотопному составу водорода расплавленных включений [Asafov et al., 2018; Sobolev et al., 2019]. Для Абитиби, как показано в работе [Sobolev et al., 2016], это, вероятно, осадочная порода, также измененная морской водой. Эти данные свидетельствуют о высокой активности хлора в архейской морской воде.

Прямая зависимость отношений Cl/K от Rb/Nb для расплавленных включений в оливине коматиитов Велтефреден и Абитиби позволяет установить составы наименее контаминированных или вовсе не контаминированных расплавов (см. рис. 3). Группы включений с мантийными отношениями Rb/Nb в этих расплавах позволяют предположить их неконтаминированный или минимально контаминированный характер. В этом случае они представляют состав первичных расплавов коматиитов этих провинций. Для первичного расплава Абитиби Rb/Nb отношение оценивается в 0.45, Cl/K — 0.34. Для первичного расплава коматиитов Велтефреден Rb/Nb составляет 0.85, Cl/K — 1.2 (таблица). Расплавленные включения в оливине коматиитов Белингве характеризуются в целом постоянными значениями отношений Cl/K и мантийными отношениями Rb/Nb. В качестве характеристики неконтаминированного расплава коматиитов Белингве приняты минимальные значения этих отношений, которые составляют для Rb/Nb — 0.8, для Cl/K — 1.64 (см. таблицу).

Результаты определения содержаний H<sub>2</sub>O и Cl относительно элементов с близким коэффициентом распределения с расплавом в первичных магмах коматиитов представлены на рис. 5 и в таблице. Поскольку коматииты являются продуктами высоких степеней плавления в мантийных плюмах [Sobolev et al., 2016, 2019], отношения H<sub>2</sub>O/Ce и Cl/K в их первичных магмах должны представлять состав их мантийных источников. Однако очевидно многократное превышение этих отношений в коматиитах по

Данные о составе расплавов включений в оливине из коматитов Велтефреден (эта работа) и составы первичных расплавов (ПР) Велтефреден (эта работа), Белинге и Абгиби [Sobolev et al., 2016; Asafov et al., 2018]

Компонент	1523b-o5-i2	1523b-o10	1523b-o13	1523b-o9	1523b-o15	1523b-o12	1523b-o5-i1	1523b-o7	1523b-o11	1523b-o14	1523b-o6	1523b-o8	1523b-o14	1523b-o11	1522-o11
	(30)	(33)	(35)	(38)	(38)	(39)	(44)	(45)	(48)	(54)	(60)	(62)	(65)	(90)	(30.8)
Ф <sub>о</sub> , мол. %	93.34	93.39	93.44	93.55	93.64	93.58	93.35	93.63	93.53	93.57	93.17	93.51	93.55	92.99	94.69
SiO <sub>2</sub> , мас. %	50.06	50.67	49.99	49.62	50.12	50.50	49.89	49.64	49.71	49.63	50.07	49.89	49.94	50.08	49.47
TiO <sub>2</sub>	0.19	0.187	0.182	0.189	0.198	0.172	0.195	0.189	0.178	0.178	0.188	0.184	0.175	0.195	0.171
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6.47	6.28	5.93	5.96	6.40	6.25	6.23	6.07	5.98	6.01	6.17	6.04	5.88	6.22	5.65
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.08	1.39	1.07	1.08	1.41	1.43	1.05	1.09	1.07	1.08	1.02	1.13	1.08	0.98	1.64
FeO	9.83	9.55	9.84	9.83	9.43	9.51	9.86	9.72	9.84	9.83	9.98	9.79	9.83	10.12	8.73
MnO	0.13	0.13	0.13	0.13	0.12	0.12	0.12	0.12	0.13	0.12	0.13	0.12	0.12	0.13	0.09
MgO	25.58	25.35	25.87	26.17	25.73	26.03	25.60	26.16	26.19	26.28	25.18	25.97	26.41	24.89	28.58
CaO	5.32	5.42	5.54	5.52	5.58	4.89	5.59	5.52	5.32	5.34	5.67	5.57	5.06	5.63	4.75
Na <sub>2</sub> O	0.697	0.651	0.577	0.555	0.646	0.732	0.622	0.618	0.597	0.606	0.622	0.598	0.602	0.625	0.615
K <sub>2</sub> O	0.024	0.030	0.028	0.025	0.026	0.034	0.021	0.023	0.035	0.029	0.027	0.023	0.023	0.033	0.023
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.076	0.019	0.009	0.019	0.008	0.019	0.075	0.013	0.022	0.021	0.013	0.017	0.021	0.017	0.015
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.294	0.338	0.325	0.336	0.326	0.315	0.465	0.344	0.318	0.318	0.344	0.334	0.295	0.342	0.277
Cl	0.053	0.049	0.128	0.101	0.045	0.104	0.058	0.062	0.171	0.136	0.125	0.068	0.039	0.172	0.088
S	0.010	0.006	0.007	0.013	0.017	0.013	0.014	0.009	0.009	0.009	0.011	0.010	0.010	0.013	0.008
Li, n/T	1.98	2.15	2.35	2.02	2.52	1.37	2.01	2.41	2.66	2.09	3.00	2.50	1.89	2.24	1.47
Sc	17.1	15.9	17.3	15.6	20.2	15.5	18.1	18.2	17.1	17.3	21.1	17.0	17.5	19.8	13.4
V	130.0	125.1	138.4	132.7	159.0	98.4	146.3	163.0	164.7	131.6	182.3	147.8	115.1	136.0	108.4
Cu	23.7	32.0	26.2	28.6	33.6	23.7	33.0	39.2	37.7	33.5	42.6	37.3	30.6	39.9	24.4
Rb	0.45	0.57	0.75	0.47	0.45	0.43	0.45	0.53	0.89	0.64	0.64	0.53	0.41	0.79	0.52
Sr	19.5	24.2	26.3	20.2	23.9	20.0	21.3	21.4	26.0	23.4	27.0	22.0	21.7	27.0	20.4
Y	4.04	4.53	4.22	3.73	5.56	4.37	4.37	4.11	3.95	4.01	4.94	4.16	5.06	4.05	4.04
Zr	7.9	7.8	8.7	6.7	9.2	7.1	8.2	7.6	7.3	7.1	8.1	7.6	8.6	8.0	7.4
Nb	0.31	0.34	0.35	0.29	0.37	0.28	0.34	0.37	0.37	0.32	0.36	0.37	0.26	0.42	0.31
Ba	2.9	3.0	3.5	2.4	3.4	2.8	3.1	3.2	3.4	3.2	3.4	3.3	3.1	3.3	2.5
La	0.35	0.36	0.39	0.36	0.41	0.36	0.35	0.39	0.45	0.37	0.42	0.39	0.42	0.38	0.36
Ce	1.37	1.19	1.42	1.19	1.65	1.09	1.31	1.38	1.55	1.25	1.55	1.44	1.47	1.50	1.17
Nd	0.94	0.93	0.84	0.92	1.33	0.96	0.95	0.93	1.14	0.97	1.09	1.07	0.83	1.02	0.96
Sm	0.35	0.39	0.36	0.36	0.50	0.35	0.31	0.37	0.35	0.38	0.45	0.33	0.49	0.32	0.30
Eu	0.15	0.15	0.17	0.16	0.20	0.16	0.16	0.16	0.16	0.15	0.21	0.17	0.17	0.14	0.16
Gd	0.53	0.50	0.52	0.42	0.51	0.46	0.53	0.50	0.38	0.48	0.52	0.50	0.57	0.56	0.59
Dy	0.66	0.75	0.62	0.59	0.81	0.67	0.83	0.67	0.70	0.70	0.89	0.78	0.80	0.75	0.79
Er	0.54	0.50	0.39	0.39	0.60	0.53	0.50	0.53	0.53	0.44	0.50	0.48	0.49	0.47	0.47
Yb	0.50	0.56	0.55	0.41	0.66	0.60	0.60	0.51	0.46	0.50	0.58	0.48	0.62	0.59	0.46
Pb	0.059	0.090	0.120	0.096	0.139	0.103	0.089	0.093	0.125	0.096	0.150	0.093	0.62	0.178	0.081
Rb/Nb	1.43	1.67	2.18	1.61	1.23	1.53	1.32	1.44	2.39	1.97	1.76	1.43	1.57	1.89	1.70
Cl/K	2.67	1.99	5.52	4.88	2.09	3.70	3.31	3.26	5.87	5.65	5.57	3.57	2.06	6.27	4.62



Компонент	1522-ol1p	1522-ol12	1522-ol1	1522-ol3	1522-ol4	1522-ol7	1522-ol5	1522-ol6	1522-ol2	1521-ol9	1521-ol32	1521-ol27	1521-ol13	1521-ol43	1521-ol30
	(31)	(32)	(32)	(34)	(34)	(36)	(59)	(61)	—	(30.4)	(31.2)	(31.5)	(32.6)	(33)	(33.15)
Ф <sub>2</sub> О, мол. %	94.36	94.46	94.72	94.00	94.27	94.86	94.30	94.27	94.76	94.49	94.46	95.20	95.28	95.19	94.96
SiO <sub>2</sub> , мас. %	49.11	49.18	48.73	49.26	49.72	48.70	49.23	49.18	48.76	49.23	49.71	48.43	48.60	48.77	49.13
TiO <sub>2</sub>	0.174	0.172	0.178	0.185	0.184	0.165	0.177	0.19	0.174	0.168	0.165	0.154	0.158	0.169	0.153
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5.71	5.53	5.74	5.88	5.86	5.59	5.60	5.90	5.74	5.59	5.73	5.20	5.41	5.50	5.47
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.25	1.24	1.36	1.16	1.54	1.36	1.20	1.23	1.40	1.29	1.57	1.45	1.78	1.74	1.71
FeO	9.28	9.19	8.98	9.56	9.02	8.88	9.32	9.30	8.94	9.15	8.89	8.60	8.30	8.34	8.56
MnO	0.09	0.09	0.09	0.11	0.10	0.09	0.10	0.10	0.09	0.09	0.12	0.09	0.09	0.09	0.09
MgO	28.15	28.46	28.97	27.29	27.42	29.50	28.06	27.75	29.13	28.63	28.12	30.66	30.36	29.97	29.63
CaO	4.97	4.82	4.92	5.10	5.19	4.59	4.86	5.13	4.75	4.78	4.88	4.49	4.62	4.73	4.58
Na <sub>2</sub> O	0.605	0.586	0.553	0.618	0.618	0.579	0.620	0.595	0.583	0.486	0.432	0.386	0.397	0.402	0.395
K <sub>2</sub> O	0.018	0.022	0.019	0.025	0.023	0.019	0.025	0.021	0.027	0.016	0.018	0.018	0.016	0.014	0.019
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.011	0.015	0.012	0.014	0.247	0.018	0.014	0.015	0.012	0.017	0.013	0.027	0.015	0.007	0.013
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.296	0.267	0.254	0.330	0.091	0.258	0.300	0.289	0.248	0.289	0.350	0.251	0.260	0.270	0.248
Cl	0.056	0.056	0.057	0.101	0.060	0.047	0.072	0.060	0.074	0.047	0.043	0.031	0.064	0.025	0.026
S	0.007	0.013	0.009	0.014	0.008	0.005	0.009	0.012	0.008	0.018	0.004	0.008	0.017	0.016	0.010
Li, r/r	—	1.63	1.63	1.45	1.71	1.49	1.51	1.47	1.99	1.38	—	1.64	—	1.59	1.70
Sc	—	14.7	12.2	13.7	14.6	10.6	12.7	13.6	15.0	15.5	—	13.0	—	13.6	14.1
V	—	107.8	96.9	104.4	137.6	86.4	116.6	117.2	120.5	117.8	—	79.8	—	107.5	83.8
Cu	—	25.9	20.8	22.0	31.8	14.3	26.8	23.8	22.3	29.6	—	16.0	—	21.1	17.5
Rb	—	0.39	0.44	0.53	0.50	0.30	0.45	0.40	0.37	0.46	—	0.29	—	0.30	0.25
Sr	—	16.8	18.9	20.7	23.2	16.0	18.5	19.2	16.3	18.8	—	16.0	—	16.9	17.1
Y	—	3.68	3.84	3.86	4.57	3.47	3.66	4.02	3.33	3.74	—	4.45	—	4.44	4.57
Zr	—	6.4	6.4	7.5	8.4	7.3	7.3	8.0	7.1	6.8	—	7.5	—	7.5	7.9
Nb	—	0.26	0.31	0.35	0.36	0.29	0.31	0.34	0.24	0.29	—	0.26	—	0.30	0.26
Ba	—	2.6	2.7	3.0	3.4	2.4	2.9	2.8	2.2	3.3	—	2.4	—	2.4	2.4
La	—	0.32	0.36	0.41	0.42	0.32	0.34	0.35	0.29	0.35	—	0.30	—	0.35	0.36
Ce	—	1.17	1.14	1.25	1.30	1.13	1.19	1.19	1.03	1.17	—	0.90	—	1.06	0.98
Nd	—	0.84	0.92	0.84	1.00	0.93	0.92	0.97	0.56	0.84	—	0.76	—	0.89	0.86
Sm	—	0.29	0.37	0.41	0.39	0.30	0.37	0.35	0.17	0.25	—	0.26	—	0.35	0.31
Eu	—	0.12	0.14	0.16	0.17	0.10	0.14	0.20	0.09	0.12	—	0.15	—	0.14	0.16
Gd	—	0.46	0.42	0.45	0.62	0.58	0.50	0.48	0.45	0.41	—	0.46	—	0.55	0.55
Dy	—	0.65	0.61	0.65	0.77	0.55	0.65	0.72	0.61	0.56	—	0.82	—	0.68	0.65
Er	—	0.46	0.36	0.56	0.48	0.46	0.43	0.46	0.24	0.39	—	0.46	—	0.51	0.50
Yb	—	0.44	0.33	0.48	0.56	0.42	0.46	0.50	0.28	0.46	—	0.44	—	0.53	0.54
Pb	—	0.097	0.095	0.103	0.093	—	0.089	0.074	0.086	—	—	0.142	—	0.076	0.084
Rb/Nb	—	1.50	1.43	1.52	1.36	1.06	1.48	1.18	1.52	1.61	—	1.12	—	1.02	0.95
Cl/K	3.75	3.09	3.59	4.87	3.13	3.00	3.49	3.43	3.28	3.51	2.88	2.06	—	2.16	1.62

Компонент	1521-0131	1521-012	1521-0135	1521-0136	1521-0130	1521-0139	1521-0115	1521-0178	ПР Веттефреден	ПР Абитби	ПР Белингве
	(33.28)	(34.5)	(38)	(39)	(39.7)	(43.4)	(45.2)	—	—	—	—
Ф <sub>о</sub> , мол. %	94.89	94.37	95.05	94.86	95.03	94.84	94.32	94.42	96.00	94.70	93.50
SiO <sub>2</sub> , мас. %	49.11	49.28	48.63	48.89	49.12	49.31	49.19	49.45	47.89	45.77	47.00
TiO <sub>2</sub>	0.164	0.175	0.157	0.153	0.163	0.167	0.166	0.176	0.140	0.286	0.296
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5.61	5.64	5.25	5.32	5.54	5.62	5.80	5.87	4.70	6.53	6.44
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.67	1.28	1.41	1.36	1.71	1.65	1.26	1.57	1.13	1.32	0.99
FeO	8.60	9.25	8.73	8.88	8.46	8.61	9.27	8.98	8.23	9.62	10.29
MnO	0.09	0.10	0.09	0.09	0.08	0.09	0.11	0.11	0.08	0.09	0.11
MgO	29.22	28.33	30.27	29.72	29.55	29.08	28.03	28.01	32.9	29.0	27.5
CaO	4.83	4.93	4.55	4.62	4.56	4.72	5.20	5.06	4.06	5.93	6.26
Na <sub>2</sub> O	0.407	0.461	0.378	0.418	0.554	0.461	0.422	0.449	0.360	0.534	0.657
K <sub>2</sub> O	0.018	0.019	0.017	0.015	0.022	0.018	0.018	0.015	0.014	0.012	0.025
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.023	0.009	0.015	0.013	0.009	0.018	0.015	0.013	0.01	0.018	0.0169
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.265	0.269	0.249	0.262	0.242	0.257	0.297	0.287	0.240	0.235	0.212
Cl	0.050	0.053	0.044	0.027	0.074	0.032	0.048	0.028	0.014*	0.003*	0.034*
S	0.022	0.019	0.018	0.011	0.005	0.011	0.020	0.015	0.013	0.025	0.024
Li, r/r	1.15	1.28	1.82	1.16	1.28	1.43	1.51	—	1.15	0.56	1.07
Sc	13.4	14.7	12.8	14.6	13.2	15.0	18.6	—	11.9	24.5	19.2
V	91.5	117.7	94.2	97.9	92.3	95.6	107.5	—	82.6	144.2	113.6
Cu	21.8	26.3	20.5	21.7	18.3	20.7	27.7	—	17.4	24.1	42.6
Rb	0.31	0.47	0.28	0.29	0.42	0.28	0.37	—	0.196*	0.127*	0.403*
Sr	17.9	19.1	17.7	17.8	18.3	16.7	20.1	—	15.6	15.5	30.0
Y	4.40	4.07	3.98	4.32	3.77	4.62	5.29	—	3.78	6.93	6.51
Zr	7.7	7.4	7.1	7.8	7.4	8.0	10.1	—	6.6	12.4	12.8
Nb	0.25	0.28	0.26	0.27	0.28	0.25	0.32	—	0.23	0.28	0.50
Ba	2.2	2.8	2.3	2.3	2.5	2.4	2.7	—	2.2	2.3	5.4
La	0.34	0.32	0.38	0.36	0.34	0.32	0.44	—	0.30	0.29	0.62
Ce	0.96	1.15	1.15	0.97	1.13	0.99	1.15	—	0.91	0.93	1.74
Nd	0.90	0.81	0.99	0.87	0.85	0.92	1.11	—	0.77	1.14	1.67
Sm	0.34	0.39	0.34	0.27	0.27	0.40	0.40	—	0.28	0.52	0.62
Eu	0.14	0.14	0.15	0.12	0.11	0.14	0.15	—	0.12	0.21	0.25
Gd	0.56	0.44	0.55	0.52	0.49	0.54	0.62	—	0.45	0.84	0.92
Dy	0.69	0.72	0.71	0.67	0.59	0.78	0.88	—	0.62	1.22	1.16
Er	0.50	0.45	0.50	0.52	0.43	0.51	0.63	—	0.43	0.71	0.74
Yb	0.53	0.48	0.44	0.51	0.38	0.52	0.67	—	0.43	0.77	0.69
Pb	0.071	0.056	0.061	0.127	0.065	0.057	0.069	—	0.057	0.056	0.108
Rb/Nb	1.23	1.68	1.06	1.06	1.54	1.09	1.17	—	0.85*	0.45*	0.8*
Cl/K	3.32	3.34	3.10	2.17	4.06	2.12	3.19	2.26	1.2*	0.34*	1.64*

Примечание. Расплавные включения в оливине из коматитов Веттефреден представляют кумулятивные части трех соседних потоков: 1523, 1522 и 1521 (см. текст и дополнительные материалы в [Sobolev et al., 2019]). В скобках — размер включений, мкм.

\*Отношения для первичных расплавов определены на основе корреляции Rb/Nb и Cl/K в наименее контаминированных расплавных включениях, комментарии см. в тексте.

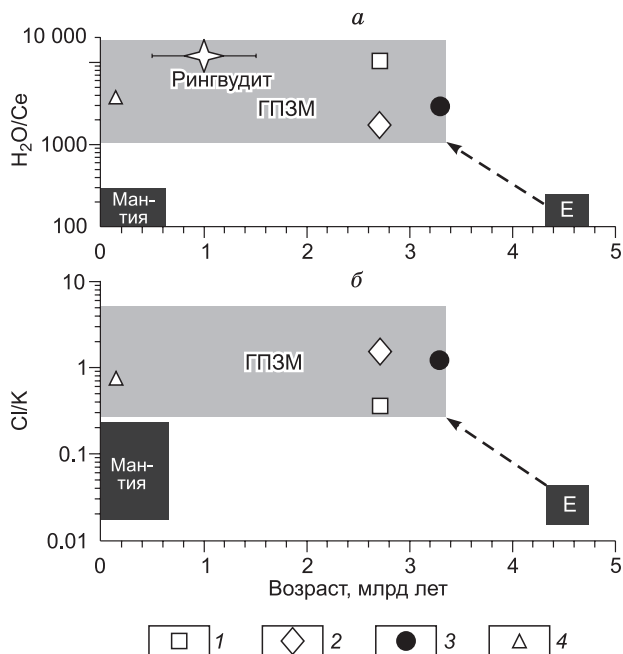
отношению к расплавам базальтов океанических островов и срединно-океанических хребтов, представляющих состав фанерозойской мантии Земли. Таким образом, необходимо объяснить, почему коматииты, являясь так же как и большинство базальтов океанических островов продуктами плавления мантийных струй, в отличие от последних, аномально обогащены водой и хлором.

В работах [Sobolev et al., 2016, 2019; Asafov et al., 2018] мы предположили, что избыточные содержания  $H_2O$  в первичных магмах коматиитов связаны с их взаимодействием с переходной зоной мантии Земли, которая действительно обогащена водой [Pearson et al., 2014]. В отличие от обычных фанерозойских мантийных плюмов, коматииты характеризуются высокими потенциальными температурами более  $1650\text{ }^\circ\text{C}$  [Robin-Popieul et al., 2012; Sobolev et al., 2019], которые достаточны для их частичного плавления на протяжении всей переходной зоны мантии [Andraut et al., 2018]. Расплав, образуя соединяющуюся интерсервальную сетку в пределах поднимающейся архейской мантийной струи, должен быть эффективным проводником молекул воды из обогащенной переходной зоны в мантийный плюм, в отличие от твердого вещества более холодных фанерозойских мантийных струй. Как показали недавние исследования [Trela et al., 2017], Карибская мантийная струя, образовавшая коматииты Горгоны, была исключением среди фанерозойских мантийных плюмов и достигала температур, характерных для архейских плюмов, и поэтому также пересекала переходную зону мантии в частично расплавленном состоянии.

Избыток хлора в мантийных источниках коматиитов может быть объяснен (так же как и избыток воды) взаимодействием из переходной зоны мантии. Действительно, экспериментально установлено, что главные мантийные фазы в переходной зоне рингвудит—вадслеит могут содержать высокие концентрации хлора [Roberge et al., 2017], также установлена высокая активность хлорного компонента в мантии при кристаллизации алмазов, где обнаруживаются микровключения карбонатитовых расплавов, содержащих Cl [Izraeli et al., 2001; Logvinova et al., 2008; Соболев и др., 2009].

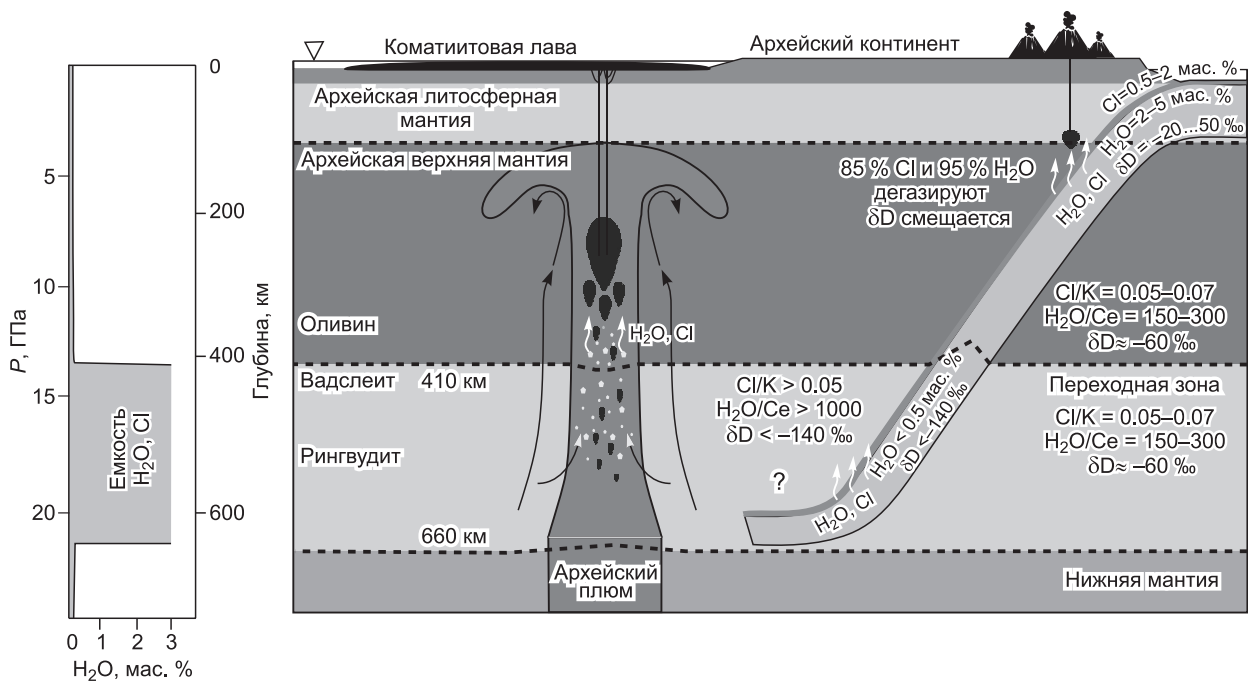
**Источник воды и хлора в мантии Земли.** Вода и хлор являются главными компонентами воды океанов и морей сейчас и в прошлом, по крайней мере, вплоть до 3.3 млрд л. н. Об этом свидетельствуют данные этой работы (см. рис. 3) и [Sobolev et al., 2019] о контаминации коматиитов формации Велтефреден обогащенными хлором и водой материалами. Реакция морской воды с породами океанической коры приводит к образованию низкотемпературных минералов группы хлорита и серпентина, обогащенных водой и хлором (например [Kodolányi et al., 2011]). Изменениями морской водой могут быть затронуты толщи в 10 км и более современной океанической литосферы [Michael, Schilling, 1989; Базылев 1992; Michael, Cornell, 1998]. Субдукция измененной океанической литосферы приводит к недопоступлению большей части воды и существенной части хлора в мантийный клин и далее в надсубдукционные магмы. Однако, как показано в работах [Stroncik, Haase, 2004; Hanyu et al., 2019; Page, Hattori, 2019], значительное количество воды и хлора поступает в глубинную мантию вплоть до источника мантийных плюмов вместе с субдуцирующей океанической литосферой. Поэтому можно предположить, что источником избытка  $H_2O$  и Cl в переходной зоне мантии и источнике коматиитов также являются продукты реакции морской воды и океанической литосферы, погруженные в глубокую мантию (рис. 5, 6).

**Значение полученных результатов для понимания геодинамики архейской Земли.** Важным результатом настоящей работы и работы [Sobolev et al., 2019] является доказательство поступления продуктов реакции морской воды в глу-



**Рис. 5. Эволюция во времени состава мантийных источников коматиитов и других мантийных резервуаров и составы первичных расплавов:**

1 — Абитибиди, 2 — Белингве, 3 — Велтефреден, 4 — Горгона. *a* — изменения  $H_2O/Ce$  отношения [Sobolev et al., 2019]. Данные для включения рингвудита в алмазе [Pearson et al., 2014]. *б* — эволюция отношения Cl/K. Данные для коматиитов о Горгона [Gurenko, Kamenetsky, 2011; Gurenko et al., 2016]. Черное поле E — примитивная мантия [Hofmann, 1988], серое поле ГПЗМ — гидратированная переходная зона мантии [Sobolev et al., 2019], черная область — фанерозойская верхняя мантия [Kendrick et al., 2017].



**Рис. 6. Модель обогащения мантийного плюма рециклированными хлором и водой (см. текст).**

Частично расплавленный архейский плюм пересекает переходную зону мантии, содержащую повышенные концентрации воды и хлора в полиморфах оливина высокого давления [Inoue, 2000; Bercovici, Karato, 2003; Roberge et al., 2017], и захватывает ее материал. Вода и хлор поступают в переходную зону вместе с материалом субдцированной океанической литосферы, измененной взаимодействием с морской водой. При дальнейшем подъеме плюма и переходе в низкобарическую форму оливин теряет Cl и H<sub>2</sub>O. Появление водного флюида понижает температуру солидуса мантийного перидотита и приводит к интенсивному плавлению и образованию коматитовых расплавов.

бокую мантию начиная с периода более 3.3 млрд л. н. До настоящего времени такие доказательства были представлены лишь для времени около 2.5 млрд л. н. [Nanyu et al., 2019]. Этот результат позволяет внести вклад в понимание геодинамики Земли в первый миллиард лет ее существования.

В настоящее время превалирует точка зрения, что глобальная тектоника плит, определяющая современную геодинамику Земли, началась на рубеже архейского и протерозойского эонов или позже [Hawkesworth et al., 2017]. До этого времени многими исследователями предполагается существование так называемого режима «стагнирующей крышки» («stagnant lid»), при котором погружение фрагментов нижней коры в глубокую мантию происходит в результате деляминации (например, обзор [Hawkesworth et al., 2017]). Чтобы деляминировать верхнюю кору, измененную морской водой, необходимо погрузить ее до границы с литосферной мантией и эклогитизировать при относительно низких давлениях и высоких температурах, т. е. высоких градиентах температуры [Sizova et al., 2015; Gerya, 2019]. Однако этот процесс вызывает практически полное удаление летучих компонентов морской воды из погружаемой коры [Roman, Arndt, 2020] и, таким образом, не может объяснить полученные нами результаты. Для частичного сохранения воды и хлора в измененной коре необходим режим субдукции с низкими градиентами температуры. В этом режиме до 15 % хлора и 5 % воды от их исходных содержаний в серпентинитах может сохраниться после малоглубинной дегидратации и быть транспортировано в глубокую мантию [Shaw et al., 2008; Page, Nattori, 2019]. Стагнация субдцированных плит в переходной зоне мантии за сотни миллионов лет могла привести к значительному избытку в ней хлора и воды и образованию геохимического резервуара-источника этих элементов в коматитах (см. рис. 6).

Таким образом, данные настоящей работы свидетельствуют, что механизм подобный субдукции уже действовал за сотни миллионов лет, предшествующих времени 3.3 млрд л. н., когда обогащенный хлором и водой мантийный источник уже проявился в составе первичных магм коматитов провинции Велтефреден. Этот режим не обязательно соответствовал современной глобальной тектонике плит. Например, это мог быть режим «тектоники малых плит» [Добрецов, Туркина, 2015] с механизмом «отступающих зон субдукции» [Sobolev, Brown, 2019]. В любом случае, по нашим данным, продукты изменения морской водой должны были иметь возможность поступать на глубины более 400 км уже в первый миллиард лет существования планеты Земля.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Исследованы составы гомогенизированных включений расплава и вмещающих вкрапленников оливина архейских коматиитов пояса Барбертон, провинции Велтефреден, Южная Африка (3.3 млрд лет); пояса Абитибиде, Канада (2.72 млрд лет) и пояса Белингве, Зимбабве (2.69 млрд лет).

Показано, что кристаллизация вкрапленников оливина в коматиитовых расплавах сопровождается контаминацией коровым материалом, обогащенным Rb, Cl и H<sub>2</sub>O.

Неконтраминированные коматиитовые расплавы имеют мантийные значения отношения Rb/Nb, однако значительно обогащены Cl и H<sub>2</sub>O относительно элементов с близкими коэффициентами распределения с расплавом: K и Se соответственно.

Показано, что обогащение мантийных источников коматиитов Cl и H<sub>2</sub>O наблюдалось в истории Земли начиная с 3.3 млрд л. н. и существовало, по крайней мере, до 90 млн. л. н.

Предположено, что избыточные концентрации Cl и H<sub>2</sub>O в источниках коматиитов поступали в горячие частично расплавленные мантийные струи в процессе их прохождения переходной зоны мантии.

Показано, что источником обогащения Cl и H<sub>2</sub>O в глубинной мантии Земли явилась океаническая литосфера, измененная в результате взаимодействия с морской водой.

Сделан вывод о том, что измененная океаническая литосфера начала поступать в глубокую мантию в результате субдукции в первый миллиард лет существования планеты Земля. Деламинация коры не способна объяснить поступление хлора и воды в глубинную мантию.

Авторы выражают благодарность С.П. Крашенинникову за помощь в проведении высокотемпературных закалочных экспериментов и В.А. Туркову за помощь в подготовке образцов. Авторы благодарят Н. Арндта, Г. Бирли и А. Вилсона за помощь при проведении полевых работ в Канаде и ЮАР, которые были финансированы грантом РФФ 14-17-00491. Авторы также благодарны двум анонимным рецензентам за конструктивные замечания по содержанию и оформлению статьи.

Работа в ГЕОХИ РАН поддержана средствами государственного задания по теме «Петрология, геохимия и геодинамика процессов образования и эволюции литосферы океанов и континентов». Экспериментальная лаборатория в ГЕОХИ РАН в 2019 г. была поддержана на средства гранта РФФИ № 17-05-00856. Аналитическая работа в Институте наук о Земле (Гренобль) была поддержана Академией Университетов Франции.

## ЛИТЕРАТУРА

**Базылев Б.А.** Метаморфизм гипербазитов из разломной зоны Атлантис (Атлантический океан): свидетельство глубокого проникновения воды в океаническую литосферу // ДАН, 1992, т. 323, № 4, с. 741—743.

**Добрецов Н.Л., Туркина О.М.** Раннедокембрийская история Земли: роль плейт- и плюм-тектоники и космического фактора // Геология и геофизика, 2015, т. 56 (7), с. 1250—1274.

**Крашенинников С.П., Соболев А.В., Батанова В.Г., Каргальцев А.А., Борисов А.А.** Экспериментальная проверка моделей равновесия оливин—расплав в области высоких температур // ДАН, 2017, т. 5, с. 559—563.

**Соболев А.В.** Включения расплавов в минералах как источник принципиальной петрологической информации // Петрология, 1996, т. 4, № 3, с. 228—239.

**Соболев Н.В., Логвинова А.М., Ефимова Э.С.** Сингенетические включения флогопита в алмазах кимберлитов: свидетельство роли летучих в образовании алмазов // Геология и геофизика, 2009, т. 50 (12), с. 1588—1606.

**Andraut D., Pesce G., Manthilake G., Monteux J., Bolfan-Casanova N., Chantel J., Novella D., Guignot N., King A., Itié J.-P., Hennet L.** Deep and persistent melt layer in the Archaean mantle // Nat. Geosci., 2018, v. 11 (2), p. 139—143.

**Armstrong R., Compston W., De Wit M., Williams I.** The stratigraphy of the 3.5—3.2 Ga Barberton Greenstone Belt revisited: a single zircon ion microprobe study // Earth Planet. Sci. Lett., 1990, v. 101(1), p. 90—106.

**Arndt N., Leshner M., Barnes S.** Komatiite. New York, Cambridge University Press, 2008, 467 p.

**Arndt N., Naldrett A., Pyke D.** Komatiitic and iron-rich tholeiitic lavas of Munro Township, northeast Ontario // J. Petrol., 1977, v. 18 (2), p. 319—369.

**Asafov E.V., Sobolev A.V., Gurenko A.A., Arndt N.T., Batanova V.G., Portnyagin M.V., Garbe-Schönberg D., Krashenninikov S.P.** Belingwe komatiites (2.7 Ga) originate from a plume with moderate water content, as inferred from inclusions in olivine // Chem. Geol., 2018, v. 478, p. 39—59.

**Batanova V.G., Sobolev A.V., Kuzmin D.V.** Trace element analysis of olivine: High precision analytical method for JEOL JXA-8230 electron probe microanalyser // Chem. Geol., 2015, v. 419, p. 149—157.

- Batanova V.G., Sobolev A.V., Magnin V.** Trace element analysis by EPMA in geosciences: Detection limit, precision and accuracy // IOP Conf. Ser.: Mater. Sci. Eng., 2018, v. 304, Article 012001.
- Batanova V.G., Thompson J., Danyushevsky L.V., Portnyagin M.A., Garbe-Schönberg D., Hauri E., Kimura J.-I., Chang Q., Senda R., Goemann K., Chauvel C., Campillo S., Ionov D., Sobolev A.V.** New olivine reference material for in situ microanalysis // *Geostand. Geoanal. Res.*, 2019, v. 43 (3), p. 453—473.
- Bercovici D., Karato S.** Whole-mantle convection and the transition-zone water filter // *Nature*, 2003, v. 425 (6953), p. 39—44.
- Bickle M.J., Martin A., Nisbet E.G.** Basaltic and peridotitic komatiites and stromatolites above a basal unconformity in Belingwe Greenstone Belt, Rhodesia // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1975, v. 27 (2), p. 155—162.
- Bickle M.J., Ford C.E., Nisbet E.G.** Petrogenesis of peridotitic komatiites — evidence from high-pressure melting experiments // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1977, v. 37 (1), p. 97—106.
- Bickle M.J., Arndt N.T., Nisbet E.G., Orpen J.L., Martin A., Keays R.R., Renner R.** Geochemistry of the igneous rocks of the Belingwe Greenstone Belt: Alteration, contamination and petrogenesis // *The geology of the Belingwe Greenstone Belt, Zimbabwe. A study of the evolution of Archaean continental crust.* Boca Raton, London, New York, CRC Press, 1993, p. 175—214.
- Brévarit O., Dupré B., Allègre C.J.** Lead-lead age of komatiitic lavas and limitations on the structure and evolution of the Precambrian mantle // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1986, v. 77 (3—4), p. 293—302.
- Byerly G.R.** Komatiites of the Mendon Formation: late-stage ultramafic volcanism in the Barberton Greenstone Belt // Eds. D.R. Lowe, G.R. Byerly. *Geological evolution of the Barberton Greenstone Belt.* Geol. Soc. Am. Spec. Paper 329. Boulder, Geological Society of America, 1999, p. 189—212.
- Byerly G.R., Kröner A., Lowe D.R., Todt W., Walsh M.M.** Prolonged magmatism and time constraints for sediment deposition in the early Archean Barberton greenstone belt: evidence from the Upper Onverwacht and Fig Tree groups // *Precambrian Res.*, 1996, v. 78 (1—3), p. 125—138.
- Connolly B.D., Puchtel I.S., Walker R.J., Arevalo Jr.R., Piccoli P.M., Byerly G., Robin-Popieul C., Arndt N.** Highly siderophile element systematics of the 3.3 Ga Weltevreden komatiites, South Africa: implications for early Earth history // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2011, v. 311 (3—4), p. 253—263.
- Danyushevsky L.V., Plechov P.** Petrolog: Integrated software for modeling crystallization processes // *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 2011, v. 12, Article Q07021, <https://doi.org/10.1029/2011GC003516>.
- Danyushevsky L.V., Della-Pasqua F.N., Sokolov S.** Re-equilibration of melt inclusions trapped by magnesian olivine phenocrysts from subduction-related magmas: petrological implications // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 2000, v. 138 (1), p. 68—83.
- Dixon J.E., Bindeman I.N., Kingsley R.H., Simons K.K., Le Roux P.J., Hajewski T.R., Swart P., Langmuir C.H., Ryan J.G., Walowski K.J., Wada I.** Light stable isotopic compositions of enriched mantle sources: Resolving the dehydration paradox // *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 2017, v. 18 (11), p. 3801—3839.
- Dupre B., Arndt N.T.** Pb isotopic compositions of Archean komatiites and sulfides // *Chem. Geol.*, 1990, v. 85 (1—2), p. 35—56.
- Echeverria L.M.** Tertiary or Mesozoic komatiites from Gorgona Island, Colombia — field relations and geochemistry // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1980, v. 73 (3), p. 253—266.
- Falloon T.J., Danyushevsky L.V.** Melting of refractory mantle at 1.5, 2 and 2.5 GPa under anhydrous and H<sub>2</sub>O-undersaturated conditions: Implications for the petrogenesis of high-Ca boninites and the influence of subduction components on mantle melting // *J. Petrol.*, 2000, v. 41 (2), p. 257—283.
- Fei H., Katsura T.** High water solubility of ringwoodite at mantle transition zone temperature // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2020, v. 531, p. 115987.
- Ford C.E., Russell D.G., Craven J.A., Fisk M.R.** Olivine liquid equilibria — temperature, pressure and composition dependence of the crystal liquid cation partition coefficients for Mg, Fe<sup>2+</sup>, Ca and Mn // *J. Petrol.*, 1983, v. 24 (3), p. 256—265.
- French S.W., Romanowicz B.** Broad plumes rooted at the base of the Earth's mantle beneath major hotspots // *Nature*, 2015, v. 525 (7567), p. 95—99.
- Gerya T.** *Introduction to numerical geodynamic modelling.* Cambridge, Cambridge University Press, 2019, 465 p.
- Gurenko A.A., Kamenetsky V.S.** Boron isotopic composition of olivine-hosted melt inclusions from Gorgona komatiites, Colombia: New evidence supporting wet komatiite origin // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2011, v. 312 (1—2), p. 201—212.
- Gurenko A.A., Kamenetsky V.S., Kerr A.C.** Oxygen isotopes and volatile contents of the Gorgona komatiites, Colombia: A confirmation of the deep mantle origin of H<sub>2</sub>O // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2016, v. 454, p. 154—165.
- Hanyu T., Shimizu K., Ushikubo T., Kimura J.I., Chang Q., Hamada M., Ito M., Iwamori H., Ishikawa T.** Tiny droplets of ocean island basalts unveil Earth's deep chlorine cycle // *Nat. Commun.*, 2019, v. 10 (1), Article 60.

- Hawkesworth C.J., Cawood P.A., Dhuime B., Kemp T.I.** Earth's continental lithosphere through time // *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 2017, v. 45, p. 169—198.
- Herzberg C.** Petrological evidence from komatiites for an early Earth carbon and water cycle // *J. Petrol.*, 2016, v. 57 (11—12), p. 2271—2288.
- Herzberg C., O'Hara M.J.** Plume-associated ultramafic magmas of Phanerozoic age // *J. Petrol.*, 2002, v. 43 (10), p. 1857—1883.
- Hofmann A.W.** Chemical differentiation of the Earth: the relationship between mantle, continental crust, and oceanic crust // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1988, v. 90 (3), p. 297—314.
- Inoue T., Rapp R.P., Zhang J., Gasparik T., Weidner D.J., Irifune T.** Garnet fractionation in a hydrous magma ocean and the origin of Al-depleted komatiites: melting experiments of hydrous pyrolite with REEs at high pressure // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2000, v. 177 (1—2), p. 81—87.
- Izraeli E.S., Harris J.W., Navon O.** Brine inclusions in diamonds: a new upper mantle fluid // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2001, v. 187 (3—4), p. 323—332.
- Kamenetsky M.B., Sobolev A.V., Kamenetsky V.S., Maas R., Danyushevsky L.V., Thomas R., Pokhilenko N.P., Sobolev N.V.** Kimberlite melts rich in alkali chlorides and carbonates: a potent metasomatic agent in the mantle // *Geology*, 2004, v. 32 (10), p. 845—848.
- Kamenetsky V.S., Gurenko A.A., Kerr A.C.** Composition and temperature of komatiite melts from Gorgona Island, Colombia, constrained from olivine-hosted melt inclusions // *Geology*, 2010, v. 38 (11), p. 1003—1006.
- Kareem K.** Komatiites of the Weltevreden Formation, Barberton Greenstone Belt, South Africa: implications for the chemistry and temperature of the Archean mantle, Baton Rouge. Louisiana State University, 2005, 227 p.
- Kendrick M.A., Hémond C., Kamenetsky V.S., Danyushevsky L., Devey C.W., Rodemann T., Jackson M.G., Perfit M.R.** Seawater cycled throughout Earth's mantle in partially serpentinized lithosphere // *Nat. Geosci.*, 2017, v. 10 (3), p. 222—228.
- Kodolányi J., Pettke T., Spandler C., Kamber B.S., Gméling K.** Geochemistry of ocean floor and fore-arc serpentinites: constraints on the ultramafic input to subduction zones // *J. Petrol.*, 2011, v. 53 (2), p. 235—270.
- Korenaga J.** Urey ratio and the structure and evolution of Earth's mantle // *Rev. Geophys.*, 2008, v. 46 (2), Article 2007RG000241.
- Kröner A., Hegner E., Wendt J., Byerly G.** The oldest part of the Barberton granitoid-greenstone terrain, South Africa: evidence for crust formation between 3.5 and 3.7 Ga // *Precambrian Res.*, 1996, v. 78 (1—3), p. 105—124.
- Lahaye Y., Arndt N.** Alteration of a komatiite flow from Alexo, Ontario, Canada // *J. Petrol.*, 1996, v. 37 (6), p. 1261—1284.
- Logvinova A.M., Wirth R., Fedorova E.N., Sobolev N.V.** Nanometre-sized mineral and fluid inclusions in cloudy Siberian diamonds: new insights on diamond formation // *Europ. J. Mineral.*, 2008, v. 20 (3), p. 317—331.
- Lowe D.R., Byerly G.R.** An overview of the geology of the Barberton Greenstone Belt and vicinity: implications for early crustal development // *Dev. Precambrian Geol.*, 2007, v. 15, p. 481—526.
- Lyubetskaya T., Korenaga J.** Chemical composition of Earth's primitive mantle and its variance: 1. Method and results // *J. Geophys. Res.: Solid Earth*, 2007, v. 112 (B3), Article B03211.
- Marty B.** The origins and concentrations of water, carbon, nitrogen and noble gases // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2012, v. 313, p. 56—66.
- McDonough W.F., Sun S.-S.** The composition of the Earth // *Chem. Geol.*, 1995, v. 120 (3—4), p. 223—253.
- Michael P.J., Schilling J.G.** Chlorine in mid-ocean ridge magmas: evidence for assimilation of seawater-influenced components // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1989, v. 53 (12), p. 3131—3143.
- Michael P.J., Cornell W.C.** Influence of spreading rate and magma supply on crystallization and assimilation beneath mid-ocean ridges: Evidence from chlorine and major element chemistry of mid-ocean ridge basalts // *J. Geophys. Res.: Solid Earth*, 1998, v. 103 (B8), p. 18325—18356.
- Muir J., Comba C.** The Dundonald deposit; an example of volcanic-type nickel-sulfide mineralization // *Can. Mineral.*, 1979, v. 17 (2), p. 351—359.
- Nesbitt R., Sun S.-S., Purvis A.** Komatiites: geochemistry and genesis // *Can. Mineral.*, 1979, v. 17 (2), p. 165—186.
- Nisbet E.G., Bickle M.J., Martin A.** Mafic and ultramafic lavas of Belingwe Greenstone Belt, Rhodesia // *J. Petrol.*, 1977, v. 18 (4), p. 521—566.
- Pagé L., Hattori K.** Abyssal serpentinites: transporting halogens from Earth's surface to the deep mantle // *Minerals*, 2019, v. 9 (1), p. 61.

**Pearson D.G., Brenker F.E., Nestola F., McNeill J., Nasdala L., Hutchison M.T., Matveev S., Mather K., Silversmit G., Schmitz S., Vekemans B.** Hydrous mantle transition zone indicated by ringwoodite included within diamond // *Nature*, 2014, v. 507 (7491), p. 221—224.

**Pyke D., Naldrett A., Eckstrand O.** Archean ultramafic flows in Munro township, Ontario // *Geol. Soc. Am. Bull.*, 1973, v. 84 (3), p. 955—978.

**Roberge M., Bureau H., Bolfan-Casanova N., Raepsaet C., Surble S., Khodja H., Auzende A.L., Cordier P., Fiquet G.** Chlorine in wadsleyite and ringwoodite: An experimental study // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2017, v. 467, p. 99—107.

**Robin-Popieul C., Arndt N.T., Chauvel C., Byerly G., Sobolev A.V., Wilson A.A.** New model for Barberton komatiites: deep critical melting with high melt retention // *J. Petrol.*, 2012, v. 53 (11), p. 2191—2229.

**Roman A., Arndt N.** Differentiated Archean oceanic crust: Its thermal structure, mechanical stability and a test of the sagduction hypothesis // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2020, v. 278, p. 65—77.

**Shaw A., Hauri E., Fischer T., Hilton D., Kelley K.** Hydrogen isotopes in Mariana arc melt inclusions: Implications for subduction dehydration and the deep-Earth water cycle // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2008, v. 275 (1—2), p. 138—145.

**Sizova E., Gerya T., Stüwe K., Brown M.** Generation of felsic crust in the Archean: a geodynamic modeling perspective // *Precambrian Res.*, 2015, v. 271, p. 198—224.

**Sobolev A.V., Hofmann A.W., Kuzmin D.V., Yaxley G.M., Arndt N.T., Chung S.L., Danyushevsky L.V., Elliott T., Frey F.A., Garcia M.O., Gurenko A.A., Kamenetsky V.S., Kerr A.C., Krivoluts-kaya N.A., Matvienkov V.V., Nikogosian I.K., Rocholl A., Sigurdsson I.A., Sushchevskaya N.M., Teklay M.** The amount of recycled crust in sources of mantle-derived melts // *Science*, 2007, v. 316 (5823), p. 412—417.

**Sobolev A.V., Asafov E.V., Gurenko A.A., Arndt N.T., Batanova V.G., Portnyagin M.V., Garbe-Schönberg D., Krasheninnikov S.P.** Komatiites reveal a hydrous Archaean deep-mantle reservoir // *Nature*, 2016, v. 531 (7596), p. 628—632.

**Sobolev A.V., Asafov E.V., Gurenko A.A., Arndt N.T., Batanova V.G., Portnyagin M.V., Garbe-Schönberg D., Wilson A.H., Byerly G.R.** Deep hydrous mantle reservoir provides evidence for crustal recycling before 3.3 billion years ago // *Nature*, 2019, v. 571 (7766), p. 555—559.

**Sobolev S.V., Brown M.** Surface erosion events controlled the evolution of plate tectonics on Earth // *Nature*, 2019, v. 570 (7759), p. 52—57.

**Sossi P.A., Eggins S.M., Nesbitt R.W., Nebel O., Hergt J.M., Campbell I.H., O'Neill H.S.C., Van Kranendonk M., Davies D.R.** Petrogenesis and geochemistry of Archean komatiites // *J. Petrol.*, 2016, v. 57 (1), p. 147—184.

**Sproule R., Leshner C., Ayer J., Thurston P., Herzberg C.** Spatial and temporal variations in the geochemistry of komatiites and komatiitic basalts in the Abitibi greenstone belt // *Precambrian Res.*, 2002, v. 115 (1), p. 153—186.

**Stroncik N.A., Haase K.M.** Chlorine in oceanic intraplate basalts: Constraints on mantle sources and recycling processes // *Geology*, 2004, v. 32 (11), p. 945—948.

**Trela J., Gazel E., Sobolev A.V., Moore L., Bizimis M., Jicha B., Batanova V.G.** The hottest lavas of the Phanerozoic and the survival of deep Archaean reservoirs // *Nat. Geosci.*, 2017, v. 10 (6), p. 451—456.

*Рекомендована к печати 29 июня 2020 г.  
Н.В. Соболевым*

*Поступила в редакцию  
15 мая 2020 г.*