# СОДЕРЖАНИЕ

-

\_

# Том 28, номер 3, 2020

Палеопротерозойские (1860 млн лет) мафические силлы І-типа в Мурманском кратоне, Северо-Восточная Фенноскандия: петрология и тектоника внутриплитного магматизма в период сборки суперконтинента Нуна	
А. В. Степанова, А. В. Самсонов, Ю. О. Ларионова, С. В. Егорова, А. А. Арзамасцев, Е. Б. Сальникова, Р. В. Веселовский, К. Г. Ерофеева, М. В. Стифеева	227
Эволюция состава фторидно-кальциевого расплава по экспериментальным данным и процессы образования флюорита в риолитах	
И. С. Перетяжко, Е. А. Савина, Н. И. Сук, А. Р. Котельников, А. Н. Сапожников, Р. Ю. Шендрик	254
Морфология, минералогия и состав сульфидных капель в пикродолеритах из придонных апофиз Йоко-Довыренского расслоенного интрузива	
И. В. Пшеницын, А. А. Арискин, Г. С. Николаев, Е. В. Кислов, Д. В. Корост, В. О. Япаскурт, С. Н. Соболев	280
Фениты Вишневогорского миаскит-карбонатитового комплекса (Южный Урал): происхождение метасоматической зональности, термодинамическое моделирование условий образования	
С. С. Абрамов, И. Т. Расс, Н. Н. Кононкова	298
Петрофизические особенности структуры верхней мантии Северной Евразии и их природа	
Н. И. Павленкова	324

УДК 552.11

# ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЕ (1860 МЛН ЛЕТ) МАФИЧЕСКИЕ СИЛЛЫ І-ТИПА В МУРМАНСКОМ КРАТОНЕ, СЕВЕРО-ВОСТОЧНАЯ ФЕННОСКАНДИЯ: ПЕТРОЛОГИЯ И ТЕКТОНИКА ВНУТРИПЛИТНОГО МАГМАТИЗМА В ПЕРИОД СБОРКИ СУПЕРКОНТИНЕНТА НУНА<sup>1</sup>

© 2020 г. А. В. Степанова<sup>*a*, \*</sup>, А. В. Самсонов<sup>*b*</sup>, Ю. О. Ларионова<sup>*b*</sup>, С. В. Егорова<sup>*a*</sup>, А. А. Арзамасцев<sup>*c*</sup>, Е. Б. Сальникова<sup>*c*</sup>, Р. В. Веселовский<sup>*d*</sup>, К. Г. Ерофеева<sup>*b*</sup>, М. В. Стифеева<sup>*c*</sup>

<sup>а</sup>Институт геологии КарНЦ РАН, ул. Пушкинская, 11, Петрозаводск, 185910 Россия

<sup>b</sup>Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Старомонетный пер., 35, Москва, 119017 Россия

> <sup>с</sup> Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, наб. Макарова, д.2, Санкт-Петербург, 199034 Россия

<sup>d</sup>Институт физики Земли РАН им. О.Ю. Шмидта, Большая Грузинская ул., 10, Москва, 123995 Россия

\*e-mail: stepanov@krc.karelia.ru

Поступила в редакцию 25.10.2018 г. После доработки 12.05.2019 г. Принята к публикации 27.09.2019 г.

Внутриплитные базиты Восточно-Мурманской провинции изучены в северной части Мурманского кратона, где они формируют пластообразные тела (силлы) мощностью до 100 м в архейских гранитоидах и гнейсах. Силлы имеют простое внутреннее строение, не имеют макроскопических признаков внутрикамерной дифференциации даже в крупных телах и сложены пойкилоофитовыми долеритами, слабо варьирующими по составу в телах разной мощности. Особенности внутреннего строения силлов позволяют относить их к І-типу, а вероятной причиной однородности тел является быстрая кристаллизация афировых магм.

По химическому составу породы силлов близки к базальтам N-MORB, но контрастно отличаются от них по характеру распределения рассеянных элементов. Низкие концентрации Cr и Ni указывают на высокую степень фракционной кристаллизации в промежуточных камерах, а низкие концентрации HREE и HFSE позволяют предполагать образование первичных коматиитовых расплавов за счет высоких степеней плавления деплетированного мантийного источника. В зонах закалки силлов нет фенокристов, поэтому использование минералого-петрографических критериев оценки параметров кристаллизации в промежуточных камерах невозможно. Результаты моделирования петрогенетических процессов в программах alphaMELTs 1.9 и PRIMELT3 MEGA позволяют предполагать, что формирование первичных расплавов могло происходить при высоких степенях плавления в результате подъема высокотемпературного мантийного плюма, а последующая контаминация и фракционная кристаллизация происходили в среднекоровых промежуточных камерах.

Изучение изотопного состава Nd и Sr в долеритах и слагающих их минералах показало, что при формировании силлов контаминация могла происходить в несколько этапов. Первый, наиболее значимый этап, вероятно, был связан с контаминацией основных расплавов архейскими тоналитами в промежуточных камерах в средней коре, что обеспечило отрицательные величины  $\varepsilon_{Nd}$  и высокорадиогенный изотопный состав Sr<sub>i</sub> (0.702–0.704) в долеритах. Второй этап – захват корового материала – фиксируется по широким вариациям изотопного состава Sr и Nd в валовых пробах и минералах, что происходило, вероятно, при латеральном движении расплавов в пологих трешинах отрыва в верхней коре. Третий этап – контаминация флюидом, обогащенным радиогенным <sup>87</sup>Sr, устанавливается по резкому возрастанию величины Sr<sub>i</sub> (до 0.708) в габбро-пегматитах при неизменном изотопном составе Nd. Такой флюид мог образоваться при дегидратации биотита во вмещающих архейских гранитоидах при прогреве мафическими магмами.

Возраст, объем и петрогенетические характеристики силлов I-типа Мурманского кратона позволяют предполагать, что они формировались на периферии крупной магматической провинции Circum Superior, расположенной на Канадском щите. Это дает основание утверждать, что 1860 млн лет назад Мурманский кратон и провинция Сюьпериор были объединены в единый консолидированный литосферный блок, который послужил рамой для внутриплитных базитов и, вероятно, мог представлять раннее ядро палеопротерозойского суперконтинента Нуна.

*Ключевые слова:* палеопротерозой, мафические силлы І-типа, крупные магматические провинции, Фенноскандинавский щит

DOI: 10.31857/S0869590320020065

#### **ВВЕДЕНИЕ**

Реконструкции тектонических режимов внедрения расплавов проводятся на основании анализа характера залегания, морфологии и внутреннего строения гипабиссальных магматических тел (Bell, Butcher, 2002; Coetzee, Kisters, 2017). Силлы являются одной из главных разновидностей верхнекоровых магматических камер, с ними связывают латеральное распространение расплавов в континентальной коре (Leat, 2008; Menand, 2011; Magee et al., 2016). Согласно классическим представлениям, мафические силлы формируют согласные тела в стратифицированных осадочных толщах, заполняя ослабленные зоны на границах слоев пород с разной реологией (Pollard, Johnson 1973; Airoldi et al., 2011). Вместе с тем известны субгоризонтальные тела базитов, секущих интрузивные массивные однородные гранитоиды и складчатые метаморфические комплексы. Формирование силлов в нестратифицированных породах может происходить в условиях сжатия (Stephens et al., 2017; Walker, 2016: Walker et al., 2017) и заполнения расплавами пологих ослабленных зон.

Силлы базитов часто связаны с крупными магматическими провинциями и маркируют раскол континентальной литосферы и процессы растяжения в верхней коре (Феррар, Кару, Северо-Атлантическая провинция (Neumann et al., 2013)). Наряду с мафическими дайками, силлы служат реперами при реконструкциях взаимного расположения блоков континентальной коры, разобщенных в ходе раскола и фрагментации суперконтинентов (Elliot, Fleming, 2000).

Силлы базитов интересны тем, что позволяют изучать процессы внедрения, кристаллизации и дифференциации базальтовых расплавов в верхней коре. Выделение силлов S-, D-, C-, М- и І-типов обусловлено контрастными различиями в трендах дифференциации в разрезах тел (Gibb, Henderson, 1992: Marsh, 1996: Latypov, 2003: Egorova, Latypov, 2013). Силлы S-типа распространены наиболее широко (Latypov, 2003; Egorova, Latypov, 2013), в том числе известны и в северной части Фенноскандинавского щита (Ерофеева и др., 2019 и ссылки в этой работе), в то время как другие разновидности встречаются значительно реже (Galerne et al., 2010). Проведенные ранее исследования показали, что формирование разрезов S-типа может происходить за счет гравитационной дифференциации фенокристов, содержащихся в

поступавших в камеры магмах. Для пород зон закалки силлов S-типа характерно высокое содержание фенокристов. Было также показано, что в силлах I-типа, имеющих однородное строение, породы зон закалки не содержат фенокристов (Marsh, 1996; Latypov, 2003).

Цель настоящей работы – оценка причин появления в верхней коре однородных афировых базальтовых расплавов и условий формирования силлов І-типа на примере силлов пойкилоофитовых долеритов Восточно-Мурманской силловой провинции (ВМСП) (Veselovskiy et al., 2019), закартированных на обширной территории среди архейских гнейсов и гранитоидов Мурманского кратона. Силлы пойкилоофитовых долеритов ВСМП, в том числе Ивановский силл (Latypov, 2003), относятся к І-типу. Геохронологические и палеомагнитные исследования пород (Veselovskiv et al., 2019) показали, что формирование ВМСП происходило 1.86 млрд лет назад синхронно с заключительными стадиями развития палеопротерозойских Лапландско-Кольского (Lahtinen, Huhma, 2019) и Свекофеннского орогенов (Lahtinen et al., 2008). Формирование этих орогенов на Фенноскандинавском щите маркирует процессы амальгамации континентальных блоков в составе суперконтинента Нуна (Veselovskiy et al., 2019 и ссылки в этой работе). В настоящей статье обсуждаются вопросы петрологии, тектоники и геодинамики процессов формирования силлов ВСМП.

#### ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ

Мурманский кратон расположен на северовостоке Фенноскандинавского щита, при ширине 60-70 км протягивается на 600 км вдоль побережья Баренцева моря и представляет собой хорошо сохранившийся фрагмент архейской коры, отделенный от палеопротерозойского (1.98–1.85 млрд лет) Лапландско-Кольского орогена (Daly et al., 2006; Hölttä et al., 2008; Lahtinen et al., 2008) гранитогнейсовыми комплексами Кольской провинции (рис. 1). Северную границу Мурманского кратона проводят в акватории Баренцева моря (Ранний докембрий ..., 2005). Преобладающим типом пород в Мурманском кратоне являются архейские тоналит-трондьемит-гранодиоритовые гнейсы (ТТГ) с немногочисленными включениями вулканогенно-осадочных пород и интрузивные гранитоиды, представленные гнейсовидными эндербитами, диоритами, тоналитами, трондьемитами и массивными гранитами (Козлов и др., 2006). Возраст гранитоидов Мурманского кратона варьирует от 2.8 до 2.7 млрд лет (Козлов и др., 2006). Изуче-

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Дополнительная информация для этой статьи доступна по doi 10.31857/S0869590320020065 для авторизованных пользователей.



Рис. 1. Схема тектонического строения восточной части Фенноскандинавского щита (Балаганский и др., 2006; Daly et al., 2006) и положение силлов пойкилоофитовых долеритов. На врезке – схема тектонического районирования Фенноскандии (Hölttä et al., 2008; Bogdanova et al., 2016).

ние основного магматизма на территории Мурманского кратона показало наличие пяти этапов формирования внутриплитных базитов: 2.68, 2.51, 1.98, 1.86 и 0.38 млрд лет назад (Арзамасцев и др., 2009; Федотов и др., 2012; Степанова и др., 2018). Наиболее поздний из раннедокембрийских этапов – 1.86 млрд лет представлен силлами пойкилоофитовых долеритов (Федотов и др., 2012; Veselovskiy et al., 2019), являющихся объектом исследования настоящей работы.

# МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Изучено 49 образцов из 12 тел, вскрытых в береговых обнажениях на побережье Баренцева моря от губы Ярышная на западе до губы Савиха на востоке. Петрографическое изучение пород проводилось методами оптической микроскопии и на сканирующем электронном микроскопе TESCAN

Vega II LSH с приставкой для энергодисперсионного рентгеноспектрального микроанализа Іпса Energy-350 в Центре коллективного пользования Карельского научного центра РАН (ЦКП КарНЦ РАН, г. Петрозаводск). Состав минералов анализировался в напыленных углеродом (толщина напыления 20 нм) полированных шлифах при ускоряющем напряжении 20 кВ и постоянном токе электронного пучка  $15 \pm 0.05$  нА. Рабочее расстояние – 15 мм, время накопления спектра – 70 с. При обработке спектров рентгеновского излучения проводилась оптимизация по спектрам простых соединений и стандартизация по набору эталонов породообразующих минералов. Ошибки измерений составили для концентраций свыше 10 мас. % – до 2 отн. %; 5–10 мас. % – до 5 отн. %; от 1 до 5 мас. % – до 10 отн. %.

Содержание петрогенных и редких элементов определялось на рентгенофлюоресцентном спектрометре последовательного действия PW-2400 (Philips Analytical B.V.) в Институте геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН (ИГЕМ РАН, Москва). Анализ породообразующих элементов проводился в стекловатых дисках, полученных при сплавлении 0.3 г порошка пробы с 3 г тетрабората лития. Анализ микроэлементов выполнен из прессованных образцов. Потери при прокаливании определялись гравиметрическим методом. Точность анализа составляла 1–5 отн. % для элементов с концентрациями выше 0.5 мас. % и до 12 отн. % для элементов с концентрацией ниже 0.5 мас. %.

Концентрации редких и редкоземельных элементов определялись методом ICP-MS на приборе Thermo Scientific XSeries 2 в ЦКП КарНЦ РАН по стандартной методике (Светов и др., 2015). Разложение образцов проводилось путем кислотного растворения в открытой системе. Правильность анализа контролировалась путем измерения стандартных образцов BHVO-2, СГД-2А и внутрилабораторного стандарта 1412. Относительное стандартное отклонение по результатам измерений стандартных образцов для большинства элементов не превышало 5%, для Li составило 5.6%.

Выделение монофракций породообразующих минералов проводилось методами магнитной и плотностной сепарации в лаборатории анализа минерального вещества ИГЕМ РАН.

Изотопные Rb-Sr и Sm-Nd исследования выполнены в лаборатории изотопной геохимии и геохронологии ИГЕМ РАН. Химическая подготовка вешества для масс-спектрометрических измерений проведена по методике, описанной в (Ларионова и др., 2007). Измерения изотопных отношений проводились на масс-спектрометре Sector 54 (Micromass, Англия) в мультиколлекторном динамическом режиме с использованием трехленточного источника ионов (Thirlwall, 1991). Итоговая погрешность определения <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd не превышает ±0.0022% с учетом воспроизводимости результатов по внутрилабораторному стандарту Nd-ИГЕМ  $0.512400 \pm 11$  ( $2\sigma_{e\pi}$ , N = 24), что соответствует значению 0.511852 в стандарте изотопного состава неодима LaJolla. Погрешность определения <sup>147</sup>Sm/<sup>144</sup>Nd оценивается в  $\pm 0.3\%$  ( $2\sigma_{e_{a}}$ ) по результатам измерения стандарта BCR-1. Отношение <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr в стандарте SRM-987 за время измерительной сессии составило  $0.710242 \pm 15$  ( $2\sigma_{eg}$ , N = 31). Погрешность <sup>87</sup>Rb/<sup>86</sup>Sr принята равной 1%.

### ГЕОЛОГИЯ И ПЕТРОГРАФИЯ

Пологие тела, сложенные пойкилоофитовыми долеритами, обнажаются на побережье Баренцева моря от пос. Дальние Зеленцы до пос. Островной (рис. 1) (Арзамасцев и др., 2009). U-Pb датирование бадделеита из габбро-пегматита в силле в районе пос. Дальние Зеленцы определяет возраст кристаллизации этих базитов в 1860 ± 4 млн лет (Veselovskiy et al., 2019). Возраст бадделеита из габбро-пегматита силла губы Дворовая составляет 1863 ± 7 млн лет (Veselovskiv et al., 2019). Силлы варьируют по мощности от первых десятков сантиметров до 100 м. С определенной долей условности их можно разделить на тонкие (менее 1 м), маломощные (1-10 м) и крупные тела (> 10 м). Маломощные силлы во многих случаях вскрыты в обнажениях от кровли до подошвы (рис. 2, 3), в то время как крупные тела эродированы по разрезу фрагментарно. Силлы пойкилоофитовых долеритов характеризуются хорошей сохранностью первичных магматических минералов. Наложенные преобразования проявлены локально и связаны, вероятно, с термальным воздействием девонского магматизма. Амфиболитизированные долериты зафиксированы в маломощных силлах пос. Дальние Зеленцы и губ Ивановка и Дроздовка. Условия метаморфизма не превышали таковых для зеленосланцевой фации.

Силлы мощностью менее 1 м - это субгоризонтальные тела с прямолинейными контактами, их мощность выдержана по простиранию на протяжении десятков метров. Силлы секут архейские тоналитовые гнейсы и гранитоиды (рис. 2а), отличаются отсутствием апофиз. В контактовых зонах нет диагностируемых макроскопически экзоконтактовых изменений и рассланцевания в плоскости контакта. Тонкие силлы полностью сложены тонкозернистыми афировыми массивными породами офитовой с элементами пойкилоофитовой структуры (рис. 2б). Плагиоклаз, формирующий основной структурный мотив породы, образует зональные лейсты, центральные части которых сложены  $An_{80-78}$ , а краевые имеют состав  $An_{43}$ . Интерстиции выполнены авгитом ( $X_{Mg} = 0.66 - 0.75$ ), ортопироксеном ( $X_{Mg} = 0.60$ ), оливином ( $Fo_{60}$ ), кварцем, ильменитом и титаномагнетитом Suppl. 1.  $(ESM 1.pdf)^2$ .

Силлы мощностью от 1 до 10 м представляют собой субгоризонтальные или пологие (до 20°) тела (рис. 3а) и характеризуются простым внутренним строением: зоны закалки аналогичны по составу тонким силлам, центральные части тел однородны и сложены мелко-среднезернистыми массивными долеритами пятнистой (горошча-

<sup>&</sup>lt;sup>2</sup> Составы минералов мафических силлов возраста 1860 млн лет приведены в ESM\_1.pdf (Suppl. 1); результаты моделирования состава первичного расплава для среднего долерита маломощных силлов пойкилоофитовых долеритов в PRIMELT3.MEGA приведены в ESM\_2.exl (Suppl. 2); результаты моделирования фракционной кристаллизации контаминированного коматиита Горгоны в alphaMELTs 1.9 приведены в ESM\_3.exl (Suppl. 3) – к русской и английской онлайн-версиям статьи на сайтах elibrary.ru и http://link.springer.com/ соответственно.



Рис. 2. Геологическая позиция и петрографические особенности тонких силлов пойкилоофитовых долеритов: (а) – секущий контакт силла и вмещающих архейских тоналитовых гнейсов, пос. Дальние Зеленцы (обн. Са-563); (б) – долерит из центральной части тонкого силла (обр. Са-562-5, пос. Дальние Зеленцы), в проходящем свете; (в–д) – изображения в BSE: (в) – долерит из тонкого силла (обр. Са-563-1), (г, д) – детали (б).

той) текстуры. Светлые пятна (рис. 3б) представляют собой срастания мелких ойкокристов авгита  $(X_{Mg} = 0.77 - 0.80)$  и пижонита  $(X_{Mg} = 0.78)$ , содержащие хадакристы плагиоклаза  $(An_{79-63})$  и мелкие ксеноморфные зерна оливина ( $Fo_{72-70}$ ) (рис. 36, 3в). В краевых частях ойкокристов магнезиальность авгита снижается до 0.66. Ойкокристы располагаются в мелкозернистой оливин-клинопироксен-плагиоклаз-титано-магнетитовой основной массе (рис. 3г). Оливин здесь имеет существенно более железистый состав ( $Fo_{37-24}$ ), чем в ранних ксеноморфных зернах, магнезиальность авгитов снижается до 0.52. Ядра лейст плагиоклаза в основной массе имеют состав  $An_{73-63}$ , краевые части —  $An_{45-28}$ . Интерстиции выполнены кварцем и калиевым полевым шпатом.

Крупные тела пойкилоофитовых долеритов, достигающие 100 м мощности, характеризуются отсутствием макроскопических признаков расслоенности и внутрикамерной дифференциации. Преобладающей разновидностью пород в объеме крупных силлов являются массивные мелко-среднезернистые долериты пойкилоофитовой структуры (рис. 4в). Характерно наличие шлиров и жил габбро-пегматитов, мощностью от 20 см до нескольких метров, локализованных преимущественно в центральной и нижней частях тел (рис. 4г). Крупные пегматоидные обособления варьируют по составу от обогащенных рудным компонентом базитов до монцодиоритов. Тонкие жилы сложены пегматоидными базитами с высоким содержанием рудных минералов.

Ни в одном из мощных тел нам не удалось изучить полный разрез. Подошва крупного силла опробована в районе губы Савиха, кровельная и центральная части тела в силле губы Дворовая, нижняя и центральная части силла — в районе пос. Дальние Зеленцы.

Силл в районе пос. Дальние Зеленцы имеет мощность более 30 м. Верхний и нижний контакты тела не обнажены, но, исходя из характера юго-западного контакта с вмещающими гранитами, можно предполагать блюдцеобразную форму тела. В нижней части тела развиты массивные мел-



**Рис. 3.** Геологическое строение и петрографические особенности маломощных силлов пойкилоофитовых долеритов. (а) – разрез силла, вскрытый в вертикальной стенке, обн. Са-633, губа Дроздовка, точка показывает положение обр. Са-633-3; (б) – ойкокрист клинопироксена, обр. Са-633-3; (в) – деталь (б), включение оливина в клинопироксене; (г) – низко-Мg оливин в межойкокристовом пространстве, обр. Са-633-3.

козернистые долериты пойкилоофитовой структуры (обр. Ca-552-1). Оливин (*Fo*<sub>60</sub>, около 5 об. %), почти полностью замещенный иддингситом, формирует мелкие ксеноморфные зерна в авгите и между ойкокристами авгита. Плагиоклаз, содержание которого в породах составляет около 40 об. %, образует мелкие лейсты в ойкокристах (An<sub>81-71</sub>) и в межзерновом пространстве крупных ойкокристов (An<sub>55-37</sub>) (рис. 4д, 4е, 4з). Мелкозернистые долериты имеют мощность первые метры и вверх по разрезу сменяются однородными среднезернистыми долеритами с жильными обособлениями габбро-пегматитов (рис. 4г). В вышележащих породах, формирующих основной объем силла, зернистость практически не меняется, размер ойкокристов пироксена достигает 0.7 мм (рис. 4в), вариации состава пород, устанавливаемые макроскопически, незначительны. В шлифах дифференциация проявлена ярче и выражена в вариациях содержаний главных минералов. В центральной части тела обнажаются мезо-меланократовые породы с большим объемом ойкокристов пироксена (обр. Са-552-7). Выше по разрезу количество плагиоклаза и мелкозернистого межойкокристового материала увеличивается, растет содержание рудных минералов (до 5 об. %) и биотита (до 3 об. %). Эти породы сменяются долеритами порфировидной структуры (обр. Са-552-10, рис. 4д), в которых авгит ( $X_{Mg} = 0.81$ ) и оливин ( $Fo_{58-53}$ ) формируют идиоморфные ойкокристы размером до 1 см, содержащие хадакристы плагиоклаза (рис. 4е). Плагиоклаз в породах формирует хадакристы состава *Ап*<sub>80-71</sub>, крупные лейсты с прямой зональностью от  $An_{71}$  в центре до  $An_{50}$  в краевых частях зерен, но и единичные крупные (до 3 мм) зональные (от Ап<sub>82</sub> до Ап<sub>59</sub>) таблитчатые кристаллы с ксеноморфными ядрами состава An<sub>65</sub>. Выше обнажаются более лейкократовые долериты, в которых содержание оливина, рудных минералов и биотита составляет менее 3 об. % . Эти породы содержат шлиры габбро-пегматитов (обр. Са-552-14). Краевая часть силла сложена мелкозернистыми пойкилоофитовыми долеритами с содержанием Ti-Mgt до 7 об. % (обр. Са-552-13).

Силл в районе губы Дворовая имеет мощность более 100 м и является наиболее крупным из изученных. Нижний контакт тела с вмещающими гранитоидами расположен ниже уровня моря. Долериты, обнажающиеся у уреза воды (обр. Са-676-2), отличаются от вышележащих пород пор-



**Рис. 4.** Геологическая позиция и минералого-петрографические особенности крупных силлов пойкилоофитовых долеритов. (а) – силл в районе губы Савиха (обн. Ca-642); (б) – силл в районе губы Дворовая (обн. Ca-676); (в) – пойкилоофитовый "пятнистый" долерит из центра силла губы Дворовая (обр. Ca-676-5); (г) – габбро-пегматит (обр. Ca-552-2) в нижней части силла в районе пос. Дальние Зеленцы; (д) – структуры распада в инвертированном пижоните, центральная часть силла в районе пос. Дальние Зеленцы (обр. Ca-552-3); (е) – идиоморфный ойкокрист *Ol* в центральной части силла в районе пос. Дальние Зеленцы (обр. Ca-552-3); (е) – идиоморфный ойкокрист *Ol* в центральной части силла в районе пос. Дальние Зеленцы (обр. Ca-552-3); (с) – идиоморфный ойкокрист *Ol* в центральной части силла в районе пос. Дальние зеленцы (обр. Ca-552-3); (с) – идиоморфный ойкокрист *Ol* в центральной части силла в районе пос. Дальние зеленцы (обр. Ca-552-3); (с) – идиоморфный ойкокрист *Ol* в центральной части силла в районе пос. Дальние зеленцы (обр. Ca-552-3); (с) – идиоморфный ойкокрист *Ol* в центральной части силла в районе пос. Дальние зеленцы (обр. Ca-552-3); (с) – идиоморфный ойкокрист *Ol* в центральной части силла в районе пос. Дальние зеленцы (обр. Ca-552-3); (с) – идиоморфный ойкокрист *Ol* в центральной части силла в районе пос. Дальние зеленцы (обр. Ca-552-3); (с) – идиоморфный ойкокрист *Ol* в центральной части силла в районе пос. Дальние зеленцы (обр. Ca-552-3); (с) – биоти в интерстициях зерен плагиоклаза, обр. Ca-552-3; (з) – центральная часть ойкокриста авгита с хадакристами *Pl*, обр. Ca-552-3.

фировидной структурой и наличием таблитчатых зональных зерен плагиоклаза. Здесь отсутствует оливин, но есть первично-магматический биотит, формирующий как ксеноморфные зерна в интерстициях, так и идиоморфные шестиугольные пластинки, что предполагает его относительно раннюю кристаллизацию из расплава.

Выше по разрезу преобладают габбро-пегматиты, формирующие шлиры и линзы размером до нескольких метров. Мощность зоны развития пегматитов составляет до 4-5 м. Выше обнажаются мелкозернистые долериты пойкилоофитовой с элементами порфировидной структуры, в которых плагиоклаз (до 50 об. %) формирует крупные зональные таблитчатые зерна размером до 0.5 см, мелкие лейсты в межзерновом пространстве ойкокристов и хадакристы в авгите. В единичных крупных (до 1.5 см) фенокристах плагиоклаза ядра, составляющие около 70% от объема зерен, сложены высоко-Са плагиоклазом (An<sub>80</sub>), а краевые части зерен имеют состав Аn<sub>55-50</sub>. Эти плагиоклазпорфировые долериты сменяются среднезернистыми долеритами порфировидной структуры. в которых пироксены формируют идиоморфные ойкокристы размером до 1 см. Среди клинопироксенов преобладают однородные или слабозональные зерна авгита  $X_{Mg} = 0.81(центр) - 0.66$  (край), аналогичные наблюдаемым в порфировидных долеритах силла в районе пос. Дальние Зеленцы. Хадакристы сложены иддингситом, заместившим оливин плагиоклазом состава Ап<sub>78-64</sub>. Поздние фазы, локализованные в интерстициях плагиоклазов межойкокристового пространства, представлены биотитом, роговой обманкой, кварцем и калиевым полевым шпатом. Вверх по разрезу породы однородны и представлены мелко-среднезернистыми долеритами. Верхняя часть силла (около 20 м видимой мощности) сложена однородными мелко-среднезернистыми пойкилоофитовыми долеритами со слабо выраженными вариациями содержаний оливина, биотита и Ti-*Mgt*. Непосредственный контакт силла губы Дворовая с микроклиновыми гранитами не обнажен, в приконтактовой зоне развиты мелкозернистые массивные пойкилоофитовые долериты с единичными вкрапленниками плагиоклаза.

## ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПОРОД

Все изученные долериты относятся к базитам толеитовой серии нормального ряда щелочности. Породы слабо варьируют по содержанию главных и рассеянных элементов как в разрезах силлов (где исключением являются габбро-пегматиты), так и по латерали (рис. 5, 7). Содержание MgO в породах не превышает 10 мас. %, максимальная концентрация TiO<sub>2</sub> в долеритах зон закалки составляет 0.80 мас. %, а в габбро-пегматитах достига-

ет 2.42 мас. % (рис. 5). Характерной особенностью пойкилоофитовых долеритов являются умеренные концентрации LILE, HFSE и REE, обогащение легкими REE и слабая деплетированность тяжелых REE ([La/Sm]<sub>n</sub> = 2.1–3.2, [Gd/Yb]<sub>n</sub> = 1.2–1.3), слабопроявленные аномалии Eu (Eu/Eu\* =  $1.0 \pm 0.2$ ). Во всех породах хорошо выражены отрицательные аномалии Nb (Nb/Nb\* = 0.30-0.36). В целом пойкилоофитовые долериты являются типичными представителями континентальных платобазальтов, контрастно отличаясь от базальтов N-MORB по характеру распределения рассеянных элементов (рис. 5, 6).

Тонкие и маломощные силлы имеют близкий химический состав на всех пространственно разобщенных участках (рис. 5, 6). Содержания в закаленных породах составляют (мас. %): MgO = = 7.83–8.63, TiO<sub>2</sub> = 0.75–0.84, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub><sup>tot</sup> = 10.60–11.73, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = 15.7–16.5. В породах центральных частей маломощных силлов снижается содержание MgO (7.70-7.96 мас. %), а концентрации остальных главных элементов сохраняются на том же уровне, что и в зонах закалки (табл. 1). Для маломощных силлов характерны низкие содержания Сг (63-86 ppm) и Ni (188-201 ppm). (табл. 1). Содержания LIL-элементов в маломощных силлах варьируют слабо (рис. 6, табл. 1), демонстрируя рост конентраций в амфиболитизированных разновидностях, что позволяет связывать их вариации с флюидной переработкой (Veselovskiy et al., 2019). Долериты маломощных силлов близки к базальтам N-MORB по содержанию большинства главных элементов, но контрастно отличаются более низкими концентрациями TiO<sub>2</sub>, Cr, HREE и HFSE. При этом пойкилоофитовые долериты обогащены LREE и LILE относительно N-MORB (рис. 5, 6).

Для крупных силлов пойкилоофитовых долеритов характерны значительно более широкие вариации составов пород (рис. 5–7), которые определяются присутствием в телах шлиров и линз габбро-пегматитов и слабо проявленной внутрикамерной лифференциацией. Следует отметить. что долериты крупных тел близки к среднему составу долеритов маломощных силлов по содержанию большинства элементов (рис. 7). В силле в районе пос. Дальние Зеленцы магнезиальность пород по разрезу варьирует слабо и аналогична магнезиальности маломощных силлов, но в центральной части обнажающегося фрагмента разреза наблюдаются существенные вариации содержаний MgO, CaO, TiO<sub>2</sub>, Cr (рис. 7). При этом содержания Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и Sr в породах остаются постоянными. Минимальная концентрация MgO установлена в верхней части тела в долеритах, вмещающих шлиры габбропегматитов. Максимальные концентрации MgO (до 10 мас. %), CaO (до 11.6 мас. %), Cr (до 115 ppm) наблюдаются в среднезернистых порфировидных



Рис. 5. Вариации содержаний оксидов петрогенных элементов (в мас. %), Сг и Zr (в ppm) относительно MgO в силлах ВМСП.



**Рис. 6.** Распределение рассеянных элементов в силлах ВМСП. Нормировано по (Wedepohl, Hartmann, 1994). Условные обозначения см. на рис. 5

долеритах центральной части тела (обр. Ca-552-10). Этот же образец характеризуется минимальными концентрациями рассеянных элементов (рис. 6). Максимальные концентрации несовместимых элементов наблюдаются в габбро-пегматитах (рис. 5, 6, табл 1).

В силле губы Дворовая магнезиальность пород выдержана в долеритах (51–63), но существенно



Рис. 7. Вариации содержаний главных и рассеянных элементов в разрезах силлов губы Дворовая и пос. Дальние Зеленцы.

снижается в габбро-пегматитах (14–45) (рис. 7). Концентрация MgO составляет 6.04–8.65 мас. % в долеритах, снижаясь до 0.61–5.88 мас. % в габбропегматитах. Вариации в характере распределения  $Al_2O_3$  зависят от содержания плагиоклаза, отмечается увеличение концентрации  $Al_2O_3$  в породах с крупными кристаллами плагиоклаза (рис. 7). Эти породы формируют дополнительный "короткий тренд" на бинарных диаграммах. Содержания CaO, TiO<sub>2</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub><sup>tot</sup> в разрезе тела варьируют слабо (рис. 7). Габбро-пегматиты имеют низкие содержания MgO, обогащены LILE, HFSE и REE и выделяются резкими отрицательными аномалиями Sr и Eu (рис. 5, 6). ИЗОТОПНАЯ ГЕОХИМИЯ

Sm-Nd и Rb-Sr изотопные исследования проведены для девяти образцов валовых проб долеритов из силлов разной мощности (табл. 2). Кроме того, изучены концентраты авгита и плагиоклаза из долеритов крупного силла в районе пос. Дальние Зеленцы, которые дополнили данные по минеральным фракциям, полученные ранее при геохронологических исследованиях (Veselovskiy et al., 2019).

Первичный изотопный состав Nd в валовых пробах долеритов из маломощных силлов в районе пос. Дальние Зеленцы ( $\epsilon_{Nd}(1860) = -3.3$ ) и губы Ивановка ( $\epsilon_{Nd}(1860) = -3.2$ ) не различается. Крупные силлы имеют широкие вариации пер-

	То	нкие сил	лы				Малом	мощные	силлы			
	пос. Да	альние Зе	еленцы		губ	а Ивано	вка			губа Др	оздовка	
Компо-	Ca-562-	Ca-563-	Ca-564-	Ca-649-	Ca-649-	Ca-650-	Ca-650-	Ca-652-	Ca-666-	Ca-666-	Ca-666-	Ca-666-
ненты	5*	1*	1	1*	2	2	3	3	1*	2	3	4
	0.1**	0.1	0.5	0.5	2.5	1	4	3	0.1	0.8	3	5
	CHD	CHD	D	CHD	D	D	D	D	CHD	D	D	D
SiO <sub>2</sub>	50.01	49.40	49.98	50.01	49.55	49.73	50.10	49.86	48.80	49.31	49.59	48.81
TiO <sub>2</sub>	0.75	0.74	0.76	0.78	0.79	0.77	0.74	0.77	0.75	0.77	0.78	0.76
$Al_2O_3$	16.01	16.27	16.12	15.99	15.80	16.05	16.10	15.85	15.67	15.82	15.99	15.65
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10.80	10.60	10.79	10.93	11.02	10.88	10.68	11.01	10.70	11.26	10.93	11.02
MnO	0.162	0.157	0.157	0.163	0.163	0.163	0.159	0.169	0.176	0.174	0.166	0.177
MgO	8.10	8.13	8.12	8.01	7.70	8.27	8.07	8.13	8.03	8.15	7.96	8.20
CaO	10.63	10.48	10.56	10.84	10.26	10.84	10.47	10.72	9.90	10.47	10.68	9.66
Na <sub>2</sub> O	2.10	2.13	2.25	2.14	2.19	2.24	2.10	2.20	2.43	2.18	2.25	2.36
K <sub>2</sub> O	0.73	0.81	0.81	0.56	0.76	0.67	0.63	0.63	1.17	0.86	0.67	1.33
$P_2O_5$	0.08	0.09	0.09	0.09	0.08	0.09	0.09	0.09	0.09	0.09	0.08	0.09
П.п.п.	0.41	0.95	0.13	0.31	1.48	0.10	0.68	0.39	2.08	0.71	0.72	1.74
Сумма	99.78	99.76	99.77	99.82	99.79	99.80	99.82	99.82	99.80	99.79	99.82	99.80
Li	17.7	25.7	16.5	7.58	9.30	6.02	8.61	9.76	19.6	8.28	7.99	25.9
Be	0.798	0.481	<po< td=""><td>0.394</td><td>0.454</td><td>0.379</td><td>0.371</td><td>0.479</td><td>0.573</td><td>0.400</td><td>0.408</td><td>0.683</td></po<>	0.394	0.454	0.379	0.371	0.479	0.573	0.400	0.408	0.683
Sc	31.3	30.2	31.0	30.7	31.4	33.8	34.1	32.4	32.6	32.6	33.4	32.8
V	219	211	219	217	232	234	242	219	228	228	235	234
Cr	71.1	66.0	66.9	66.6	64.8	73.8	75.9	66.3	64.1	68.4	68.1	65.3
	48.1	4/.6	46.9	44.9	46./	49.2	49.4	45.9	45.5	46.9	48.2	46./
INI Cu	104	1/0	1/2	102	10.5	1/5	1//	104	104	100	10/	105
Cu 7n	109	152	109	102	111 76 5	109	110 76 7	74.0	71.5	105	111 79 6	01.0 95.0
ZII Rh	33.7	77.3	37.6	16.6	70.3 27.6	25.0	10.7	10.8	/8.7	36.3	78.0 22.8	68 0
Sr.	178	160	37.0 187	162	176	175	19.5	19.0	169	179	180	199
Y	1/0	14 4	15.0	102	1/0	15 4	15 2	14 4	14 5	14 5	14 9	15.0
Zr	64 5	41.8	65.7	52.4	49.8	56.5	56.4	54 7	28.4	55.2	57.8	35.2
Nb	3.27	2.92	3.14	3.45	3.87	3.64	3.62	3.47	3.49	3.46	3.55	3.54
Ba	281	243	284	170	195	183	183	201	188	236	194	194
La	8.45	8.00	8.57	8.36	9.00	8.80	8.71	8.63	8.88	8.67	8.86	7.94
Ce	15.9	15.0	16.4	17.8	18.8	18.6	18.2	18.2	18.5	18.3	18.8	17.1
Pr	2.32	2.26	2.36	2.34	2.42	2.43	2.32	2.28	2.23	2.28	2.38	2.19
Nd	9.99	9.16	10.1	9.56	9.63	9.71	9.71	9.61	9.17	9.56	9.76	9.15
Sm	1.63	2.22	2.33	2.32	2.48	2.59	2.55	2.49	2.37	2.48	2.38	2.30
Eu	0.824	0.861	0.837	0.760	0.752	0.799	0.786	0.800	0.759	0.759	0.806	0.728
Gd	2.72	2.59	2.77	2.56	2.48	2.71	2.55	2.49	2.42	2.57	2.62	2.43
Tb	0.497	0.423	0.440	0.470	0.429	0.493	0.447	0.443	0.405	0.410	0.474	0.419
Dy	2.67	2.81	2.86	2.75	2.61	2.84	2.71	2.74	2.73	2.73	2.82	2.68
Но	0.587	0.572	0.587	0.592	0.566	0.653	0.642	0.620	0.614	0.608	0.611	0.634
Er	1.79	1.74	1.82	1.69	1.61	1.73	1.66	1.69	1.67	1.83	1.72	1.68
Tm	0.27	0.24	0.26	0.24	0.23	0.25	0.25	0.26	0.26	0.27	0.26	0.29
Yb	1.73	1.61	1.78	1.66	1.52	1.70	1.70	1.59	1.61	1.56	1.61	1.65
	0.252	0.239	0.252	0.268	0.230	0.259	0.253	0.260	0.227	0.241	0.263	0.248
HI Ta	1.75	1.80	1.84	1.49	1.44	1.56	1.59	1.50	0.84	1.54	1.61	1.07
1a Dh	0.212	0.204	0.222	0.358	0.380	0.343	0.342	0.365	0.309	0.339	0.315	0.313
ГD ТЪ	2.90	2.07	2.91	5.02 1.65	3.33 2.44	2.91	2.8/	2.94	3.88 1.62	2.92	2.9/	ð.01 1.62
111 11	1.30	1.43	1.30	1.03	2.44 0.516	1.03	1.01	1.04	1.03	1.03	1.04	1.03
U	0.390	0.330	0.403	0.404	0.310	0.402	0.399	0.400	0.400	0.394	0.399	0.382

Таблица 1. Химический состав пород силлов ВМСП

ПЕТРОЛОГИЯ том 28 № 3 2020

238

		Μ	Галомощ	ные силл	ы				Крупны	е силлы	
		губ	а Дроздо	овка		Савиха		по	с. Дальні	ие Зелені	ЦЫ
Компо-	Ca-669-	Ca-669-	Ca-670-	Ca-671-	Ca-671-	$C_{2-642-}$	Ca-552-	Ca-552-	Ca-552-	Ca-552-	Ca-552-5
ненты	1	2	1	1	2	1*	1	2	3*	4	Cu 332 3
	0.5	1	_		_	_	0.5	2.85	5.2	7 55	9.9
	0.5 D	D	СНД	СНД	D	D	0.5 D	2.05 P	D	D	D
5:0	10,10	10.60	40.54	40.07	10.25	10,42	10.52	1	D 70.11	10.57	40.57
510 <sub>2</sub>	49.19	48.68	49.54	48.97	49.35	49.43	49.52	49.2	50.11	48.57	49.57
1102	0.78	0.79	0.76	0.83	0.//	0.76	0.68	2.30	0.66	0.70	0.70
$Al_2O_3$	15.60	15.64	15.80	15.65	15.88	15.95	16.37	13.18	16.23	16.03	16.32
$Fe_2O_3$	10.36	11.56	10.71	11.65	10.78	11.17	10.95	14.08	10.63	10.93	10.84
MnO	0.188	0.174	0.188	0.178	0.171	0.18	0.160	0.221	0.157	0.155	0.162
MgO	8.25	8.60	8.05	8.16	7.99	8.31	8.21	5.35	8.30	7.84	8.24
CaO	9.61	11.22	10.33	10.72	10.30	10.96	10.92	10.88	10.73	10.31	10.83
$Na_2O$	2.40	2.19	2.00	2.20	2.10	2.33	2.29	3.21	2.32	2.39	2.39
K <sub>2</sub> O	1.31	0.73	0.86	0.85	1.07	0.62	0.46	0.36	0.54	0.52	0.50
$P_2O_5$	0.09	0.09	0.09	0.09	0.09	0.09	0.08	0.38	0.09	0.10	0.08
П.п.п.	1.95	0.13	1.41	0.52	1.25	0.00	0.15	1.69	0.05	2.25	0.16
Сумма	99.73	99.80	99.74	99.82	99.75	99.75	99.79	100.9	99.82	99.80	99.79
Li	21.8	8.30	15.9	13.2	21.9	14.19	7.19	22.1	9.22	10.3	9.14
Be	0.502	0.407	0.507	0.453	0.425	<po< td=""><td>0.473</td><td>0.963</td><td><po< td=""><td>0.646</td><td><po< td=""></po<></td></po<></td></po<>	0.473	0.963	<po< td=""><td>0.646</td><td><po< td=""></po<></td></po<>	0.646	<po< td=""></po<>
Sc	32.9	33.9	33.4	34.0	33.2	28.38	30.3	33.0	32.9	28.5	32.1
V	224	238	228	241	235	195	214	427	220	215	226
Cr	66.1	70.4	68.4	69.3	68.1	149	71.9	6.52	78.3	54.8	75.5
Co	45.5	49.0	47.9	49.5	48.0	38.2	46.4	41.7	46.1	48.7	46.5
Ni	162	172	166	172	166	53.4	177	90.5	175	180	176
Cu	180	108	108	114	113	78.5	104	302	101	116	102
Zn	77.1	76.6	79.4	79.8	75.1	94.1	69.5	127	67.9	74.1	71.4
Rb	51.6	25.6	36.7	34 5	42.7	40.6	12.4	3 65	16.4	14.3	15.3
Sr	177	185	169	184	171	270	167	194	174	182	176
V	14.6	14 7	15.0	15.6	15.1	15.3	13.1	52.3	12.9	14 1	14.0
ı 7r	51.1	54.6	13.0	59.6	13.1	71 7	10.1	173	12.7	55.0	53 /
ZI Nih	2 45	2 42	2 4 4	2 00	42.0	/1./	49.5	16.05	49.2	2.02	2.06
INU Do	3.43	3.42 212	5.44 102	2.00	3.70	4.9	2.04	10.05 92.0	2.43	5.05 142	2.90
Ба	220	215	195	233	199	198	143	83.9 40.0	7.00	145	102
La	8.25	8.69	8.19	9.22	8.18	16.8	/.31	40.0	7.09	8.32	/.84
Ce	17.9	17.8	17.3	19.4	1/.8	31.0	14.0	/6.0	13.5	16.1	14.7
Pr	2.09	2.41	2.29	2.52	2.22	4.51	1.95	10.4	1.94	2.24	2.20
Na Sm	8.45	9.42	9.26	10.1	9.10	17.2	8.03	40.1	/.40	8.84	8.85
Sm Eu	2.1/	2.24	2.31	2.51	2.28	5.52 0.05	1.//	9.89	1.00	1.//	2.00
Eu Gd	0.728	0.811	0.780	0.844	0.725	0.95	0.780	1.03	0.777	0.807	0.776
Uu Тh	2.55	2.32	2.40	2.77	2.40	5.50 0.51	2.23	10.5	2.33	2.09	2.24
TU Dv	0.409	2.60	0.403	2.85	2.63	3.01	2 44	10.0	0.394	2.60	0.437
Dy Но	0.598	0.616	0.613	0.622	0.605	0.63	0 554	2 040	0 480	0.531	0.543
Fr	1.68	1.65	1 71	1 71	1.68	1.89	1.61	6.10	1.61	1 71	1.62
Tm	0.23	0.25	0.25	0.29	0.29	0.27	0.23	0.10	0.22	0.23	0.23
Yb	1.60	1.58	1.70	1.71	1.63	1.68	1.45	5 4 5	1.51	1.62	1.64
Lu	0.250	0 254	0 240	0.275	0 252	0.27	0 195	0.802	0.230	0.241	0.244
Hf	1.41	1.57	1,20	1.63	1.24	2.23	1.46	5.37	1.54	1.80	1.73
Та	0.296	0.304	0.288	0.597	0.427	0.35	0.173	0.872	0.172	0.174	0.174
Pb	5.57	2.86	5.38	2.98	5.61	8.32	2.40	19.5	2.17	2.71	2.52
Th	1.66	1.57	1.61	1.71	1.65	3.12	1.22	8.25	1.18	1.42	1.41
U	0.977	0.373	0.417	0.423	0.404	0.82	0.310	2.05	0.305	0.365	0.323

# Таблица 1. Продолжение

						Крупны	е силлы					
				пос. Да	альние Зе	еленцы				губ	ба Двороі	зая
Компо-	Ca-552-	Ca-552-	Ca-552-	Ca-552-	Ca-552-	Ca-552-	Ca-552-	Ca-552-	Ca-552-	Ca-676-	Ca-676-	Ca-676-
ненты	6*	7	8	9	10*	11	12	13	14*	1*	2	3
	12.25	14.6	16.95	19.3	21.65	24	26.35	1	30	15	5	9
	D	D	D	D	D	D	LD	D	Р	Р	D	Р
SiO <sub>2</sub>	49.93	50.20	49.33	49.91	49.56	49.89	50.80	50.04	51.15	51.10	50.34	49.90
TiO <sub>2</sub>	0.71	0.70	0.35	0.79	0.37	0.72	0.72	0.80	1.30	1.54	1.05	2.39
$Al_2O_3$	16.18	16.18	16.18	16.19	16.02	16.41	15.69	16.05	14.58	14.11	15.91	13.68
$Fe_2O_3$	10.89	10.41	10.01	10.97	10.33	10.46	10.84	11.18	13.32	13.99	12.10	16.81
MnO	0.160	0.156	0.153	0.159	0.154	0.162	0.168	0.166	0.181	0.195	0.185	0.216
MgO	8.21	8.24	9.67	7.91	9.56	8.15	7.64	7.90	5.89	5.86	6.34	2.87
CaO	10.84	11.10	11.50	10.59	11.58	10.81	10.98	10.65	8.98	9.19	10.13	7.52
Na <sub>2</sub> O	2.24	2.27	2.03	2.33	1.95	2.32	2.45	2.28	2.97	2.64	2.55	3.60
K <sub>2</sub> O	0.51	0.47	0.27	0.52	0.28	0.50	0.41	0.63	0.86	0.83	0.80	1.40
$P_2O_5$	0.09	0.08	0.04	0.10	0.04	0.07	0.08	0.10	0.16	0.15	0.13	0.35
П.п.п.	0.05	< 0.05	0.29	0.35	< 0.05	0.32	0.06	< 0.05	0.37	0.11	0.23	0.76
Сумма	99.81	99.81	99.82	99.82	99.84	99.81	99.84	99.80	99.76	99.72	99.77	99.50
Li	13.0	6.78	8.81	9.25	6.45	7.77	5.86	9.35	6.09	9.08	10.6	16.3
Be	0.544	<po< td=""><td><po< td=""><td>0.219</td><td><po< td=""><td>0.438</td><td><po< td=""><td><po< td=""><td>0.604</td><td>0.750</td><td>0.598</td><td>1.61</td></po<></td></po<></td></po<></td></po<></td></po<>	<po< td=""><td>0.219</td><td><po< td=""><td>0.438</td><td><po< td=""><td><po< td=""><td>0.604</td><td>0.750</td><td>0.598</td><td>1.61</td></po<></td></po<></td></po<></td></po<>	0.219	<po< td=""><td>0.438</td><td><po< td=""><td><po< td=""><td>0.604</td><td>0.750</td><td>0.598</td><td>1.61</td></po<></td></po<></td></po<>	0.438	<po< td=""><td><po< td=""><td>0.604</td><td>0.750</td><td>0.598</td><td>1.61</td></po<></td></po<>	<po< td=""><td>0.604</td><td>0.750</td><td>0.598</td><td>1.61</td></po<>	0.604	0.750	0.598	1.61
Sc	29.9	31.4	30.2	30.6	29.9	32.0	33.3	31.7	35.9	38.8	35.6	33.5
V	232	228	224	242	164	243	249	238	340	335	277	146
Cr	71.3	78.3	80.4	68.4	104.3	56.7	46.6	67.2	10.6	13.4	16.9	11.7
Co N:	4/.0	45.4	43.6	48.0	52.2 200	44.3	42.0	46.4	45.8	49.9	45.8	39.5
INI Cu	1/2	101	100	104	209 68 0	103	116 114	100	90.0 185	107	110	30.3 207
Cu Zn	75.1	67.4	64.7	78 7	57.6	67.6	71 7	7/ 3	105	1/2	80.6	122
ZII Dh	15.2	12.2	16.7	15.0	5 5 2	12.4	0.46	19.0	24.8	22.6	09.0 25.2	122
NU Sr	13.2	15.5	10.7	13.0	5.52 167	15.4	9.40 170	10.9	24.0	52.0 162	23.2	41.7
SI V	1//	1/1	1/3	1/0	7 01	100	1/2	1/0	204	105	201	52.1
1 7r	14.J 62.2	14.0 54.9	13.2 50.2	13.9	7.01	12.7	14.1 55.6	13.5 62.2	20.0	20.2	20.7	32.1
ZI Nh	2 00	2 00	30.3 2.57	2.69	24.4	40.5	22.0	2 10	6.07	0.71	02.0 5.21	17.5
INU Ro	2.90	2.90	2.37	5.00 160	03.8	2.55	2.00	5.19 103	274	9.71	256	17.5
Da Lo	8 50	7 00	7 45	0.51	95.0 4.01	6.80	762	9 85	16.1	16.5	13.2	33.0
La	0.50 16.3	15.8	14.5	9.51	4.01 7.4	13.0	15.0	0.0J	10.1 30.7	10.5 36.3	13.2	55.9 72.9
Dr.	2 25	2.18	2.05	2 25	7. <del>4</del> 1.11	13.0	2.03	2.50	30.7 4 27	30.3 4.55	27.5	0.25
Nd	8.85	2.10	2.05	10.7	1.11	7.64	2.03	0.28	+.27 17 7	18.2	13.40	36.8
Sm	0.05 2.14	2.01	1.76	2 10	1.05	2 13	1.68	2.10	3.80	10.2	3 47	8 70
5m Fu	0 714	0.773	0 798	0.826	0.552	2.13	0.830	0.869	1.25	0.995	1.07	0.79 2.42
Gd	2 50	2 55	2 38	2.020	1.27	2.08	0.830	2.67	4 78	0. <i>))</i> 4 43	3.54	9.45
Uu Th	0.442	0 4 4 1	0.366	0.459	0.275	0.374	0.415	0.467	0.719	0 772	0.631	1 49
Dv	2.60	2 59	2 53	2.88	1 45	2 27	0.413 2 74	2 98	4 66	4.61	3 74	9.02
Ho	2.00	0.560	0.553	2.00	0 292	0.506	0.570	0.582	1.00	1.01	0.804	2 052
Fr	1 70	1.66	1.56	1.94	1.05	1.50	1.68	1 79	3.05	2.86	2 32	5.69
Li Tm	0.24	0.23	0.24	0.28	0.14	0.21	0.22	0.26	0.45	0.41	0.34	0.87
Vh	1.68	1.61	1.56	1.20	0.14	1 /0	1.66	1.68	2 85	2 81	2 10	5 55
Iu	0.230	0.243	0 232	0.261	0.09	0 211	0 237	0 241	0 442	0.444	0 344	0.867
Lu Hf	0.230 2.01	1.65	1.56	2.01	0.140	1 30	1 73	2 00	3 27	2 80	2.344	8 75
Ta	0.197	0.258	0.221	0.264	0.112	0.165	0.169	0.210	0.364	0.662	0.414	1.05
Pb	2.75	2.78	2.41	2.94	1.42	2.25	2.60	2.91	4.79	7.20	4.78	10.2
Th	1.52	1.35	1.29	1.65	0.54	1.14	1.40	1.50	2.99	4.48	2.64	7.64
U	0.374	0.342	0.320	0.411	0.137	0.287	0.361	0.364	0.738	1.07	0.632	1.71

Таблица	1.	Продолжение

### Таблица 1. Окончание

	Крупные силлы										
						губа Дв	оровая				
Компо-	Ca-676-	Ca-676-	Ca-676-	Ca-676-	Ca-676-	Ca-676-	Ca-676-	Ca-676-	Ca-676-	Ca-676-	Ca-676-17
ненты	4	5	7	8	9	10	13	14	15	16	
	9.5	28	30	33	34	38	45	50	60	65	68
	Р	D	D	Р	D	D	D	D	D	D	D
SiO	66.04	50.47	40.05	40.57	40.52	50.14	50.22	50.41	50.94	10.97	40.02
$TiO_2$	0.04	0.63	49.93	49.57	49.55	0.51	0.55	0.62	0.64	49.87	49.92
AlaOa	13 94	18 21	16.04	13 37	16.01	16.61	17.69	16.28	16 39	15.99	15.93
Fe <sub>2</sub> O <sub>2</sub>	7.07	0.55	10.04	15.08	10.01	0.01	0.20	10.20	10.37	11.10	11.27
MnO	0.082	0.153	0 164	0 211	0 164	9.90	0.153	0.168	0 158	0 164	0 164
ΜσΟ	0.002	6.02	8 59	4.62	8 61	8.07	6 72	7 72	7.82	7 73	8 01
CaO	1.84	11.62	11 38	8 71	12.08	11 58	11.84	10.91	10.74	10.89	10.96
Na <sub>2</sub> O	4 05	2.43	2.13	2.71	2.14	2.22	2 50	2.25	2.16	2.23	2.18
$K_2 O$	4 35	0.50	0.48	0.74	0.41	0.41	0.42	0.48	0.52	0.60	0.52
$P_2O_5$	0.09	0.06	0.07	0.25	0.05	0.06	0.06	0.07	0.08	0.09	0.09
П.п.п.	0.84	0.19	0.07	1.03	0.25	0.18	0.22	0.24	0.00	0.28	0.09
Сумма	99.37	99.83	99.82	99.30	99.84	99.84	99.83	99.80	99.82	99.82	99.80
Li	15.6	9.98	9.07	12.8	7.11	7.28	5.40	4.85	8.04	6.86	7.77
Be	3.47	0.485	0.271	1.01	0.268	0.336	0.320	0.344	0.444	0.430	0.445
Sc	13.3	34.0	33.1	37.3	34.0	32.8	33.8	33.0	33.0	33.2	33.5
V	50	243	214	406	212	211	230	216	225	233	233
Cr	20.5	26.3	75.0	12.1	71.4	55.2	22.1	44.5	68.9	68.6	68.4
Co	11.3	42.7	48.0	48.9	43.7	44.6	39.4	46.6	45.5	46.3	47.2
Ni	12.9	128	179	88	164	163	124	153	163	168	172
Cu	48.1	98.4	77.2	280	64.5	69.3	78.0	89.9	101	109	115
Zn	83.7	66.8	64.6	150	60.0	60.9	62.9	75.1	71.5	77.1	77.5
Rb	80.6	12.3	12.4	20.3	10.0	10.5	9.8	13.4	15.5	17.9	14.9
Sr	104	219	180	200	183	191	208	189	185	183	185
Y	87.4	11.3	11.5	38.3	9.76	10.1	11.4	12.6	13.5	15.1	14.8
Zr	556	33.4	40.0	165	32.3	34.5	40.9	49.0	50.0	62.1	60.9
IND Do	30.4 1277	2.35	2.39	12.1	3.00	2.27	2.61	2.88	3.62	4.21	3.69
Da Lo	69 /	6 00	6 45	232	5 12	133 5 40	14J 6 16	7 10	1/2 9 74	101	0.01
La	140	12.6	13.5	24.14 53 7	5.15 10.0	5.49 11 Q	13.5	15.5	0.74 10.1	21.0	0.01
Pr	18 1	12.0	1 73	6 75	1 39	1.5	169	192	2 28	21.9	2 29
Nd	67.5	6 46	7.03	27.0	5 79	6 24	7.01	8 28	9.82	11 00	10.05
Sm	15.5	1.75	1.80	7.02	1.55	1.60	1.78	1.90	2.21	2.47	2.35
Eu	2.78	0.809	0.697	1.58	0.596	0.632	0.700	0.778	0.774	0.808	0.843
Gd	14.4	1.87	2.05	6.83	1.76	1.79	1.91	2.27	2.31	2.86	2.62
Tb	2.47	0.318	0.325	1.12	0.289	0.303	0.323	0.361	0.386	0.448	0.447
Dy	15.4	1.96	2.10	6.95	1.79	1.93	2.17	2.38	2.56	2.75	2.74
Но	3.435	0.444	0.466	1.56	0.377	0.406	0.442	0.499	0.543	0.605	0.554
Er	9.66	1.20	1.34	4.18	1.15	1.17	1.36	1.49	1.58	1.82	1.77
Tm	1.47	0.18	0.19	0.64	0.17	0.18	0.20	0.22	0.23	0.28	0.24
Yb	9.80	1.27	1.29	4.23	1.13	1.21	1.32	1.42	1.51	1.68	1.66
Lu	1.45	0.198	0.200	0.597	0.173	0.169	0.192	0.219	0.245	0.248	0.267
Hf	13.4	0.96	1.16	4.46	1.06	1.00	1.11	1.29	1.35	1.64	1.61
Ta	1.76	0.248	0.245	0.740	<po< td=""><td>0.413</td><td>0.264</td><td>0.267</td><td>0.350</td><td>0.346</td><td>0.284</td></po<>	0.413	0.264	0.267	0.350	0.346	0.284
Pb	15.8	2.54	2.23	15.2	1.83	1.96	2.54	3.52	2.99	3.48	2.92
In U	19.5 3.25	1.04 0.242	1.23	5.65 1.29	0.99	1.01 0.233	1.13 0.258	1.35	1.90 0,416	2.23	1.01 0.393

Примечание. Содержания оксидов петрогенных элементов приведены в мас. %; содержания редких элементов приведены в

триме имен содержания редана опененов приведены в масе ле, содержания редана опементов приведены в \*Образцы из работы (Veselovskiy et al., 2019); \*\* расстояние в метрах от нижнего контакта; " – " – расстояние не определялось; D – долерит, CHD – тонкозернистый долерит зоны закалки, P – габбро-пегматит; <PO – концентрации ниже предела обнаружения.

	Таблица 2. 1	Изотопный состав I	м и додог	инерало	в силлов ВМС	ШС						
	Образец	Порода/ минерал	Sm, ppm	Nd, ppm	<sup>147</sup> Sm/ <sup>144</sup> Nd	<sup>143</sup> Nd/ <sup>144</sup> Nd	ε <sub>Nd</sub> (1860)	Rb, ppm	Sr, ppm	<sup>87</sup> Rb/ <sup>86</sup> Sr	<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr	$(^{87}\mathrm{Sr}/^{86}\mathrm{Sr})_{1860}$
	Ca-552-3	Долерит	2.07	8.64	0.1449	$0.511863 \pm 10$	-2.8	21.1	230	0.265	$0.711692 \pm 9$	0.7046
		Авгит	4.95	16.6	0.1803	$0.512269 \pm 14$	-3.3	1.89	23.7	0.231	$0.711132 \pm 51$	0.7049
		Плагиоклаз	0.493	3.31	0.0899	$0.511154 \pm 11$	-3.5	29.8	381	0.226	$0.710997 \pm 7$	0.7049
	Ca-552-6	Долерит	2.40	10.2	0.1423	$0.511815 \pm 6$	-3.1	19.4	229	0.244	$0.712745 \pm 10$	0.7062
		Плагиоклаз	0.625	4.01	0.0944	$0.511145 \pm 10$	-4.7	18.1	384	0.136	$0.711355 \pm 9$	0.7077
		Авгит	6.60	21.6	0.1845	$0.512181 \pm 8$	-6.0	2.40	37.3	0.187	$0.710436 \pm 9$	0.7054
	Ca-552-10	Долерит	1.26	5.06	0.1505	$0.511881 \pm 6$	-3.8	5.52	167	0.096	$0.708116 \pm 6$	0.7056
	Ca-552-14	Габбро-пегматит	4.25	18.5	0.1391	$0.511783 \pm 9$	-3.0	28.2	256	0.318	$0.715794 \pm 10$	0.7073
	Ca-562-5	Долерит	2.36	10.0	0.1424	$0.511806 \pm 8$	-3.3	33.2	178	0.539	$0.716300 \pm 8$	0.7020
ПЕ	Ca-666-3	Долерит	2.33	9.80	0.1436	$0.511823 \pm 7$	-3.2	22.8	180	0.366	$0.712622 \pm 6$	0.7028
ГРОЛС	Ca-676-2	Долерит	3.13	13.6	0.1393	$0.511708 \pm 7$	-4.5	25.2	201	0.363	$0.714895 \pm 5$	0.7052
гия	Ca-676-4	Габбро-пегматит	15.4	73.8	0.1260	$0.511593 \pm 7$	-3.5	80.6	104	2.24	$0.768053 \pm 7$	0.7080
том 2	Ca-676-17	Долерит	2.47	10.5	0.1426	$0.511736 \pm 8$	-4.7	14.9	185	0.233	$0.711429 \pm 5$	0.7052
28 N	Ca-554-3	Трондьемит	3.45	23.0	0.0906	$0.510762 \pm 8$	-11	124	345	1.04	$0.740399 \pm 10$	0.7126
<u>b</u> 3	Ca-552-15	Гранит	1.89	11.4	0.1004	$0.510690 \pm 7$	-15	105	189	1.60	$0.768383 \pm 10$	0.7256
2020	Ca-563-3	Тоналит	1.95	12.3	0.0956	$0.510709 \pm 7$	-13	57.1	281	0.588	$0.724323 \pm 11$	0.7086

242

СТЕПАНОВА и др.



**Рис. 8.** Диаграммы  $\varepsilon_{Nd}(1860)$  – Nd и ( ${}^{87}$ Sr/ ${}^{86}$ Sr)<sub>1860</sub> – Sr для долеритов Восточно-Мурманской провинции.

вичного изотопного состава Nd. В крупном силле в районе пос. Дальние Зеленцы изотопный состав валовых проб долеритов и габбро-пегматитов находится в интервале  $\varepsilon_{Nd}(1860) = -3.3 \pm 0.5$ . Этому же интервалу отвечают величины  $\varepsilon_{Nd}(1860)$  в изученных ранее минеральных концентратах из образца долерита Ca-552-3, включая Aug (-3.3) и Pl (-3.5), по которым был рассчитан изохронный возраст — около 1900 млн лет (Veselovskiy et al., 2019). Для обр. Са-552-6 величины є<sub>Nd</sub>(1860) заметно различаются как для авгита (-6.0), так и для плагиоклаза (-4.7) (рис. 8, табл. 2). Долериты и габбро-пегматит в силле губы Дворовая имеют максимальные вариации и наименее радиогенный изотопный состав Nd,  $\varepsilon_{Nd}(1860) = -4.1 \pm 0.6$ (рис. 8, табл. 2).

По первичному изотопному составу стронция  $({}^{87}\mathrm{Sr}/{}^{86}\mathrm{Sr})_{1860}$  силлы неоднородны. Наименее радиогенный Sr имеют долериты маломощных тел, в которых величина  $({}^{87}\mathrm{Sr}/{}^{86}\mathrm{Sr})_{1860}$  варьирует от 0.7019 до 0.7028. Долериты крупных силлов имеют более радиогенный изотопный состав Sr, варьирующий в широких пределах в объеме силлов в районе пос. Дальние Зеленцы (0.7046–0.7073) и губы Дворовая (0.7052–0.7080) и достигающий максимальных значений в габбро-пегматитах (рис. 8, табл. 2). Первичный изотопный состав Sr в минеральных концентратах двух образцов из силла в районе пос. Дальние Зеленцы сильно различается. Образец Ca-552-3 с наименее радиоген-

ПЕТРОЛОГИЯ том 28 № 3 2020

ным Sr имеет сравнительно небольшие вариации  $({}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr})_{1860}$  в валовой пробе (0.7046), авгите (0.7050) и плагиоклазе (0.7049), сопоставимые с аналитическими ошибками (табл. 2, рис. 8). В обр. Са-552-6 первичный изотопный состав Sr в валовой пробе (0.7062), *Aug* (0.7054) и *Pl* (0.7077) более радиогенный и имеет различия, существенно превышающие аналитические ошибки.

#### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Полученные ранее (Арзамасцев и др., 2009; Veselovskiy et al., 2019) и приведенные в настоящей статье данные свидетельствуют о значительном сходстве пойкилоофитовых долеритов ВМСП в разных частях Мурманского кратона. Двупироксеновые оливинсодержащие долериты силлов имеют близкий минеральный состав и микроструктурные особенности во всех изученных телах. Они однородны по химическому составу, сложены умеренно-магнезиальными низко-Ті базитами толеитовой серии и имеют близкий характер дифференциации в объеме тел. Датированные в разных частях Мурманского кратона силлы имеют U-Pb изотопный возраст около 1860 млн лет и обладают близкими петро- и палеомагнитными характеристиками (Veselovskiy et al., 2019), что предполагает формирование ВМСП в результате одноактного внедрения расплавов. Проведенные исследования позволяют провести расшифровку истории формирования ВМСП,

включая оценки состава первичного расплава, определение условий его коровой эволюции, кристаллизации мафических расплавов *in situ*, реконструкции тектонической обстановки их внедрения и геодинамических причин формирования расплавов.

#### Кристаллизация in situ

Тонкие силлы и зоны закалки более крупных тел не содержат фенокристов, что указывает на гомогенность внедрявшихся расплавов. Главные минералы закаленных долеритов – плагиоклаз  $(An_{81-78})$ , оливин (Fo<sub>60</sub>) и авгит ( $X_{Mg} = 0.66 - 0.70$ ) – фиксируют раннюю ликвидусную ассоциацию. Центральные части маломощных (1-10 м) силлов, сложенные пойкилоофитовыми долеритами пятнистой текстуры, представляют собой двухкомпонентную систему, являющуюся продуктом локальной дифференциации: (1) ойкокристы клинопироксена ( $X_{\rm Mg} = 0.75 - 0.81$ ) с большим объемом хадакристов плагиоклаза (An<sub>80-70</sub>) погружены в (2) мелкозернистую основную массу, сложенную авгитом ( $X_{Mg} = 0.52-0.62$ ), оливином ( $Fo_{37-24}$ ) и плагиоклазом ( $An_{74-45}$ ) (рис. 3). Таким образом, последовательность кристаллизации расплавов в маломощных телах была следующей: оливин (Fo<sub>60</sub> – 1–2%), основной плагиоклаз  $(An_{82-71})$  – до 25–30%, клинопироксен  $X_{Mg} = 0.75$ – 0.81 – около 30%, матрикс – 40% от объема пород. Фиксируемые единичные ксеноморфные зерна магнезиального оливина *Fo*<sub>72</sub> могут представлять реликты фенокристов, вынесенных расплавами из промежуточных камер.

Наличие в долеритах крупных тел ойкокристов клинопироксена с хадакристами плагиоклаза, аналогичных наблюдаемым в маломощных силлах, указывает на высокую скорость и большое количество центров кристаллизации в переохлажденных расплавах вблизи контактов с вмещающими гранитоидами и смещение фронта кристаллизации от верхнего и нижнего контактов к центру тела, что определило незначительные вариации составов пород в кровле и подошве крупных силлов (рис. 7). Общий объем однородных зон, близких по составу к исходным расплавам, в крупных силлах составляет до 40% от объема тел и достигает 20 м по мощности (рис. 7). Слабые вариации химического и минерального состава пород в телах ВМСП, в том числе в крупных силлах. характерный прямой профиль вариаций составов пород в разрезах тел (рис. 7) позволяют относить силлы ВМСП к I-типу (Marsh, 1996; Latypov, 2003). Особенности внутреннего строения крупных тел пойкилоофитовых долеритов ВМСП, типичные для силлов І-типа, могут быть обусловлены отсутствием фенокристаллов во внедрявшихся магмах (Marsh, 1996) или близостью составов расплавов к эвтектике системы *Ol-Cpx-Pl* (Latypov, 2003).

Моделирование кристаллизации расплава, отвечающего среднему составу долеритов маломощных силлов ВМСП (табл. 3) в программном пакете alphaMELTs 1.9 (Smith, Asimow, 2005; Ghiorso, Sack, 1995), показывает, что наблюдаемая в породах последовательность кристаллизации  $Pl + Ol \rightarrow Pl + Cpx \rightarrow Pl + Aug + Ol + Ti-Mgt$ может быть получена при давлениях менее 2 кбар. Согласно расчетам, выполненным в alphaMELTs 1.9 (Ghiorso, Sack, 1995; Asimow, Ghiorso, 1998), температуры ликвидуса расплавов ( $T_{lig}$ ) при P == 0.5-2 кбар составляют 1240-1266°С. Оценки температур, полученные для пары оливин-авгит с использованием термометра (Lockus, 1996) предполагают кристаллизацию ойкокристов при  $T = 1080^{\circ}$ С, а основной массы при  $T = 960^{\circ}$ С. Следовательно, при кристаллизации силлов температура внедрявшихся расплавов должна быть резко (примерно на 200°С) понижена относительно  $T_{\text{liq}}$ . Зональность, наблюдаемая в плагиоклазах межойкокристового пространства в маломощных силлах (Suppl. 1), и наличие кварц-полевошпатовых интерстиций предполагает постепенное снижение температуры системы после кристаллизации ойкокристов.

Таким образом, становление силлов ВМСП могло происходить при внедрении афировых магм ( $T = 1250^{\circ}$ С) в верхнекоровые (P < 2 кбар) камеры. Кристаллизация во всех телах происходила быстро с резким снижением температуры и, главным образом, в пределах фронтов кристаллизации в кровле и подошве тел. В центральных частях крупных тел, остывавших дольше, фиксируются слабо проявленные процессы фракционной кристаллизации.

#### Первичные расплавы пойкилоофитовых долеритов и их коровая эволюция

#### Первичные расплавы

Пойкилоофитовые долериты ВМСП, очевидно, являются продуктами фракционной кристаллизации более примитивных расплавов, поскольку низкие концентрации Cr и Ni в этих породах (табл. 1) исключают их равновесие с мантийными перидотитами. Реконструкция ранних этапов эволюции расплавов пойкилоофитовых долеритов осложнена отсутствием интрателлурических вкрапленников в породах, которые позволили бы провести независимую оценку глубины заложения промежуточных камер, Р-Т параметров кристаллизации и составов расплава с использованием минералого-петрографических и термобарометрических подходов. Вместе с тем возможный состав ликвидусной ассоциации в промежуточных камерах можно в первом приближении оценить,

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO <sub>2</sub>	50.01	66.78	45.16	45.13	47.86	47.32	49.20	45.58
TiO <sub>2</sub>	0.78	0.42	0.58	0.64	0.99	1.00	0.59	0.57
$Al_2O_3$	16.05	16.58	11.59	11.78	12.40	18.49	10.61	8.17
$Fe_2O_3^{tot}$	11.04	3.80	12.98	12.52	11.58	11.30	12.02	13.10
MnO	0.17	0.038	0.17	0.18	0.17	0.23	0.17	0.18
MgO	8.20	1.20	20.47	18.25	16.55	8.43	15.18	22.06
CaO	10.57	3.89	8.00	10.10	9.51	10.52	10.39	9.25
Na <sub>2</sub> O	2.23	4.54	1.36	1.30	1.66	2.89	1.68	0.93
K <sub>2</sub> O	0.86	1.55	0.47	0.06	0.22	0.40	0.11	0.11
$P_2O_5$	0.09	0.12	0.06	0.05	0.06	0.10	0.05	0.06
H <sub>2</sub> O		0.86			0.09	0.18		

Таблица 3. Модельные составы и результаты моделирования

Примечание. 1 — средний пойкилоофитовый долерит; 2 — тоналит, обр. Са-563-3; 3 — состав первичного неконтаминированного расплава среднего долерита ВМСП, рассчитанный в PRIMELT3.MEGA; 4 — коматиит океанического плато (Kerr, 2003); 5 — контаминированный коматиит океанического плато; 6 — остаточный расплав, полученный при фракционной кристаллизации контаминированного коматиита океанического плато; 7 — средний состав Chukotat belt; 8 — средний состав Winipegiouis belt (Ciborowski et al., 2017).

анализируя петрографические и геохимические особенности тонких и маломощных силлов. Плагиоклаз, вероятно, не кристаллизовался в промежуточных камерах, учитывая массовую раннюю кристаллизацию этого минерала на уровне становления силлов и высокие (около 16.5 мас. %) концентрации Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> в закаленных долеритах. Также маловероятна кристаллизация клинопироксена в промежуточных камерах, о чем свидетельствуют высокая концентрация СаО в породах и отсутствие в клинопироксенах зон закалки выраженных высокомагнезиальных ядер (Suppl. 1), которые могли бы рассматриваться как реликты ранних фенокристов. Главным, и, возможно, единственным ликвидусным минералом был оливин, реликты фенокристов которого, по-видимому, сохранились в долеритах маломощных силлов (рис. 3, Suppl. 1, обр. Са-666-3). Имеющиеся данные не дают информации о кристаллизации ортопироксена на ранних этапах коровой эволюции первичных расплавов.

Все вышесказанное, а также достаточно примитивный состав долеритов ВМСП (в среднем в маломощных силлах MgO = 8.2 мас. %, CaO = 10.6 мас. %) позволяет использовать PRIMELT3 MEGA (Herzberg, Asimov, 2015) для оценки состава первичных расплавов, потенциальных температур и степени плавления мантийного источника. Полученные оценки показывают, что первичные расплавы пойкилоофитовых долеритов, вероятнее всего, были высокомагнезиальными (MgO = 20.8-23.7 мас. %), а потенциальные температуры в источнике могли достигать  $1583-1655^{\circ}$ С (табл. 3, Suppl. 2), что предполагает формирование первичных распла-

вов ВМСП в результате подъема высокотемпературного плюма.

Высокая магнезиальность первичных расплавов и их плюмовая природа косвенно подтверждаются и геохимическими характеритиками пород. Умеренные концентрации MgO на фоне низких концентраций как совместимых, так и несовместимых элементов позволяют предполагать, что расплавы пойкилоофитовых долеритов подверглись высоким степеням фракционной кристаллизации, а следовательно, первичные расплавы, характеризовавшиеся существенно более высоким содержанием MgO и более низкими концентрациями несовместимых элементов, могли быть сформированы при высоких степенях плавления деплетированной мантии и близки по составу к коматиитам.

#### Коровая контаминация

На существенный вклад процессов коровой контаминации в генезисе расплавов ВМСП указывают низкорадиогенный изотопный состав Nd и высокорадиогенный изотопный состав Sr в долеритах. Проведенные исследования позволяют распознать три разных типа контаминации, каждый из которых внес свой вклад в изотопно-геохимические особенности изученных долеритов.

Тонкие и маломощные силлы с наименьшим вкладом коровой контаминанты на уровне становления, вероятно, отвечают исходным магмам, поступавшим в верхнекоровые камеры. Изотопногеохимические характеристики этих силлов, обладающих низким мантийным первичным изотопным



**Рис. 9.** Диаграмма ε<sub>Nd</sub>(1860)–(<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr)<sub>1860</sub> для долеритов Восточно-Мурманской провинции, иллюстрирующая возможный вклад разных типов коровой контаминации в мафические расплавы. 1 – верхнекоровая контаминация вмещающими гнейсами и гранитоидами при внедрении силла; 2 – верхнекоровая контаминация флюидом, образовавшимся при распаде биотита во вмещающих гранитоидах; 3 – суммарная контаминация первичных деплетированных мафических магм, проходившая, возможно, на среднем уровне коры. Остальные условные см. на рис. 8.

составом стронция (( ${}^{87}$ Sr/ ${}^{86}$ Sr)<sub>1860</sub> = 0.7019–0.7028) и низкорадиогенным коровым изотопным составом неодима ( $\epsilon_{Nd}(1860) = -3.2$ ) (рис. 8, 9), предполагают контаминацию первичных мантийных расплавов гнейсами и гранитоидами ТТГ-серии, с низкими Rb/Sr и Sm/Nd отношениями.

Как минимум, часть корового материала была захвачена расплавами в процессе внедрения и не успела полностью гомогенизироваться, что определило различия изотопных характеристик долеритов и их породообразующих минералов в объеме одного силла (рис. 9). Петрографическими свидетельствами неполной гомогенизации захваченных коровых пород в базитовом расплаве могут служить данные о присутствии в основных плагиоклазах (An<sub>81-78</sub>) включений, сложенных серицитом, калиевым полевым шпатом, олигоклазом и эпидотом (Suppl. 1, обр. Ca-552-3). Результатом неполной гомогенизации контаминанты, возможно, являются повышенные концентрации калия (до 1 мас. %) в хадакристах плагиоклаза в маломощных силлах (Suppl. 1, обр. Са-666-3). Такой стиль контаминации мог быть обусловлен захватом корового материала при быстром перемещении перегретых базитовых расплавов в узких каналах среди гнейсов и гранитоидов с последующим быстрым охлаждением и закалкой этого контаминированного расплава при становлении силлов.

Помимо контаминации вмещающими гранитоидами, расплавы в крупных силлах, вероятно, были контаминированы флюидом с высокорадиогенным Sr. Указанием на это является резкое обогащение габбро-пегматитов радиогенным Sr ((<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr)<sub>1860</sub> до 0.7080) без существенного изменения в них изотопного состава Nd (рис. 9). Образование такого обогащенного радиогенным Sr флюида могло происходить при разрушении биотита во вмещающих ТТГ-гнейсах и гранитах при температурном воздействии расплавов мощных силлов. При разрушении биотита образовавшийся флюид будет аномально обогащен <sup>87</sup>Sr, который накапливался в биотите на протяжении почти 1 млрд лет (с 2.70 до 1.86 млрд лет) при радиоактивном распаде<sup>87</sup>Rb (Knesel, Davidson, 1999). Значимость такого вклада радиогенного стронция в силлы можно оценить, ориентируясь на величины (<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr)<sub>1860</sub> ~ 0.7046-0.7051 в долеритах подошвы и кровли мощных силлов, где количество позднемагматического флюида было, вероятно, минимальным.

Использование коматиита (табл. 3) в качестве первичного расплава силлов ВМСП позволяет оценить общий вклад процесса контаминации в петрогенезис исходного мафического расплава. Исходя из моделей смешения в бинарной системе коматиит—архейский тоналит Мурманского кратона (рис. 10), вклад коровой компоненты мог составлять от 10 до 12 об. %. Составы среднего долерита и архейского тоналита приведены в табл. 3.





**Рис. 10.** Положение точек составов пойкилоофитовых долеритов на бинарных диаграммах, иллюстрирующих контаминацию расплавов, отвечающих по составу коматииту океанического плато (Kerr, 2003) и среднему вулканиту пояса Winnipegosis (Ciborowski et al., 2017), архейским тоналитам (обр. Ca-563-3, табл. 2, 3).

#### Контаминация и фракционная кристаллизация в промежуточных камерах

Моделирование ранних этапов коровой контаминации и фракционной кристаллизации предполагаемых первичных расплавов пойкилоофитовых долеритов в промежуточных камерах было выполнено с использованием программного пакета alphaMELTs 1.9 (Smith, Asimow, 2005; Ghiorso, Sack, 1995). При моделировании были использованы следующие параметры: исходный расплав отвечал коматииту океанического плато (табл. 3), в качестве контаминанты принят архейский тоналит (обр. Са-563-3, табл. 3). Вклад контаминанты составлял 11%. Расчет фракционной кристаллизации контаминированного коматиитового расплава (табл. 3) проводился в закрытой системе при P = 5 кбар,  $fO_2 = NNO$  до получения остаточного расплава с содержанием MgO = 9.5 мас. %. При этом главными кристаллизовавшимися фазами были оливин (Mg# = 0.87-0.90) - 11%, ортопироксен (Mg# = 0.86 - 0.89) – 10%, авгит (Mg# == 0.87 - 0.89) - 5% и алюмохромит - 0.1% (Suppl. 3). Степень кристаллизации составляла около 26%, а остаточный расплав по содержанию главных, высокозарядных, средних и тяжелых редкоземельных элементов близок к составу среднего пойкилоофитового долерита (табл. 3, рис. 11). При более высоких степенях кристаллизации резко увеличивается количество авгита, в остаточных расплавах снижается содержание СаО и повышается – Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Это является ограничением на степень кристаллизации в среднекоровых промежуточных камерах. Модельные расчеты показывают, что при формировании исходных магм пойкилоофито-

ПЕТРОЛОГИЯ том 28 № 3 2020

вых долеритов количество кристаллизовавшегося клинопироксена было минимальным. Довольно значительные отличия наблюдаются в содержаниях LILE и LREE в модельном исходном расплаве и среднем долерите (рис. 11). Обогащение расплавов этими элементами может быть обусловлено контаминацией архейскими гранитами при внедрении в верхнекоровые камеры. Предполагаемая неполная гомогенизация верхнекоровой контаминанты в расплавах не позволяет провести отдельно количественную оценку степени контаминации на этом уровне.

#### Механизмы формирования первичных расплавов

Возраст базитов ВСМП (1860 млн лет) совпадает с периодом завершения коллизии и начала коллапса в Лапландско-Кольском орогене (ЛКО) (Daly et al.; 2006, Балаганский и др., 2006) и процессами аккреции в расположенном далее к югозападу Свекофеннском орогене (Lahtinen et al., 2008; Kukkonen et al., 2008; Melezhik, Hanski, 2013) (рис. 1, 12). Синхронность формирования базитовых расплавов с посторогенными и постсубдукционными процессами лапландско-кольской орогении могла бы служить основанием для предположения о взаимосвязи основного магматизма с деламинацией литосферного корня или отрывом субдуцируемой плиты, которые могут инициировать подъем и адиабатическое плавление астеносферы и погружающихся блоков литосферной мантии (Lustrino, 2005; Anderson, 2005). Однако этот аргумент в пользу модели деламинации теряет весомость, поскольку базиты, возраст которых составляет 1860 млн лет, не известны в



**Рис. 11.** Бинарные и мультиэлементные диаграммы для модельных составов (мас. %) и предполагаемых первичных расплавов долеритов ВМСП и базитов CS LIP (по данным Ciborowsli et al., 2017).

Состав коматиита океанического плато приведен по данным (Кетг, 2003). Состав контаминированного коматиита океанического плато (+11% ТТГ) приведен по результатам моделирования смешения; состав остаточных расплавов, полученных при кристаллизации контаминированного коматиита океанического плато, рассчитан в alphaMELTS 1.9. Архейский тоналит – обр. Ca-563-3.



**Рис. 12.** Модель формирования силлов пойкилоофитовых долеритов Восточно-Мурманской провинции. Составлена с учетом данных (Lahtinen et al., 2008; Kukkonen et al., 2008; Daly et al., 2006; Ciborowski et al., 2017). СВЕКО – Свекофеннский аккреционный ороген, ЛКО – Лапландско-Кольский коллизионный ороген, АFC-камеры – среднекоровые магматические камеры, в которых происходила контаминация и фракционная кристаллизация расплавов.

Кольской провинции и локализованы исключительно в Мурманском кратоне, который примыкает к северо-восточному форланду ЛКО и находится вне зоны его влияния. В качестве еще одного аргумента в пользу модели деламинации можно было бы привлечь геохимические, изотопные и петрогенетические характеристики силлов базитов, такие как обогащение легкими REE, отрицательные аномалии Nb, отрицательные значения  $\varepsilon_{Nd}(1860)$  и повышенные величины (<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr)<sub>1860</sub>, которые часто рассматриваются как указатели на плавление литосферной мантии, претерпевшей надсубдукционную метасоматическую и/или расплавную переработку задолго до эпизода плавления. Однако, как показывают расчеты, такие же характеристики базитов могли быть сформированы за счет контаминации деплетированных астеносферных магм архейским коровым материалом. Кроме того, низкие содержания Ті и других HFSE в долеритах делают маловероятным вовлечение в процесс плавления литосферной мантии Мурманского кратона, которая, могла быть обогащена высокозарядными элементами в ходе трех предшествовавших эпизодов Fe-Ti плюмового магматизма в Мурманском кратоне: 2680, 2505 и 1980 млн лет (Самсонов и др., 2019; Степанова и др., 2018). Возможность такого обогащения литосферной мантии под влиянием плюма показана для Сибирского кратона в работах (Тычков и др., 2008; Howarth et al., 2014).

В альтернативной модели зарождение первичных расплавов пойкилоофитовых лолеритов ВМСП может быть обусловлено подъемом глубинного высокотемпературного плюма с последующей дифференциацией и контаминацией мантийных магм в коровых условиях. В пользу этой модели свидетельствуют геохимические особенности пород и результаты моделирования. Ограниченная площадь распространения ВМСП (рис. 1) предполагает, что глубинный мантийный источник расплавов мог располагаться за пределами Восточной Фенноскандии, а рассматриваемая область распространения силлов представляет периферию зоны влияния этого источника. Как показали исслелования. отличительной особенностью силлов является однородность состава на территории Мурманского кратона. Внедрение больших объемов, близких по составу расплавов, на обширной территории, требует дренажа единой крупной магматической линзы в средней коре и быстрого заполнения пологих ослабленных зон в гнейсах и гранитоидах в верхней коре.

Подъем расплавов на уровень верхней коры мог происходить по пологим сдвиговым зонам глубокого заложения (рис. 12), которые были сформированы в ходе коллизионного этапа лапландско-кольской орогении 1.94—1.91 млрд лет назад (Daly et al., 2006). Реактивация этих зон могла происходить в период становления ВМСП в ходе более поздних (1.86—1.87 млрд лет) тектониче-

ских событий в Лапландско-Кольском орогене (Lahtinen, Huhma, 2019). Возможно, она была результатом улаленного отклика на аккренионные процессы в Свекофеннском орогене 1.86-1.87 млрд лет назад (Lahtinen et al., 2008). Подъем расплавов по таким тектоническим ослабленным зонам со значительной глубины, вероятно, мог обеспечить декомпрессионное плавление ранней фенокристовой ассоциации и гомогенность внедрявшихся в верхнекоровые камеры магм. Латеральное перемещение расплавов в верхней коре происходило, вероятно, по пологим трещинам отрыва в гранитоидах, а быстрое остывание расплавов обеспечило формирование силлов І-типа. Низкая вязкость афировых базитовых расплавов могла обеспечить заполнение пологих камер на значительное расстояние по латерали.

#### Палеотектонические корреляции силлов ВМСП

Объем расплавов ВМСП с учетом площади распространения и мощности тел составляет 25-30 км<sup>3</sup>, что исключает ее рассмотрение как самостоятельной крупной магматической провинции (Ernst, 2014). Вместе с тем силлы долеритов ВМСП могут представлять фрагмент более крупной магматической системы. Базиты близкого возраста известны на кратонах Илгарн (Stark et al., 2019) в Австралии, Дхарвар (French et al., 2008) в Индии, Зимбабве и Каапвааль в Южной Африке (Olsson et al., 2016), в составе крупной магматической провинции Circum Superior (CS LIP) на Канадском щите (Ciborowski et al., 2017). Последняя представляет наибольший интерес, так как по имеющимся реконструкциям Канадский и Фенноскандинавский щиты занимали близкую позицию в составе суперконтинента Нуна в период 1.8-1.9 млрд лет (Veselovskiy et al., 2019 и ссылки в этой работе).

Дайки, силлы и вулканиты крупной магматической провинции Circum Superior (Ciborowski et al., 2017; Minifie et al., 2013) установлены на периферии кратона Superior на Канадском щите, которая объединяет базиты двух геохимических типов: обогащенного и деплетированного. Обогащенный тип включает вулканиты формаций Flaherty, Hemlock. вулканических комплексов Emperor и Badwater и ультрабазиты пояса Thompson Nickel Belt. Деплетированный тип включает базальты и коматииты поясов Chukotat, Fox River и Winnipegosis и рои мафических даек Molson и Pickle Сгоw. Возраст базитов CS LIP варьирует от 1860 до 1880 млн лет (Ciborowski et al., 2017). Высокомагнезиальные базиты деплетированного типа поясов Chukotat и Winipegious рассматриваются как примитивные, близкие к первичным мантийным расплавам компоненты CS LIP, формирование которых происходило при  $T_p = 1595^{\circ}$ С и P =

= 3.3 ГПа в результате подъема мантийного плюма (Ciborowski et al., 2017).

Сравнение долеритов ВМСП с базитами обогашенного компонента CS LIP показывает, что они контрастно отличаются по содержаниям Ті, Fe, HFSE, но близки по концентрациям LILE, LREE (рис. 11), изотопному составу Nd. Долериты ВМСП близки к наиболее дифференцированным базитам деплетированного типа в CS LIP по содержаниям петрогенных элементов, HREE и HFSE, но контрастно отличаются от них по изотопному составу Nd и характеру распределения LILE и LREE, что может объясняться разной степенью контаминации и фракционной кристаллизации близких по составу первичных расплавов. Оценки показывают, что расплавы ВМСП могут быть получены при 8% контаминации наиболее примитивных деплетированных базитов пояса Winnipegoisis архейскими тоналитами и последующей фракционной кристаллизацией контаминированных расплавов (рис. 10). Таким образом, имеющиеся геохимические, геохронологические и изотопные данные не противоречат предположению о принадлежности силлов ВМСП к крупной магматической провинции Circum Superior и позволяют предполагать близкое взаимное расположение Мурманского кратона и провинции Superior в период 1.86 млрд лет (рис. 12).

Полученные результаты подтверждают высказанные ранее предположения (Балаганский и др., 2011, 2016) о последовательной консолидаци и причленении к ядру суперконтинента Нуна сначала Мурманского и Кольского архейских коровых сегментов, затем архейского Карельского кратона и позднее палеопротерозойских островодужных комплексов Свекофеннской провинции. Именно поэтому 1.86 млрд лет назад, в то время, когда в консолидированной коре Северной Фенноскандии существовали внутриплитные обстановки и формировались базиты плюмового генезиса, в Свекофеннской области происходила аккреция островодужных коплексов к Карельскому блоку. Предположение о раннем и последовательном вхождении коровых сегментов Северной Фенноксандии в состав суперконтинента Нуна подтверждается и палеомагнитными данными для силлов пойкилоофитовых долеритов (Veselovskiy et al., 2019).

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изученные силлы пойкилоофитовых долеритов (1860 млн лет) простираются на площади около 1000 км<sup>2</sup> в северной части Мурманского кратона Фенноскандинавского щита. Силлы сложены умеренно-магнезиальными породами, слабо варьирующими по латерали и в разрезах тел, что позволяет относить их к силлам І-типа. Наблюдаемые особенности внутреннего строения тел обусловлены быстрой кристаллизацией в верхнекоровых камерах расплавов, не содержавших фенокристов.

Характер распределения рассеянных элементов и результаты моделирования предполагают, что высокомагнезиальные (коматиитовые) первичные для базитов ВСМП расплавы образовались в результате высоких степеней плавления глубинного источника при подъеме мантийного плюма и минимальном вкладе субконтинентальной литосферной мантии, модифицированной в ходе конвергентных процессов. Коровая эволюция расплавов включала несколько эпизодов их контаминации архейскими гранитоидами в среднекоровых промежуточных камерах, при подъеме к поверхности и на уровне становления, что подтверждается данными по изотопному составу Nd и Sr в породах силлов. Расчеты показывают, что степень контаминации составляла 10-12%.

Анализ пространственного распространения тел Восточно-Мурманской провинции позволят предполагать, что она сформирована на периферии зоны воздействия мантийного плюма и, вероятно, является компонентом крупной магматической провинции Circum Superioir. Это дает основание утверждать, что 1860 млн лет назад Мурманский кратон и провинция Сюьпериор представляли единый консолидированный литосферный блок, который служил рамой для внутриплитных базитов и, вероятно, представлял раннее ядро палеопротерозойского суперконтинента Нуна.

*Благодарности*. Авторы признательны рецензентам С.В. Богдановой, А.А. Носовой и В.В. Балаганскому, чьи конструктивные замечания позволили существенно улучшить статью.

Источники финансирования. Исследования выполнены при поддержке Российского научного фонда, грант № 16-17-10260. В проведении экспедиционных работ и сборе представительной коллекции каменного материала неоценимую помощь оказала команда судна "Удача".

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Арзамасцев А.А., Федотов Ж.А., Арзамасцева Л.В. Дайковый магматизм северо-восточной части Балтийского щита. М.: Наука, 2009. 379 с.

Балаганский В.В., Минц М.В., Дэйли Д.С. Палеопротерозойский Лапландско-Кольский ороген // Строение и динамика литосферы Восточной Европы. Результаты исследований по программе EUROPROBE. М.: Геокарт, 2006. С. 158–171.

Балаганский В.В., Раевский А.Б., Мудрук С.В. Нижний докембрий Кейвского террейна, северо-восток Балтийского щита: стратиграфический разрез или коллаж тектонических пластин? // Геотектоника. 2011. Т. 24. С. 32–48.

Балаганский В.В., Горбунов И.А., Мудрук С.В. Палеопротерозойские Лапландско-Кольский и Свекофеннский орогены (Балтийский щит) // Вестник КНЦ РАН. 2016. № 3. С. 5–11.

*Ерофеева К.Г., Степанова С.В., Самсонов С.В. и др.* Базитовые дайки и силлы палеопротерозойского возраста (2400 млн лет) на севере Фенноскандии: петрология и коровая эволюция // Петрология. 2019. Т. 27. № 1. С. 19–46.

Козлов Н.Е., Сорохтин Н.О., Глазнев В.Н. и др. Геология архея Балтийского щита. СПб.: Наука, 2006. 345 с.

Ларионова Ю.О., Самсонов А.В., Шатагин К.Н. Источники архейских санукитоидов (высоко-Мg субщелочных гранитоидов) Карельского кратона: Sm-Nd и Rb-Sr изотопно-геохимические данные // Петрология. 2007. Т. 15. № 6. С. 571–593.

Ранний докембрий Балтийского щита // Ред. В.А. Глебовицкий. СПб.: Наука, 2005. 711 с.

Светов С.А., Степанова А.В., Чаженгина С.Ю. и др. Прецизионный (ICP-MS, LA-ICP-MS) анализ состава горных пород и минералов: методика и оценка точности результатов на примере раннедокембрийских мафитовых комплексов // Тр. КарНЦ РАН. 2015. № 7. С. 173–192.

Самсонов А.В., Степанова А.В., Сальникова Е.Б. и др. Неоархейский плюм "Печенгского типа" в северной Фенноскандии: дайки 2680 млн лет в Мурманском кратоне // Материалы LI Тектонического совещания "Проблемы тектоники континентов и океанов". М.: ГЕОС, 29.01–02.02.2019. Т. 2. С. 216–220

Степанова А.В., Сальникова Е.Б., Самсонов А.В. и др. U-Pb геохронология раннедокембрийских базитов Кольско-Мурманской провинции Восточной Фенноскандии: дайковый "штрих-код" как основа палеоконтинентальных реконструкций // Материалы VII Российской конференции по изотопной геохронологии 5–7 июня 2018 г., М.: ИГЕМ РАН, 2018. С. 340–342.

Тычков Н.С., Похиленко Н.П., Кулигин С.С., Малыгина Е.В. Особенности состава и происхождения пиропов аномального состава из лерцолитов (свидетельства эволюции литосферной мантии Сибирской платформы) // Геология и геофизика. 2008. Т. 49. № 4. С. 302—318

Федотов Ж.А., Баянова Т.Б., Серов П.А. Пространственно-временные закономерности проявления дайкового магматизма Кольского региона // Геотектоника. 2012. № 6. С. 29–45.

*Airoldi G., Muirhead J.D., White J.D.L., Rowland J.* Emplacement of magma at shallow depth: Insights from field relationships at Allan Hills, south Victoria Land, East Antarctica // Antarct. Sci. 2011. V. 23. № 3. P. 281–296.

*Anderson D.L.* Large Igneous Provinces, Delamination, and Fertile Mantle // Elements. 2005. V. 1. № 5. P. 271–275.

*Asimow P.D., Ghiorso M.S.* Algorithmic Modifications Extending MELTS to Calculate Subsolidus Phase Relations // Amer. Mineral. 1998. V. 83. P. 1127–1131.

*Bell B., Butcher H.* On the emplacement of sill complexes: evidence from the Faroe-Shetland Basin // Geol. Soc. London, Spec. Publ. 2002. T. 197. № 1. C. 307–329.

Bogdanova S.V., Gorbatschev R., Garetsky R.G. Europe/ East European craton // Reference module in Earth systems and environmental sciences. Amsterdam: Elsiver, 2016. P. 1-18.

*Ciborowski T.J.R., Minifie M.J., Kerr A.C. et al.* A mantle plume origin for the Palaeoproterozoic Circum-Superior Large Igneous Province // Precambrian Res. 2017. V. 294. P. 189–213.

*Coetzee A., Kisters A.F.M.* Dyke-sill relationships in Karoo dolerites as indicators of propagation and emplacement processes of mafic magmas in the shallow crust // J. Struct. Geol. 2017. V. 97. P. 172–188.

*Daly J.S., Balagansky V.V., Timmerman M.J., Whitehouse M.J.* The Lapland-Kola orogen: Palaeoproterozoic collision and accretion of the northern Fennoscandian lithosphere // Geol. Soc. London, Mem. 2006. V. 32. № 1. P. 579–598.

*Egorova V., Latypov R.* Mafic-ultramafic sills: new insights from M- and S-shaped mineral and whole-rock compositional profiles // J. Petrol. 2013. V. 54. № 10. P. 2155–2191.

*Elliot D.H., Fleming T.H.* Weddell triple junction: The principal focus of Ferrar and Karoo magmatism during initial breakup of Gondwana // Geology. 2000. № 28. P. 539–542.

*Ernst R.E.* Large Igneous Provinces. Cambridge: Cambridge University Press, 2014. 653 p.

*French J.E., Heaman L.M., Chack, T., Srivastava R.K.* 1891–1883 Ma Southern Bastar-Cuddapah mafic igneous events, India: a newly recognized large igneous province // Precambrian Res. 2008. V. 160. P. 308–322.

*Galerne C.Y., Neumann E.R., Aarnes I., Planke S.* Magmatic differentiation processes in saucer-shaped sills: evidence from the Golden Valley Sill in the Karoo Basin, South Africa // Geosphere. 2010. V. 6. P. 163–188.

*Gibb F.G.F., Henderson M.B.* Convection and crystal settling in sills // Contrib. Mineral. Petrol. 1992. V. 109. № 4. P. 538–545.

*Ghiorso M.S., Sack R.O.* Chemical mass-transfer in magmatic processes IV. A revised and internally consistent thermodynamic model for the interpolation and extrapolation of liquid-solid equilibria in magmatic systems at elevatedtemperatures and pressures // Contrib. Mineral. Petrol. 1995. V. 119. No 2–3. P. 197–212.

*Herzberg C.T., Asimow P.D.* PRIMELT3 MEGA.XLSM software for primary magma calculation: Peridotite primary magma MgO contents from the liquidus to the solidus // Geochem. Geophys. Geosyst. 2015. V. 16. P. 563–578.

*Hölttä P., Balagansky V.V., Garde A.A. et al.* Archean of Greenland and Fennoscandia // Episodes. 2008. V. 31.  $N_{\odot}$  1. P. 13–19.

*Howarth G.H., Barry P.H., Pernet-Fisher J.F. et al.* Superplume metasomatism: Evidence from Siberian mantle xenoliths // Lithos. 2014. V. 184–187. P. 209–224.

*Kerr A.C.* Oceanic Plateaus // Treastise on Geochemistry. 2003. P. 537–565.

*Knesel K.M., Davidson J.P.* Sr isotope systematics during melt generation by intrusion of basalt into continental crust // Contrib. Mineral. Petrol. 1999. V. 136. P. 285–295.

*Kukkonen I.T., Kuusisto M., Lehtonen M., Peltonen P.* Delamination of eclogitized lower crust: Control on the crust– mantle boundary in the central Fennoscandian shield // Tectonophysics. 2008. V. 457. № 3–4. P. 111–127.

*Lahtinen R., Garde A.A., Melezhik V.A.* Paleoproterozoic evolution of Fennoscandia and Greenland // Episodes. 2008. V. 31. P. 20–28.

*Lahtinen R., Huhma H.* A revised geodynamic model for the Lapland-Kola Orogen // Precambrian Res. 2019. V. 330. P. 1–19.

*Latypov R.M.* The Origin of basic-ultrabasic sills with S-, D-, and I-shaped compositional profiles by in situ crystallization of a single input of phenocryst-poor parental magma // J. Petrol. 2003. V. 44.  $\mathbb{N}$  9. P. 1619–1656.

*Leat P.T.* On the long-distance transport of Ferrar magmas service on the long-distance transport of Ferrar magmas // Geol. Soc. London, Spec. Publ. 2008. V. 302. P. 45–61.

*Lustrino M.* How the delamination and detachment of lower crust can influence basaltic magmatism // Earth Sci. Rev. 2005. V. 72.  $\mathbb{N}$  1–2. P. 21–38.

*Lockus R.R.* A precise olivine-augite Mg-Fe-exchange geothermometer // Contrib. Mineral. Petrol. 1996. V. 125. P. 140–150.

*Magee C., Muirhead J.D., Karvelas A. et al.* Lateral magma flow in mafic sill complexes // Geosphere. 2016. V. 12. № 3. P. 809–841.

*Marsh B.D.* Solidification fronts and magmatic evolution // Mineral. Mag. 1996. V. 60. P. 5–40.

*Melezhik V.A., Hanski E.J.* The Early Palaeoproterozoic of Fennoscandia: Geological and tectonic settings // Reading the archive of Earth's oxygenation. Eds. V.A. Melezhik et al. Frontiers in Earth Sciences. Berlin, Heidelberg: Springer Berlin Heidelberg, 2013. P. 33–38.

*Menand T.* Physical controls and depth of emplacement of igneous bodies: A review // Tectonophysics. 2011. V. 500. P. 11–19

*Minifie M.J., Kerr A.C., Erns R.E. et al.* The northern and southern sections of the western ca. 1880Ma Circum-Superior Large Igneous Province, North America: The Pickle Crow dyke connection? // Lithos. 2013. V. 174. P. 217–235.

*Neumann E.-R., Svensen H., Tegner C. et al.* Sill and lava geochemistry of the mid-Norway and NE Greenland conjugate margins // Geochem. Geophys. Geosystems. 2013. V. 14. P. 3666–3690.

*Olsson J.R., Klausen M.B., Hamilton M.A. et al.* Baddeleyite U-Pb ages and geochemistry of the 1875–1835 Ma Black Hills Dyke Swarm across north-eastern South Africa: part of a trans-Kalahari Craton back-arc setting? // GFF. 2016. V. 138. № 1. P. 183–202.

*Pollard D.D., Johnson A.M.* Mechanics of growth of some laccolithic intrusions in the Henry Mountains, Utah, II. Bending and failure of overburden layers and sill formation // Tectonophysics 1973. V.18. P. 311–354.

*Smith P.M., Asimow P.D.* Adiabat\_1ph: A new public frontend to the MELTS, pMELTS, and pHMELTS models // Geochem. Geophys. Geosystems. 2005. № 6, art. no. Q02004.

*Stark J.C., Wang X.-C., Denyszynd S.W. et al.* Newly identified 1.89 Ga mafic dyke swarm in the Archean Yilgarn Craton, Western Australia suggests a connection with India // Precambrian Res. 2019. V. 329. P. 156–169.

*Veselovskiy R.V., Samsonov A.V., Stepanova A.V. et al.* 1.86 Ga key paleomagnetic pole from the Murmansk craton intrusions, NE Fennoscandia: multidisciplinary approach and paleotectonic applications // Precambrian Res. 2019. V. 324. P. 126–145.

Stephens T.L., Walker R.J., Healy D. et al. Igneous sills record far-field and near-field stress interactions during vol-

cano construction: Isle of Mull, Scotland // Earth Planet. Sci. Lett. 2017. V. 478. P. 159–174.

*Thirlwall M.F.* Long-term reproducibility of multicollector Sr and Nd isotope ratio analysis // Chem. Geol. 1991. V. 94.  $\mathbb{N}$  2. P. 85–104.

*Walker R.J.* Controls on transgressive sill growth // Geology. 2016. V. 44. № 2. P. 99–102.

*Walker R.J., Healy D., Kawanzaruwa T.M. et al.* Igneous sills as a record of horizontal shortening: The San Rafael subvolcanic field, Utah // Bull. Geol. Soc. Amer. 2017. V. 129.  $N_{9}$  9–10. P. 1052–1070.

*Wedepohl K.H., Hartmann G.* The composition of the primitive upper earth's mantle // Kimberlites, related rocks and mantle xenoliths. Eds. *H.O.A. Meyer, O.H. Leonardos*, Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais. 1994. P. 486–495.

# 1860 Ma I-Type Mafic Sills in the Murmansk Craton, Eastern Fennoscandia: Petrology and Tectonic Setting of Intraplate Mafic Events during Nuna Assembly

A. V. Stepanova<sup>1, #</sup>, A. V. Samsonov<sup>2</sup>, Yu. O. Larionova<sup>2</sup>, S. V. Egorova<sup>1</sup>, A. A. Arzamastsev<sup>3</sup>,
E. B. Salnikova<sup>3</sup>, R. V. Veselovskiy<sup>4</sup>, K. G. Erofeeva<sup>4</sup>, and M. V. Stifeeva<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Institute of the Geology Karelian Research Centre, Russian Academy of Sciences, Petrozavodsk, Karelia, 185910 Russia

<sup>2</sup>Institute of the Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy, and Geochemistry, Russian Academy of Sciences, Moscow, 119017 Russia

<sup>3</sup>Institute of Precambrian Geology and Geochronology, Russian Academy of Sciences, St. Petersburg, 199034 Russia

<sup>4</sup>The Schmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, Moscow, 123995 Russia

*<sup>#</sup>e-mail: stepanov@krc.karelia.ru* 

Mafic sills of age 1860 Ma that are widespread in the eastern part of the Murmansk Craton comprise homogenous medium-grained poikilitic dolerites with no signs of magmatic lavering and rare gabbro-pegmatite schlieren. Minor variations in mineral and chemical composition of the rocks allow us to consider the mafic sills as an I-type. Studied sills are close to N-MORB in major-element composition but significantly differ in trace element characteristics. Low concentrations of Cr and Ni in dolerites together with intermediate MgO contents indicate high degrees of fractional crystallization. Combining with low content of HREE and HFSE suggests a high-Mg composition of primary melts. The absence of phenocrysts in the chilled dolerites indicates a phenocryst-free character of injected magmas and reduces the importance of mineralogical criteria for the evaluation of crystallization parameters in the intermediate magma chambers. The isotopic composition of Nd and Sr of rocks and minerals suggests that crustal contamination included several stages. The first, most valuable and voluminous (up to 10%) stage was related to contamination by Archean tonalites in the middle crust chambers. It caused negative  $\varepsilon_{Nd}$  values and radiogenic Sr isotopic composition of (Sr<sub>i</sub> = 0.702-0.704) in dolerites. The second stage included contamination by upper-crustal material during a flow of melts along gentle dipping faults is determined by the wide variations of Sr-Nd isotopic composition in rocks and minerals. The third stage could be related to the involving of fluid enriched in <sup>87</sup>Sr that indicated by a sharp increase of Sr<sub>i</sub> (up to 0.708) with constant Nd isotopic composition in gabbro-pegmatites. Such fluid could be formed via dehydration of biotite caused by heating of host granites by a large volume of emplaced mafic melts. The geochemical and isotopic characteristics of studied sills are in agreement with alphaMELTs 1.9 and PRIMELT3 MEGA modelling results. They suggest that high-Mg (komatiitic) primary melts could be formed via high degrees of DM-type mantle source melting caused by mantle plume arising. The subsequent crustal contamination and fractional crystallization occur in the middle-crustal magma chambers. A fast rise of melts to the upper crust caused early phenocrysts dissolution and aphyric character of magmas. The age, volume and petrogenetic characteristics of studied dolerites and comparison with coeval mafic rocks in the Superior Craton suggest that I-type mafic sills in the Murmansk Craton could be formed on the peripheries of the Circum Superior large igneous province. It also suggests that at 1860 Ma Murmansk Craton of the Fennoscandian Shield and Superior Craton of the Canadian Shield were joined into a single consolidated lithospheric block that could be considered as an early consolidated core of the Nuna supercontinent.

Keyword: the Paleoproterozoic, I-type mafic sills, magmatic layering, Fennoscandian Shield

УДК 553.212:548.4

# ЭВОЛЮЦИЯ СОСТАВА ФТОРИДНО-КАЛЬЦИЕВОГО РАСПЛАВА ПО ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫМ ДАННЫМ И ПРОЦЕССЫ ОБРАЗОВАНИЯ ФЛЮОРИТА В РИОЛИТАХ

© 2020 г. И.С. Перетяжко<sup>а, \*</sup>, Е.А. Савина<sup>а</sup>, Н.И. Сук<sup>b</sup>, А. Р. Котельников<sup>b</sup>, А. Н. Сапожников<sup>a</sup>, Р. Ю. Шендрик<sup>a</sup>

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

<sup>b</sup>Институт экспериментальной минералогии им. акад. Д.С. Коржинского РАН, ул. Академика Осипьяна, 4, Черноголовка, Московская обл., 142432 Россия

\*e-mail: pgmigor@mail.ru

Поступила в редакцию 28.06.2019 г. После доработки 21.09.2019 г. Принята к публикации 27.09.2019 г.

Выполнены опыты по плавлению обогашенных флюоритом риолитов Нилгинской депрессии (Центральная Монголия). Получен фторидно-кальциевый (F-Ca) расплав в широком интервале P-T параметров (1250-750°С, 5.5-1 кбар). Фторидно-силикатная жидкостная несмесимость наблюдалась при содержаниях в исходной системе F > 2.5 мас. % и CaO > 5.3 мас. %. С ростом температуры и давления происходило значительное увеличение концентраций REE, Y, Sr, P, Th, U, Nb, Co, Cu, Sn, Sb и Mo в F-Ca расплаве. Особенности коэффициентов распределения D<sub>REE</sub> между F-Ca и силикатным расплавом могут привести к образованию тетрад-эффектов М-типа для первой, третьей и четвертой тетрад в нормированных к хондриту спектрах REE силикатного расплава. F-Ca расплав существовал до субсолидусных температур риолитового расплава. Ни одна из моделей магматической кристаллизации флюорита в гаплогранитных расплавах либо субсолидусной постмагматической и гидротермальной флюоритизации не объясняет происхождение обогащенных флюоритом риолитов. Предполагается, что эти породы формировались из магмы, содержащей эмульсию риолитового и F-Ca расплавов. Следствием фторидно-силикатной жидкостной несмесимости было перераспределение элементов-примесей (REE, Y, Sr, P, Zr, Hf, Ta, Nb, Sc, Li, Be и Rb) между расплавами. При формировании матрикса пород происходила дегазация риолитового расплава. Совокупная вязкость микроэмульсии расплавов с флюидными пузырями была сопоставима с вязкостью жидкости. В результате закаливания F-Ca расплава образовалась F-Са фаза, состоящая из микронных обособлений флюорита, а после стеклования риолитового расплава формировались кварц-санидиновые симплектиты. Для F-Ca фазы характерны повышенные концентрации O, Sr, LREE, Y, Si, иногда Sc, P и Al. Изоморфное замещение  $O^{2-} \rightarrow F^-$  в структуре флюорита привело к появлению агрегатов кислород-вакансионных центров, которые под воздействием лазера вызывают люминесцентное свечение F-Ca фазы в матриксе пород. Большие вариации содержаний REE, Y, Sr, Th, Nb, Ta, Zr и Hf в F-Ca фазе связаны с ее изменениями под воздействием флюида, который выделялся при дегазации риолитового расплава. Зерна флюорита микронных размеров в F-Ca фазе при взаимодействии с флюидом постепенно очишались от примесных элементов (кроме Sr) и формировали более крупные по рентгеновским свойствам кристаллические выделения. Предполагается метастабильное переохлажденное состояние кислородсодержащего F-Са расплава в окислительных условиях при извержении риолитовой магмы. Это противоречит полученным ранее экспериментальным данным, по которым в насыщенных CaF<sub>2</sub> и H<sub>2</sub>O гаплогранитных расплавах при температуре <950°C и давлении 1-2 кбар должен кристаллизоваться флюорит. На примере риолитов показано, что флюорит и сопутствующая ему рудная минерализация (минералы группы монацита, церианит) формировались из F-Ca pacплава с повышенными концентрациями REE и Y. Во многих изверженных породах и рудах магматического происхождения флюорит может быть продуктом преобразования F-Ca расплава.

*Ключевые слова:* плавление риолитов, фторидно-кальциевый (F-Ca) расплав, F-Ca фаза, фторидносиликатная жидкостная несмесимость, флюорит, Нилгинская депрессия, Монголия

DOI: 10.31857/S086959032003005X

#### введение

Ранее были представлены первые результаты изучения обогащенных флюоритом трахириолитов (риолитов)<sup>1</sup> Нилгинской депрессии в Центральной Монголии (Перетяжко и лр., 2018а). Ни одна из существующих моделей магматической кристаллизации флюорита в гаплогранитных расплавах либо субсолидусной постмагматической и гидротермальной флюоритизации (см. обзор в Dolejš, Zajacz, 2018) не объясняет происхождение этих пород. Как показали наши исследования, риолиты образовались из магмы, в которой находилась смесь фторидно-кальциевого (F-Ca) и риолитового расплавов до стадии формирования матрикса пород. Это противоречит экспериментальным данным, по которым в насыщенных CaF<sub>2</sub> и Н<sub>2</sub>О гаплогранитных системах должен кристаллизоваться флюорит и не наблюдались явления фторидно-силикатной жилкостной несмесимости (Webster et al., 1987; Price et al., 1999; Scaillet, Macdonald, 2004; Dolejš, Baker, 2006; Webster, Rebbert, 1998; Lukkari, Holtz, 2007).

В настоящей работе приводятся результаты экспериментов по плавлению флюоритсодержащих риолитов, которые позволили получить F-Ca расплав в широком интервале *Р*-*Т* параметров. Методом локального LA-ICP-MC анализа определены содержания примесных элементов в реликтах F-Ca расплава и в силикатных стеклах. Эти данные использовались для реконструкции условий образования и определения особенностей эволюции состава F-Ca расплава в риолитовой магме. Обсуждаются результаты рентгенофазового анализа риолитов, LA-ICP-MS анализа, ИК-Фурье, КР-спектрометрии и конфокальной лазерной люминесценции F-Са фазы (реликта F-Са расплава), СЭМ ЭДС и LA-ICP-MS анализы F-Ca фазы и стекол во включениях. Изучение реликтов F-Ca расплава в матриксе пород и во включениях показало, что явления фторидно-силикатной несмесимости происходили на разных этапах магматической эволюции – от роста вкрапленников минералов в риолитовом расплаве до его стеклования при субсолидусных температурах. Обсуждаются причины высокой подвижности и низкой вязкости смеси расплавов с флюидными пузырями на стадии излияния магмы и процессы образования флюорита в результате изменений F-Ca фазы, вызванных воздействием флюида на матрикс пород.

# МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Плавление риолитов проводили на установке высокого газового давления с внешним нагревом и холодным затвором в ИЭМ РАН (г. Черноголовка). Температура измерялась с точностью ±5°С, а давление ±50 бар. Схема экспериментальной установки описана в (Граменицкий и др., 2000). Эксперименты проводили с шихтой из порошков пород массой от 50 до 75 мг в присутствии 10 мас. %  $H_2O_2$ , либо 10% раствора  $H_2O_2$  в герметично заваренных платиновых ампулах диаметром 3 или 5 мм, длиной 25-50 мм и толщиной стенок 0.1 мм. Эксперименты считались успешно выполненными, если разница массы ампул до и после опыта не превышала 0.003 г. Летучесть кислорода в опытах с добавлением H<sub>2</sub>O соответствовала буферу Ni-NiO. Эксперименты с добавлением раствора  $H_2O_2$ выполняли для создания более окислительных условий по отношению к буферу Ni-NiO. Образованная в ходе экспериментов флюидная фаза не изучалась.

Валовый состав пород определяли в ЦКП Изотопно-геохимических исследований ИГХ СО РАН (г. Иркутск) ренгенофлюоресцентным методом на многоканальном рентгеновском спектрометре СРМ-25. Микроэлементный анализ пород проводили методом масс-спектрометрии с индуктивносвязанной плазмой (ICP-MS) на квадрупольном масс-спектрометре NexION 300D (применяли открытое кислотное разложение проб, аналитик – Л.С. Таусон).

Для анализа минералов, фаз и стекол методом сканирующей электронной микроскопии и энерго-дисперсионной спектрометрии (СЭМ ЭДС) использовали электронный микроскоп MIRA-3 LMU с системой микроанализа INCA Energy 450 (г. Новосибирск, ИГМ СО РАН, Аналитический центр многоэлементных и изотопных исследований, аналитик - Н.С. Карманов). Анализы проводили при следующих параметрах: 20 кВ, 1.5 нА и 20 с. Для данных условий анализа предел обнаружения содержаний элементов составил 0.1-0.3 мас. % (Лаврентьев и др., 2015). Составы фаз определяли в режиме сканирования прямоугольных участков площадью более 10 мкм<sup>2</sup>, что позволило снизить потери шелочных элементов и уменьшить влияние на точность анализа микрорельефа полированных поверхностей образцов пород. При анализе фторидных фаз концентрацию кислорода определяли путем измерения его аналитического сигнала и вычисления соответствующих матричных поправок.

Элементы-примеси в матриксе пород и во включениях из кварца определяли методом ICP-MS с лазерной абляцией (LA-ICP-MS) на масс-спектрометре NexION 300D с платформой NWR-213, оборудованной твердотельным лазером Nd:YAG 213 нм (ИГХ СО РАН). В качестве первичного стандарта использовалось стекло NIST-610; внутренними стандартами были содержания SiO<sub>2</sub>, Ca и F в фазах, определенные методом СЭМ ЭДС.

Данные порошковой рентгеновской дифракции для пород и минералов были получены на дифрактометре Bruker D8 ADVANCE (ИГХ СО

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> В дальнейшем трахириолиты будем называть риолитами по международной TAS-классификации вулканических пород.

РАН). Экспериментальные условия: СиК $\alpha$  источник излучения, 40 кВ, 40 мА, диапазон 3°-70° 2 $\theta$ , время экспозиции 1 с, пошаговый режим съемки 0.02° 2 $\theta$ .

Катодолюминесцентное изучение фенокристов кварца и матрикса пород проводили на электронном микроскопе LEO 1430VP с детектором CENTAURUS при энергии пучка 20 кэВ (ИГМ CO PAH, аналитик – М.В. Хлестов). Спектры комбинационного рассеяния (КР) минералов и фаз получили на конфокальном спектрометре Horiba Jobin Yvon LabRam HR800, применяя лазер 532 нм Nd:YAG (50 мВ) и детектор Horiba Scientific Symphony II CCD (ИГМ CO PAH). Для съемки КР-спектров использовали оптический поляризационный микроскоп Olympus BX-41 с объективом 100× и диафрагмой 50–100 мкм.

Спектры поглощения порошков пород измеряли в инфракрасной области с помощью ИК-Фурье спектрометра FT-801, Simex (ИГХ СО РАН). Изучение люминесценции матрикса флюоритсодержащих пород при возбуждении лазером проводили на конфокальном сканирующем флюоресцентном микроскопе с временным разрешением MicroTime 200, PicoQuant в Иркутском филиале Института лазерной физики СО РАН (аналитик – А.А. Ракевич).

Кристаллохимические формулы минералов рассчитывали в программном комплексе CRYSTAL (Перетяжко, 1996). Для оценок условий кристаллизации оксидов Fe и Ti использовали термо- и оксибарометр (Ghiorso, Evans, 2008). Реологические свойства силикатных расплавов получили методом, описанном в (Giordano et al., 2008).

### ПОРОДЫ ФЛЮОРИТОВОЙ ГОРКИ

Геохимические, минералогические и изотопные характеристики рифтогенных вулканических пород трахибазальт-трахит-трахириолитовой серии дзунбаинской свиты раннего мела в Нилгинской депрессии (Центральная Монголия) описаны в (Перетяжко, Савина, 2014; Перетяжко и др., 2014, 2018б). Обогашенные флюоритом до 30–36 мас. % риолиты обнаружены на участке площадью ~0.5 км<sup>2</sup> небольшого холма, названного флюоритовой горкой (Перетяжко и др., 2018а). Здесь встречаются окрашенные в разные оттенки сиреневого цвета риолиты, содержащие агрегаты флюорита из зерен субмикронных-микронных размеров и более крупных выделений, которые мы называем F-Са фазой. Ниже приводится описание нескольких образцов пород, которые использовались для экспериментального изучения. Составы образцов представлены в табл. 1.

Риолит в обр. MN-1247 — флюидальная порфировая порода (рис. 1а). Вкрапленники дымчатого кварца и бесцветного полупрозрачного санидина размером до 2–4 мм занимают около 10 об. %. Для санидина характерны идиоморфные кристаллы. Фельзитовый матрикс и флюидальные прослои сложены микросрастаниями (сим-

Таблица 1. Составы пород флюоритовой горки

raomiqu II	COCTUDDI II	ород флюо	philoboli io	piùi
Компо-	MN-1247	MN-1120	MN-1260	MN-1354
ненты	1	2	3	4
SiO <sub>2</sub>	74.86	71.12	49.48	48.86
$TiO_2$	0.21	0.19	0.14	0.15
$Al_2 \tilde{O}_3$	11.74	10.99	8.37	7.96
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.70	0.67	0.67	0.34
FeO	0.63	0.80	0.97	0.30
MnO	0.05	0.06	0.07	0.06
MgO	0.05	0.03	0.03	0.03
CaO	1.21	5.00	22.33	25.68
$Na_2O$	3.60	3.46	2.63	2.59
$K_2O$	5.10	4.75	3.72	3.56
$P_2O_5$	0.03	0.03	0.09	0.05
F	0.58	2.45	14.70	15.00
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1.47	1.36	1.23	0.90
$H_2O^-$	0.11	0.21	0.15	0.09
CO <sub>2</sub>	< 0.05	< 0.05	0.17	0.17
Сумма	101.76	101.75	99.97	100.44
Li	43	30	33	28
Be	7.5	7.2	5.4	4.9
KD	230	212	1/9	144
Ba	33	39	33	19
Sr	29	178	726	976
Zr	211	172	144	104
Hf	7.8	5.9	5.8	4.4
Ta	3.0	2.4	2.1	1.5
Nb	50	45	38	28
SC V	5.5 5.9	1.8	2.4	1.4
, Cr	5.1	21	12	8.5
Co	0.68	0.78	2.3	0.25
Ni	2.5	4.7	17	1.0
Cu	5.3	6.5	10	0.9
Zn	55	50	39	35
Ga	22	18	17	12
Ge	2.7	1.9	1.3	0.72
Sn	3.8	4.2	13	2.0
Sb	0.90	1.1	0.60	0.31
W	1.5	2.3	5.3	3.2
Pb	33	29	25	26
U	3.2	3.0	3.2	4.0
Th	24	18	17	16
II Di	0.51	0.32	0.42	0.37
DI V	0.10 42	26	32	22
La	74	20 45	47	41
Ce	129	81	89	75
Pr	16	8.1	8.8	7.7
Nd	50	26	28	24
Sm	8.1	4.1	4.6	3.7
Eu	0.74	0.30	0.34	0.23
Gd	8.5	4.8	5.4	3.2
10 Dv	1.13	0.52	0.72	0.49
Бу Но	0.2	5.4 0.71	4.1 0 0/	5.1 0.60
Er	3.8	2.2	3.0	2.2
Tm	0.61	0.36	0.46	0.34
Yb	4.1	2.5	3.1	2.4
Lu	0.58	0.38	0.49	0.37

Примечание. Петрогенные оксиды (мас. %), элементы-примеси (ppm), сумма с поправкой на фтор, пробел – нет данных. (1) риолит без видимого флюорита, (2–4) обогащенные флюоритом риолиты.



Рис. 1. Породы флюоритовой горки (полированные образцы).

(а) Флюидальный риолит, обр. MN-1247 (табл. 1, ан. 1). (б) Флюоритсодержащий риолит, обр. MN-1120 (табл. 1, ан. 2). (в, г) Обогащенные флюоритом риолиты с сиреневым окрашиванием разной интенсивности флюоритовых выделений: (в) обр. MN-1260 (табл. 1, ан. 3), (г) обр. MN-1354 (табл. 1, ан. 4). F-Ca — фторидно-кальциевая фаза без разделения на генерации, *Qz* – кварц, *San* – санидин, *Qz*-San – кварц-санидиновый симплектит, Ti-*Mag* – титаномагнетит.

плектитами) санидина и кварца. Санидин в крупных вкрапленниках и в обособлениях микронных размеров из симплектитов содержит 7-11 мас. % K<sub>2</sub>O и 3-5 мас. % Na<sub>2</sub>O, что соответствует 35-60% минала *Ab*. На порошковых диффрактограммах таких вкрапленников кроме пика ( $\overline{2}01$ ) (K-Na)санидина с примерно равным количеством К и Na присутствуют пики ( $\overline{2}01$ ) К-санидина и альбита, что свидетельствует о частичном распаде твердого раствора полевого шпата на натриевую (альбитовую) и калиевую фазы. Субмикронный размер фаз не позволяет их диагностировать на уровне разрешающей способности метода СЭМ ЭДС (<0.1 мкм). Для матрикса характерны редкие сростки титаномагнетита с ферро-ильменитом, зерна и кристаллы ферро-ильменита (до 0.5 мм), содержащего 25-45% гематита. Наибольшее количество титаномагнетита и ферро-ильменита образуют зерна размером <0.1 мм. равномерно рассеянные в матриксе. Среди них преобладает титаномагнетит (6—8 мас. %  $TiO_2$ ), частично замещенный гематитом. Оксиды Fe и Ti имеют примеси MnO (2–2.5 мас. %) и MgO (0.3–0.7 мас. %). Титаномагнетит содержит до 1 мас. % ZnO, а ферро-ильменит до 1.5 мас. % Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub>. Иногда встречаются крупные (до 1 мм) выделения обогащенного фтором флогопит-аннита. Акцессорные минералы – циркон и монацит-Се.

Флюоритсодержащие риолиты представлены обр. MN-1120, MN-1260 и MN-1354. В образце MN-1120 находятся тонкие (1–3 мм) изогнутые прослои F-Ca фазы (рис. 16). По внешнему виду эта порода не отличается от флюидальных риолитов. В образцах MN-1260 и MN-1354 (рис. 1в, 1г) интерстиции между выделениями кварц-санидиновых симплектитов, редкими вкрапленниками кварца и санидина заполняет F-Ca фаза, количество которой достигает 40–50 об. %. Для нее ха-

ПЕТРОЛОГИЯ том 28 № 3 2020

оттенки сиреневого цвета. Иногда встречаются кристаллические выделения бледно-сиреневого флюорита размером до 0.3 мм в микрокавернах. Крупные вкрапленники санидина содержат 40-65% Ав. На их дифрактограммах обнаружены пики ( $\overline{2}01$ ) альбита и К-санидина. Отсутствие пика (201) (K-Na)-санидина является следствием полного распада твердого раствора полевого шпата на калиевую и натриевую фазы. Полевой шпат из кварц-санидиновых симплектитов и идиоморфных зерен, находящихся в F-Ca фазе, имеет большие вариации *Ab* (15–70%). Неоднородный по К и Na состав идиоморфных зерен связан с их микроблочным строением и субмикронными выделениями альбита. Встречаются крупные (1–2 мм) вкрапленники флогопит-аннита с большими вариациями концентраций FeO (4-25 мас. %), MgO (12-22 мас. %) и F (5-8 мас. %), редкие мелкие (20-30 мкм) выделения фтор-флогопита, а также кристаллы ферро-ильменита и сростки ферро-ильменита с титаномагнетитом. Титаномагнетит содержит 2–5 мас. % TiO<sub>2</sub> и примесь MnO (3–6 мас.  $\Re$ ). Титаномагнетит частично либо полностью замещен гематитом. Ферро-ильменит содержит 25-40% гематита, примеси MnO (3-4 мас. %), MgO (0.2-0.7 мас. %) и Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub> (до 3.6 мас. %). В обособлениях F-Ca фазы часто встречаются зерна (10-40 мкм) Аs-содержащих минералов группы монацита, иногда в виде включений во вкрапленниках ферро-ильменита и в сростках с церианитом, чевкинитом и фторапатитом, а также микролиты циркона. Большинство анализов минералов группы монацита соответствует Аs-содержащему монациту-La (Перетяжко и др., 2018а). Гаспраит-Се обнаружен в обр. MN-1120, а в обр. MN-1247 встречается гаспарит-La. Циркон имеет примесь 1.6–2.1 мас. % HfO<sub>2</sub>; краевая зона в некоторых микролитах обо-

рактерно неоднородное окрашивание в разные

гащена Ce<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (1.5–2 мас. %), ThO<sub>2</sub> (0.5–0.8 мас. %) и UO<sub>2</sub> (0.6–1 мас. %).

#### Текстурные особенности F-Са фазы

Во флюидальных разновидностях обогащенных флюоритом риолитов на макро- и микроуровнях наблюдается чередование слоев F-Ca фазы и кварцсанидиновых симплектитов, которые иногда "обтекают" крупные вкрапленники и обломки зерен минералов (рис. 16, 2а, 2б). Встречаются сферулы и изометричные выделения, состоящие из прослоев кварц-санидиновых симплектитов и F-Ca фазы (рис. 2в). В брекчированных участках пород F-Ca фаза цементирует обломки риолитов и раздробленные зерна минералов (рис. 2г). По петрографическим наблюдениям, данным СЭМ ЭДС и катодолюминесценции выделяется несколько генераций F-Ca фазы. Визуально на макроуровне ранняя F-Ca фаза обычно не окрашена, а поздняя имеет разные оттенки сиреневого цвета (рис. 1). На изображениях в обратно-рассеянных электронах (BSE) видно, что более ранняя F-Ca фаза находится между выделениями кварц-санидиновых симлектитов, а поздняя имеет секущее относительно нее положение и часто содержит идиоморфные зерна кварца, санидина, иногда обломки этих минералов и матрикса пород (рис. 26, 2г, 2д). В интерстициях между микролитами минералов F-Са фаза на BSE-изображениях часто имеет неоднородное пятнистое строение (рис. 2д). На КЛ-изображениях более поздняя раскристаллизованная F-Ca фаза состоит из агрегатов зональных кристаллов флюорита октаэдрического и куб-октаэдрического габитуса размером 10-80 мкм (рис. 2е).

#### Состав F-Са фазы в матриксе риолитов

По данным СЭМ ЭДС, F-Са фаза имеет соотношение Са и F, близкое к флюориту, но в ней обнаружены примеси O, Sr, Y, Si, иногда Sc, La, Nd, P и Al (табл. 2). С увеличением концентрации примесных элементов в F-Са фазе снижается F от 48 до 42 мас. %. Раскристаллизованная F-Са фаза содержит минимальное количество примесей и часто соответствует флюориту идеального стехиометрического состава.

В образцах риолитов сиреневого цвета (обр. MN-1354 и др.) среди крупных выделений F-Ca фазы встречаются глобулы размером 20–70 мкм (рис. 3а, 3б), имеющие необычный состав: повышенные содержания O (до 5.7 мас. %), Y (0.7–1.2 мас. %), La (0.7–1.5 мас. %), Ce (0.7–1.1 мас. %), Nd (0.7–1.4 мас. %), Sc (0.3-0.6 мас. %), иногда Pr (0.4–0.7 мас. %) (табл. 2, ан. 6, 8). В F-Ca глобулах находятся многочисленные субмикронные включения (<0.2 мкм), где возрастают содержания LREE и O. Некоторые включения имеют высокие концентрации Ce, Th и могут быть церианитом. Вкрапленники Th- и U-содержащего церианита

размером до 5–10 мкм иногда встречаются вблизи глобул (рис. 36). Как правило, F-Са глобулы имеют кайму в несколько микрон, где содержание О возрастает до 5–10 мас. % (рис. 3а, 36). Повышение концентрации О в глобулах не коррелирует с концентрациями LREE, Y, Si, Sc и не связано с кристаллическими включениями.

В образце MN-1260 методом LA-ICP-MS опрелелен состав F-Ca фазы на однородных в отраженном свете участках размером 1-3 мм, предварительно изученных методом СЭМ ЭДС. Присутствие минералов матрикса в областях абляции лазером диаметром 50 мкм на глубину до 30 мкм от поверхности образца не позволило получить состав чистой F-Са фазы в большинстве LA-ICP-MS анализов. Для опрелеления концентраций элементов в смеси F-Ca фазы и матрикса применяли следующую процедуру расчетов: (1) по содержанию Са, полученному относительно стандарта NIST-610, и отношению Ca/F в F-Ca фазе из данных СЭМ ЭДС рассчитывали концентрацию фтора (предполагали, что весь Ca и F содержится в F-Ca фазе): (2) содержание внутреннего стандарта SiO<sub>2</sub> выбирали таковым, чтобы сумма концентраций SiO<sub>2</sub>, TiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, FeO, MnO, MgO, CaO, Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O и P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, рассчитанных относительно стандарта NIST-610, с поправкой на фтор была  $100 \pm 1$  мас. %.

В таблице 3 представлены La-ICP-MS анализы областей матрикса с наибольшим количеством F-Ca фазы в обр. MN-1260. На рисунке 4 показаны нормированные к хондриту спектры распределения REE и Y, а также спайдер-диаграмма значений, нормированных на состав примитивной мантии. Концентрации примесных элементов (REE, Sr, Rb, Rb, Th, Nb, Ta, Pb, Zr, Hf) в смесях фаз изменяются значительно. Анализы были разделены на три группы по среднему уровню концентраций REE и форме нормированных к хондриту спектров REE и Y. В первую группу вошли анализы, где в спектрах наблюдается минимум Се и обнаружены наиболее высокие средние концентрации REE относительно состава породы (рис. 4а). Концентрации REE в анализах не зависят от количества CaF<sub>2</sub> в матриксе, которое изменяется от 48 до 100 мас. % (табл. 3). Так, наиболее высокие содержания REE определены в матриксе с 57 мас. % CaF<sub>2</sub>, а минимальные – в чистых областях F-Ca фазы (93 и 100 мас. % CaF<sub>2</sub>). Во второй группе анализов матрикса (61–100 мас. % CaF<sub>2</sub>) средний уровень концентраций REE ниже, чем в породе, проявлен Ү-максимум и нет Се-минимума. Для первой и второй групп анализов характерна большая дисперсия содержаний Cs, Rb, Ba, Th, U, Nb, Ta, Pb, Sr, Zr, Hf (рис. 4б). К третьей группе отнесены анализы флюорита в микрозернах из каверн матрикса с минимальными содержаниями REE, Y и других элементов. Количество Sr (1400-2400 ppm) в F-Ca фазе в 2–3 выше, чем в породе (726 ppm).





(а) Флюидальные прослои F-Ca фазы и кварц-санидиновых симплектитов, стрелка указывает на реликтовую F-Ca глобулу, обр. MN-1355. (б) Поздняя генерация F-Ca фазы заполняет трещины в крупном выделении санидина, пересекает флюидальный матрикс, сложенный прослоями кварц-санидинового симплектита и F-Ca фазой ранней генерации. Порфировый вкрапленник кварца содержит расплавные включения и F-Ca включение, обр. MN-1358. (в) Зональные сферулы с прослоями, выполненными F-Ca фазой и кварц-санидиновыми симплектитами, обр. MN-1353. (г) F-Ca фаза цементирует обломки кварца, санидина и матрикса риолита, а также идиоморфные микролиты минералов, обр. MN-1354. (д) Идиоморфные микролиты кварца и санидина с включениями в F-Ca фазе пятнистого строения (светлые области содержат 0.5–0.7 мас. % Sr, 0.3–0.5 мас. % Y), обр. MN-1260. (е) F-Ca фаза поздней генерации, состоящая из агрегата зональных куб-октаэдрических кристаллов флюорита, пересекает кварц-санидиновые симплектиты и F-Ca фазу ранней генерации, обр. MN-1260. (а, б, г, д) – BSE изображения; (в) – проходящий свет, шлиф; (е) – катодолюминесцентное изображения; F-Ca\_1 – ранняя генерация F-Ca фазы; F-Ca\_2 – поздняя генерация F-Ca фазы; остальные обозначения см. на рис. 1.

Элементи	MN-	-1120	MN-	-1260	MN-	-1353	MN-	-1354
Элементы	1(62)	2(6)	3(24)	4(7)	5(23)	6(16)	7(11)	8(10)
Ca	49.26	45.97	49.52	47.26	51.28	48.55	50.32	47.65
F	47.59	46.54	47.28	48.11	43.74	42.23	41.83	42.70
Si	0.21	0.56	0.26	0.39	0.24	0.38	0.33	0.38
	0.1 - 0.4	0.2 - 1.7	0.1-1.5	0.1 - 0.8	0.2 - 0.4	0.2 - 0.4	0.2 - 0.7	0.2 - 0.7
Sr	0.54	<ПО	0.49	1.39	0.74	<ПО	0.65	<ПО
	0.3 - 1		0.3-0.9	1-2.6	0.6-1.1		0.6 - 0.7	
0	1.63	2.55	1.97	1.39	1.94	3.45	2.21	2.10
	1-3.6	1.3-6.7	1-8	0.7-2.6	1.5 - 2.6	1.9 - 5.7	1.6-3.3	1.5 - 3.2
Sc	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО	0.48	0.49	<ПО	0.39
					0.4 - 0.6	0.4 - 0.5		0.3 - 0.4
Y	0.62	1.23	0.38	0.76	<ПО	0.99	<ПО	0.90
	0.3-1.4	0.6-2.4	0.3-0.8	0.3-1		0.7 - 1.2		0.8 - 1.2
La	<ПО	0.47	<ПО	0.73	<ПО	1.21	<ПО	0.93
		0.3-0.7		0.6-0.9		0.8 - 1.5		0.8 - 1.2
Ce	<ПО	1.05	<ПО	1.21	<ПО	<ПО	<ПО	0.94
		0.7-1.3		0.3-1.9				0.7 - 1.1
Nd	<ПО	0.81	<ПО	0.61	<ПО	0.98	<ПО	0.81
		0.4-1.2		0.4-0.9		0.6-1.4		0.7 - 0.9
Р	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО	0.62	<ПО	<ПО
						0.6 - 0.7		
Al	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО	0.21	<ПО
							0.2-0.3	
Сумма	99.85	99.18	99.90	100.47	98.42	98.89	95.55	96.80

Таблица 2. Средние составы (мас. %) F-Са фазы в обогащенных флюоритом риолитах

Примечание. В скобках после порядкового номера приводится количество СЭМ ЭДС анализов. Для Si, Sr, O, Sc, Y, La, Ce, Nd, P и Al приводятся средние (вверху) и диапазон значений концентраций (внизу). Анализы 6 и 8 – реликтовые F-Ca глобулы. <ПО – ниже предела обнаружения метода СЭМ ЭДС.

#### Составы F-Ca фазы и стекла во включениях

В обогащенных флюоритом риолитах идиоморфные вкрапленники кварц и санидина, находящиеся в F-Ca фазе, содержат по всему объему либо в краевой зоне многочисленные мелкие (10–30 мкм) флюидные газовые включения, зерна титаномагнетита, расплавные включения (PB) со стеклом, включения прозрачного флюорита (рис. 3в). Иногда совместно с PB в одних зонах роста встречаются F-Ca включения (рис. 3г). Раскристаллизованные области F-Ca фазы во включениях содержат микрокристаллы флюорита с ростовой зональностью (рис. 3д). Часто встречаются крупные F-Ca включения, заполненные агрегатом из зерен флюорита микронных размеров (рис. 3е).

Термометрические свойства включений и СЭМ ЭДС анализы силикатных стекол РВ приводятся в (Перетяжко и др., 2018а). Характерной особенностью состава F-Ca включений так же, как и глобул из матрикса пород, являются повышенные концентрации LREE (La, Ce, Pr, Nd), Y, Sr (в сумме 2–3 мас. %) и примесь О (2–5 мас. %). Методом LA-ICP-MS определены содержания элементов-примесей в силикатных стеклах PB и в F-Ca включениях размером более 50 мкм. Абляция включений за несколько импульсов лазера часто приводила к выкрашиванию стекла и F-Ca фазы. Поэтому удалось провести анализы только наиболее крупных включений. В процессе прожигания происходил захват кварца из зоны абляции. При расчетах состава смесей использовались содержания F в стекле и F-Ca фазе из данных СЭМ ЭДС по схеме, описанной выше для LA-ICP-MS анализов матрикса в обр. MN-1260. Составы стекол PB и F-Ca фазы были рассчитаны путем коррекции на долю захваченного кварца с учетом содержания SiO<sub>2</sub> в стеклах и предположения, что кварц не имеет элементов-примесей (табл. 4).

Составы силикатного стекла и F-Ca включений показаны на спайдер-диаграмме значений, нормированных на состав примитивной мантии, а также на нормированных к хондриту спектрах распределения REE и Y (рис. 5). Стекла и F-Ca фаза по содержаниям многих элементов-примесей контрастно различаются. Относительно состава флюоритсодержащего риолита, обр. MN-1260, силикатные стекла обогащены Li, Be, B, Cs, Rb, Nb, Ta, Pb, Mo, Zr и Hf, а во F-Ca фазе концентрируются Sr, HREE, Y и P (рис. 5a, табл. 4). Стекла и F-Ca фаза имеют близкие содержания LREE (La, Ce, Pr, Nd), но сильно отличаются по количеству Sm,


Рис. 3. Реликтовые F-Са глобулы и первичные включения в фенокристах кварца из обогащенных флюоритом риолитов. (а, б) Глобула с субмикронными включениями LREE-содержащих фаз и каймой (показана стрелками), обогащенной О до 5–10 мас. %: (а) обр. MN-1354; (б) обр. MN-1351. (в) Идиоморфный микролит кварца с многочисленными включениям (газовыми флюидными, расплавными и прозрачного флюорита) в F-Са фазе, обр. MN-1353. (г) Расплавные и F-Са включения в краевой зоне вкрапленника кварца, обр. MN-1358. (д) Расплавные и F-Са включения с зональными кристаллами флюорита в кварце, обр. MN-1260. (е) Вскрытое F-Са включение с агрегатом зерен флюорита микронных размеров, обр. MN-1120. (а, б, е) – BSE изображения; (в–д) – проходящий свет. *Сег* – церианит; MI – расплавные включения; FI – газовые флюидные включения; *FL* – флюорит; остальные обозначения см. на рис. 1 и 2.

## ПЕРЕТЯЖКО и др.

Таблица 3. Составы (ppm) обогащенного F-Ca фазой матрикса, полученные методом LA-ICP-MS, из обр. MN-1260

Компо- ненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO <sub>2</sub> , мас. %	39.5	36.6	3.9	10.5	11.9	23.2	35.0	3.1	3.4	0.1
СаҒ₂, мас. %	56.8	48.4	99.8	93.2	85.7	66.1	61.1	100	99.7	100
Р	259	414	219	258	397	444	546	383	23	213
Li	29		8.2	1.1	3.9	3.0	28	<ПО	4.2	<ПО
Be	6.9	9.90	1.1	<ПО	2.95	3.8	2.77	<ПО	0.70	0.30
В	8.0	11	2.0	1.5	5.2	6.2	5.3	2.3	2.2	1.3
Rb	50	186	3.8	0.42	58	160	84	14	0.45	0.15
Cs	1.1	3.3	0.02		0.91	2.7	1.4	0.39	<ПО	<ПО
Ba	6.0	13	5.7	2.8	6.7	12.7	8.1	4.6	3.8	1.9
Sr	927	508	1861	1573	1074	1716	1047	1523	2406	1414
Zr	20	54	1.5	2.0	81	17	13	3.3	2.6	0.87
Hf	0.89	2.9	0.06	0.13	3.9	0.98	0.73	0.13	0.09	0.06
Та	0.17	0.81	0.05	0.01	0.69	0.24	0.18	0.02	0.01	<ПО
Nb	1.2	5.3	0.83	0.04	9.0	1.6	2.3	0.29	0.07	<ПО
Sc	0.40	1.1	0.20	<ПО	0.35	1.6	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО
V	0.46	0.24	0.16	<ПО	0.60	0.13	0.47	0.18	0.14	0.04
Cr	2.8	4.9	<ПО	<ПО	3.9	1.5	<ПО	29	0.97	41
Co	0.67	0.51	<ПО	0.23	0.96	0.14	0.25	22	0.83	<ПО
Ni	0.92	1.2	<ПО	<ПО	0.77	<ПО	0.83	<ПО	<ПО	0.25
Cu	<ПО	2.9	0.34	0.57	1.24	0.42	1.0	0.20	<ПО	0.60
Zn	0.45	13	<ПО	46	3.1	60	9.1	<ПО	<ПО	5.1
Ga	3.8	16	0.33	0.45	5.0	13	5.4	2.0	0.18	0.19
Ge	0.97	2.0	1.2	0.42	0.69	1.7	1.7	0.10	0.71	0.10
Мо	4.5	1.82	0.41	<ПО	0.19	0.80	1.2	0.09	0.56	0.19
Sn	<ПО	2.49	0.09	0.49	0.09	1.5	0.13	0.07	0.18	0.16
Sb	0.50	0.14	<ПО	0.13	<ПО	0.04	0.09	<ПО	0.01	<ПО
W	8.5	5.9	7.1	4.7	3.5	6.9	4.7	3.8	3.0	3.1
Pb	10	33	0.70	1.9	11	17	6.4	1.7	0.13	1.7
U	1.5	2.7	0.67	0.52	3.1	3.2	1.6	0.34	0.10	0.13
Th	28	27	7.3	4.4	42	17	16	1.6	0.40	0.56
Y	279	172	51	24	15	64	41	4.9	2.0	1.7
La	245	105	46	20	62	67	43	5.5	0.70	1.0
Ce	101	106	27	15	126	108	125	22	3.0	3.6
Pr Nu	/3	25	11	6.0	9.7	1/	10	1.1	0.14	0.19
Nd	207	105	38	20	49	69	53	/.1	1.1	1.3
Sm	50	10	8.0	3.9	2.5	11	6.4 0.22	0.54	0.60	0.06
Eu	2.0	0.82	0.41	0.19	0.14	0.03	0.32	0.05	0.01	0.01
Ga	39	15	0.4	3.1 0.52	1.9	11	5.5	0.45	0.12	0.11
10 Dy	0./	2.1 16	0.9/	0.52	0.27	2.5	0.9 6 1	0.07	0.03	0.01
Бу Цо	43 02	10	/.U 1_4	3.3 0.44	1./	11	0.1	0.51	0.15	0.12
по Fr	0.3 25	2.0 10	1.4 1 4	0.00	0.41	2.3	1.2	0.10	0.05	0.02
El Tm	25	10	4.4 0.61	2.3	1.2	0.7	5.7	0.20	0.1/	0.14
1111 Vh	3.3 25	1.0	0.01 1 1	0.39	0.19	1.02	0.5	0.04	0.01	0.01
Lu	3.6	2.3	4.1 0.59	2.3 0.41	0.21	0.8 1.02	0.5	0.28	0.12	0.11

Примечание. CaF<sub>2</sub>, мас. % – концентрация F-Ca фазы в матриксе (см. описание в тексте процедуры расчета). (1–4) – смесь матрикса и F-Ca фазы с минимумом Се в нормированных к хондриту спектрах распределения REE и Y; (5–8) – смесь матрикса и F-Ca фазы с промежуточным уровнем содержаний REE и Y; (9, 10) – флюорит с наименышим количеством (кроме Sr) примесных элементов в микрокавернах матрикса (см. рис. 4). <ПО – ниже предела обнаружения.

262



**Рис. 4.** Составы F-Ca-содержащего матрикса по данным La-ICP-MS в обр. MN-1260. (а) Спектры распределения РЗЭ и Y нормированы к хондриту C1, по (McDonough, Sun, 1995). (б) Мультиэлементные распределения (спайдер-диаграмма) нормированы на состав примитивной мантии, по (McDonough, Sun, 1995). (1–4) – анализы с Се-минимумом на REE и Y спектрах (табл. 3, ан. 1–4); (5) – поле состава матрикса с промежуточными концентрациями REE и Y (табл. 3, ан. 5–8); (6) – поле состава флюорита (из микрокаверн) с минимальным количеством элементов-примесей (табл. 3, ан. 9 и 10).

Eu, Gd, Tb, Dy, Y, Ho, Er, Tm и Lu. Для F-Ca фазы в спектрах распределения REE и Y характерен значительный максимум Y и минимум Pr (рис. 56).

#### Рентгеновские и спектроскопические свойства F-Ca фазы

По рентгеновским данным, риолиты содержат флюорит. По дифрактограммам порошков пород определена ширина пика флюорита (220) на полувысоте (FWHM, full width on half-magnitude) и pacсчитана величина области когерентного рассеивания (CSR, coherent-scattering region) (рис. 6а). Как эталоны сравнения использовались кристаллы флюорита из гранитных пегматитов и синтезированного флюорита без примесей. Соответственно, в эталонных кристаллах значение FWHM составляет  $0.107^{\circ}$  и  $0.100^{\circ}$  дифракционного угла 2 $\theta$ , а величина CSR – 803 и 883 Å. Наибольшая величина FWHM 0.253-0.329° 20 и наименьшее значение CSR 340–261 Å наблюдаются для образцов, где F-Ca фаза не окрашена (обр. MN-1120) либо имеет бледно-сиреневый оттенок (обр. MN-1260). В образцах, где F-Ca фаза имеет более яркий сиреневый цвет (обр. MN-1354), значение FWHM уменьшается до 0.163-0.239° 20, а величина CSR увеличивается до 527-359Å. Таким образом, при усилении интенсивности сиреневого окрашивания F-Са фазы ее рентгеновские параметры приближаются к эталонным для кристаллов флюорита.

Получены конфокальные спектры комбинационного рассеивания F-Ca фазы на однородных в отраженном свете участках полированных срезов обр. MN-1120 и MN-1260. На КР-спектрах в областях диаметром 2–5 мкм кроме пика флюорита (320 см<sup>-1</sup>) обычно присутствуют пики кварца и санидина разной интенсивности. Вероятно, в области возбуждения лазером попадали микровключения силикатных минералов, постоянно присутствующие в F-Ca фазе.

Все образцы риолитов имеют люминесцентное свечение F-Ca фазы при лазерном возбуждении с длиной волны 375 и 405 нм, которое связано с кислород-вакансионными центрами в структуре флюорита (Егранов, Раджабов, 1992). В образце MN-1260 получены конфокальные спектры люминесценции F-Ca фазы в областях диаметром 2–3 мкм. На участках размером 80 × 80 мкм в разных областях образца наблюдалось неоднородное свечение при лазерном возбуждении с длиной волны 375 и 405 нм. Спектры люминесценции имеют различную интенсивность, но близкую форму с максимумами около 500 и 560 нм (рис. 6б).

Флюоритсодержащие породы относительно риолитов имеют повышенные концентрации  $H_2O^+$  (до 1.7 мас. %). По данным КР-спектроскопии F-Ca фаза в локальных областях 2–3 мкм не имеет в интервале 3000–3700 см<sup>-1</sup> полосы молекулярной  $H_2O$ . Кварц и санидин также не содержат воду. Для определения структурного состояния  $H_2O$  в

матриксе риолитов применяли метод ИК-Фурье спектроскопии. Из образца MN-1260 отбирали зерна матрикса размером 0.1-0.5 мм с F-Са фазой без видимых под бинокуляром включений санидина и кварца. При комнатной температуре в спектре поглощения в ИК-области растертых зерен присутствует полоса H<sub>2</sub>O с максимумом в диапазоне от 3330 до 3430 см<sup>-1</sup>, признаков иона гидроксила не обнаружено. Изучалась динамика выхода воды при нагревании порошка матрикса. Для этого смесь порошка и КВг (марки ОСЧ) выдерживалась при температурах 380, 530 и 630°С в течение 10 мин. охлаждалась и спрессовывалась в препарат-таблетку. Спектры поглошения в ИК-области снимались относительно спрессованной таблетки из предварительно обезвоженного KBr (рис. 6в). При нагревании препарата до 380°С интенсивность полосы поглощения H<sub>2</sub>O снизилась примерно в 2 раза. Дальнейший нагрев до 530°С привел к незначительному изменению спектра и только при 630°С происходило почти полное удаление Н<sub>2</sub>О.

## ЭКСПЕРИМЕНТЫ ПО ПЛАВЛЕНИЮ РИОЛИТОВ

Выполнено плавление шихты порошков пород (обр. MN-1247, MN-1120 и MN-1354), содержащих 0.58-15 мас. % Г и 1.21-22.8 мас. % СаО, а также смесей пород с минимальной (обр. MN-1247) и максимальной (обр. MN-1354) концентрацией фтора в пропорциях 1:1, 2:1 и 1:2. В первой серии опытов шихта пород с добавлением 10 мас. % H<sub>2</sub>O плавилась при 1250°C, 5.5 кбар в течение 6 ч. Концентрация H<sub>2</sub>O (10 мас. %) задавалась как в экспериментах, по которым ранее была определена растворимость флюорита в гаплогранитных расплавах для температурного интервала 800-950°С при давлении 1 кбар (Dolejš, Baker, 2006). Вторая серия имитировала процесс подъема риолитового расплава к земной поверхности, при котором снижались температура и давление. Опыты выполняли в следующих режимах: (1) 1250°C, 5.5 кбар, 10 мас. % H<sub>2</sub>O, выдержка 6 ч; (2) 1250°C, 5.5 кбар, 10 мас. % Н<sub>2</sub>О, 2 ч и затем снижение *P*-*T* параметров до 900°С, 1 кбар с выдержкой 4 сут; (3) 950°С, 4 кбар, 10 мас. % раствора H<sub>2</sub>O<sub>2</sub>, 6 ч и затем 750°C, 1 кбар с выдержкой 5 сут; (4) 950°С, 4 кбар, 10 мас. % раствора H<sub>2</sub>O<sub>2</sub>, 6 ч и затем 650°С, 1 кбар с выдержкой 5 сут. Опыты завершались изобарической закалкой. Проводили также опыты по изучению межфазового распределения REE с добавлением в исходную шихту 5 мг La<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Ce<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Y<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Gd<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Dy<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (по 1 мг каждого оксида) при 1250°C, 5.5 кбар продолжительностью 6 ч. Частично экспериментальные данные представлены в (Сук и др., 2018; Перетяжко и др., 2018в). Ниже приводится детальное обсуждение результатов нескольких опытов.

W.	1120-1	1120-6a	1260-4b	1260-6	1260-2a	1260-2b	1260-4a
Компоненты-	1	2	3	4	5	6	7
SiO <sub>2</sub> , мас. %	73.9	73.1	75.0	74.6	32.5	34.0	37.5
<i>Qz</i> , мас. %	35	11	50	0	32	34	37
Р	113	9.3	103	34	769	1353	1550
Li	642	1451	542	581	15	15	5.5
Be	8.8	7.8	7.2	7.9	1.3	1.9	3.0
В	20	22	20	20	1.8	1.1	2.0
Rb	258	357	296	263	4.0	1.8	3.0
Cs	4.1	6.2	6.6	6.0	4.5	3.0	3.4
Ba	53	7.4	10	8.6	10	15	16
Sr	10.4	2.7	28.0	24	2023	2040	1416
Zr	196	248	228	199	56	80	49
Hf	8.2	8.2	9.55	7.3	2.2	4.2	1.7
Та	3.1	2.7	2.99	2.2	0.08	0.24	0.04
Nb	55	64	52	51	0.67	6.5	1.7
Sc	3.8	3.4	2.5	3.0	2.4	<ПО	3.0
V	0.28	1.17	1.0	1.3	17	13	12
Cr	14.9	4.4	<ПО	6.5	2.9	1.5	<ПО
Co	0.72	<ПО	0.90	0.50	0.65	0.30	0.78
Ni	5.3	<ПО	<ПО	3.2	0.05	<ПО	3.9
Cu	23	0.17	1.1	4.1	1.4	1.4	0.06
Zn	237	91	57	95	29	19	27
Ga	21	20	25	19	0.68	1.0	0.35
Ge	2.2	0.97	4.4	2.0	0.64	2.0	0.59
Мо	12	12	9.5	11	0.35	0.3	<ПО
Sn	7.2	<ПО	3.4	2.6	2.2	2.1	0.78
Sb	0.94	0.43	2.1	2.0	<ПО	0.46	0.09
As	<ПО	34	13.1	4.0	4.0	6.9	6.3
W	9.5	3.8	4.5	3.4	10	10	7.2
Pb	81	46	52	39	0.87	2.2	1.3
U	9.6	8.0	8.4	6.6	2.9	6.3	2.9
Th	28	20	27	21	14	31	20
Bi	0.54	0.10	0.33	0.28	0.01	<ПО	<ПО
Y	21	9.8	16	16	100	137	112
La	52	51	61	50	31	66	58
Ce	93	103	102	80	90	245	219
Pr	6.8	8.1	7	6.0	6.4	12	10
Nd	36	37	38	32	37	90	74
Sm	2.9	2.5	2.3	1.8	5.2	5.8	4.6
Eu	0.25	0.05	0.19	0.09	0.73	0.69	0.49
Gd	1.8	1.6	1.80	1.3	6.9	8.6	5.7
Tb	0.34	0.29	0.29	0.23	1.1	1.5	1.0
Dy	2.2	1.8	1.96	1.6	8.1	12	8.6
Но	0.52	0.40	0.48	0.36	2.1	2.8	1.9
Er	2.9	1.4	1.80	1.4	6.1	9.2	5.8
Tm	0.33	0.17	0.38	0.19	0.83	1.2	0.83
Yb	2.5	2.3	2.51	1.6	4.8	7.9	5.2
Lu	0.49	0.34	0.54	0.40	0.82	0.93	0.68

Таблица 4. Составы (ppm) стекла и F-Ca фазы во включениях, полученные методом LA-ICP-MS, из фенокристов кварца

Примечание. *Qz*, мас. % – концентрация кварца, захваченного при абляции включений. Составы рассчитаны с поправкой на примесь кварца (см. описание в тексте). (1–4) – стекла расплавных включений в обр. MN-1120 и MN-1260; (5–7) – F-Ca включения в обр. MN-1260 (см. рис. 5). <ПО – ниже предела обнаружения.



**Рис. 5.** Составы силикатного стекла и F-Ca фазы из включений в фенокристах кварца по данным LA-ICP-MS. (а) Мультиэлементные распределения (спайдер-диаграмма) нормированы на состав примитивной мантии, по (Mc-Donough, Sun, 1995). (б) Спектры распределения РЗЭ и Y нормированы к хондриту C1, по (McDonough, Sun, 1995). (1) – поле состава стекла расплавных включений; (2) – поле состава F-Ca включений.



**Рис. 6.** Рентгеновские и спектроскопические свойства F-Са фазы.

(а) Соотношение между шириной пика флюорита (220) на полувысоте (FWHM) и областью когерентного рассеивания (CSR) флюорита по данным порошковой дифрактометрии для обогащенных флюоритом риолитов. В направлении стрелки усиливается сиреневое окрашивание F-Ca фазы в матриксе пород. (б) Конфокальные спектры люминесценции флюорита при возбуждении лазером с длиной волны 375 нм в разных областях F-Ca фазы, обр. MN-1260, и флюорита из F-Ca глобул в опыте с пробой MN-1354 при 1250°C, 5.5 кбар. (в) ИК-спектры в области поглощения молекулярной воды для F-Ca-содержащего матрикса при комнатной температуре (RT) и после прокаливания до 630°C, обр. MN-1260.

## Эксперименты при 1250°С, 5.5 кбар $\rightarrow$ 900°С, 1 кбар с добавлением 10 мас. % $H_2O$

В опытах с пробой MN-1247 (0.58 мас. % F, 1.21 мас. % CaO) было получено гомогенное стекло. После плавления пробы MN-1120 (2.45 мас. % F, 5.27 мас. % CaO) в стекле встречаются дендритовые кристаллы (рис. 7а) и редкие вкрапленники флюорита микронных размеров. Флюорит диа-

ПЕТРОЛОГИЯ том 28 № 3 2020

гностирован по пику 320 см<sup>-1</sup> в КР-спектрах. Стекла имеют близкие гаплогранитные составы при содержании F до 0.5 мас. % (табл. 5, ан. 1, 2, 5, 6). Предполагаемое количество  $H_2O$  в стеклах, рассчитанное как разница между 100 мас. % и суммой оксидов, составляет 7–11 мас. %.

В ходе плавления пробы MN-1354 (15 мас. % F. 22.8 мас. % CaO) при 1250 и 900°С была получена жидкостная несмесимость с разделением на силикатный и F-Ca расплавы. После опыта при 1250°С, 5.5 кбар в стекле находятся многочисленные идеально круглые глобулы разных размеров (рис. 7б). Глобулы неравномерно распределены в стекле. Водосодержащее (до 10 мас. %) стекло имеет примесь около 0.1 мас. % СаО и большую дисперсию содержания F при среднем значении 1.8 мас. % (табл. 5, ан. 3). При удалении от глобул на расстояние более 100-150 мкм концентрация фтора в стекле постепенно возрастает от 0.3-1.3 до 2.1-2.8 мас. %. F-Са глобулы имеют неоднородное строение и состоят из агрегата зерен флюорита (диагностика по КР-спектру) микронных размеров. По данным СЭМ ЭДС площадного сканирования, F-Са глобулы содержат Si (4-6 мас. %), Al (0.8-1 мас. %), Na (0.3–0.5 мас. %), К (0.5–0.8 мас. %) и О (13-20 мас. %), что связано с особенностями состава флюорита, имеющего примесь до 3 мас. % О, и наличием между его зернами субмикронных выделений силикатного стекла. В одной крупной глобуле обнаружены многочисленные круглые выделения стекла диаметром 30-70 мкм с игольчатыми кристаллами волластонита (рис. 7в). Стекло из таких выделений имеет метаглиноземистый состав (A/CNK = 0.79, A/NK = 1.17, 2.5-2.9 mac. % CaO) при концентрации фтора ниже предела обнаружения методом СЭМ ЭДС и невязку суммы оксидов в анализах 12-13 мас. % (табл. 5, ан. 4).

После опытов с пробой MN-1354 при 900°С. 1 кбар в стекле находятся многочисленные сложные по форме, изометричные и гантелевидные обособления, а также плохо оформленные октаэдрические кристаллы флюорита (рис. 7г). Среди скоплений флюорита встречаются игольчатые выделения фторапатита. Флюорит близок к стехиометрическому составу, но содержит примеси O (до 2 мас. %), иногда Al и Si (в сумме <1 мас. %). На удалении от скоплений флюорита в крупных чистых областях стекло имеет однородный состав при средних концентрациях CaO 1.1 мас. % и F 0.7 мас. % (табл. 5, ан. 7). Силикатное стекло в интерстициях между выделениями флюорита содержит больше CaO (1.8–2.9 мас. %) и меньше F (<0.3 мас. %) (табл. 5, ан. 8).

Методом LA-ICP-MS в областях диаметром 50 мкм определены составы стекла, F-Ca глобул и скоплений флюорита (табл. 6, 7). Стекла из опытов с пробами MN-1247 и MN-1120 имеют концентрации элементов-примесей, близкие к таковым для пород (табл. 1). При лазерной абляции глобул и скоплений флюорита анализировались составы смесей F-Ca фазы (флюорита) и стекла в разном соотношении.



**Рис.** 7. Продукты плавления флюоритсодержащих риолитов из экспериментов при 1250°С, 5.5 кбар и 900°С, 1 кбар. (а) Дендритовые кристаллы флюорита в стекле. (б, в) Фрагменты закаленной микроэмульсии в виде F-Са глобул, состоящих из агрегата субмикронных зерен флюорита и небольшого количества стекла в интерстициях между зернами. В крупной глобуле (в) находятся многочисленные включения стекла с игольчатыми кристаллами волластонита. (г) Обособления флюорита сложной морфологии в стекле. (а, г) – опыты с пробами MN-1120 и MN-1354 соответственно, при 1250°С, 5.5 кбар, 10 мас. % H<sub>2</sub>O, 2 ч и затем 900°С, 1 кбар, 4 сут. (б, в) – опыты с пробой MN-1354 при 1250°С, 5.5 кбар, 10 мас. % H<sub>2</sub>O, 6 ч. *FL* – флюорит, GI – силикатное стекло, *Wol* – волластонит.

Последовательность расчетов состава смесей была аналогична таковой для LA-ICP-MS анализов матрикса в обр. MN-1260 и F-Ca включений. В F-Ca глобулах и скоплениях флюорита в смесях со стеклом содержится 18—34 мас. % SiO<sub>2</sub>, а при лазерной абляции стекла захватывалось до 8 мас. % CaF<sub>2</sub>. Составы F-Ca фаз рассчитывались с учетом коррекции на захваченное стекло (ан. 3 в табл. 6 и 7), имеющее минимальную примесь CaF<sub>2</sub>.

F-Ca глобулы и скопления флюорита, полученные после плавления пробы MN-1354, существенно различаются по концентрациям примесных элементов (табл. 6). F-Ca глобулы имеют более высокие содержания REE, Y, Sr, P, Th, U, Nb, Sc, Co, Cu, Mo, Sn и Sb относительно скоплений флюорита. Силикатное стекло обогащено Li, Be,

Cs, Rb, Ga и Pb. Коэффициенты распределения (D) между F-Ca фазами и стеклом близки к единице для Ba, Ta, Zr и Hf, (табл. 6). Наиболее высокие концентрации REE и Y имеют F-Ca глобулы, образованные при 1250°C, 5.5 кбар (рис. 8a). Значения  $D_{REE}$  возрастают от 20 для Eu до 70–80 для La, Gd, Y, a спектр распределения  $D_{REE}$  имеет Eu-минимум и вогнутую форму W-типа в первой (La–Nd), третьей (Gd–Ho) и четвертой (Er–Lu) тетрадах REE (рис. 8б). При снижении *P-T* параметров до 900°C, 1 кбар концентрации REE и Y в скоплениях флюорита уменьшаются, а в силикатном стекле – возрастают (рис. 8в). Здесь наблюдается преимущественное накопление Eu, Y и HREE относительно LREE. Значения D<sub>REE</sub> снижаются до 6–15. При этом спектр распределения

V		1250°C,	5.5 кбар			900°C,	1 кбар		65	0°С, 1 кб	ap
КОМПО- ненты	1247	1120	1354	1354	1247	1120	1354	1354	1247	1120	1354
пенты	1(6)	2(10)	3(10)	4(16)	5(9)	6(10)	7(6)	8(9)	9(20)	10(16)	11(20)
SiO <sub>2</sub>	73.05	69.42	69.92	67.08	72.72	72.66	74.07	69.88	71.20	70.71	70.90
TiO <sub>2</sub>	0.14	0.10	0.10	0.27	< 0.1	0.10	< 0.1	0.32	< 0.1	< 0.1	< 0.10
$Al_2O_3$	10.92	10.41	10.41	10.38	11.02	10.99	10.89	11.02	10.54	10.64	10.77
FeO	0.59	0.57	0.49	0.85	0.41	0.63	0.31	0.54	0.70	0.68	0.59
CaO	0.57	0.46	0.07	2.33	0.58	0.73	1.17	2.74	0.50	0.52	0.53
Na <sub>2</sub> O	3.30	2.93	2.96	2.7	3.17	3.27	3.11	2.53	3.10	3.28	3.11
K <sub>2</sub> O	4.89	4.68	5.37	4.08	4.93	4.71	4.66	4.15	5.21	5.21	5.27
F	< 0.2	< 0.2	1.83	< 0.2	0.46	0.52	0.70	0.24	< 0.2	< 0.2	< 0.2
Сумма	93.45	88.57	90.42	87.86	93.09	93.38	94.62	91.42	91.25	91.04	91.17
A/NK	1.02	1.05	0.97	1.17	1.03	1.05	1.07	1.27	0.98	0.96	0.99
A/CNK	0.93	0.97	0.96	0.79	0.95	0.93	0.89	0.81	0.91	0.89	0.91
<i>T</i> g,°C	290	160	185	169	276	288	336	261	219	210	217
lgη, Пa∙c	1.79	0.85	1.10	0.72	3.49	3.58	4.09	3.09	4.81	4.68	4.77

Таблица 5. Средние составы стекла (мас. %) в экспериментах по плавлению риолитов

Примечание. Номера проб имеют префикс "MN-". В скобках после порядкового приводится количество СЭМ ЭДС анализов. A/CNK =  $Al_2O_3/(CaO + Na_2O + K_2O)$ , мол. %. A/NK =  $Al_2O_3/(Na_2O + K_2O)$ , мол. %. Tg – температура стеклования расплава, lgη – вязкость расплава с учетом предполагаемого в стекле содержания  $H_2O$  (100% – Сумма).

D<sub>REE</sub> имеет вогнутую форму W-типа для первой (La–Nd) и четвертой (Er–Lu) тетрад (рис. 8г).

Обнаружено неоднородно люминесцентное свечение зерен флюорита микронных размеров в F-Ca глобулах при воздействии лазером. Конфокальные спектры люминесценции разной интенсивности в областях диаметром 1–2 мкм флюорита имеют гиперболическую форму затухания (рис. 6б).

## Эксперименты при 950°С, 4 кбар $\rightarrow$ 650°С, 1 кбар с добавлением 10% раствора $H_2O_2$

Во всех опытах этой серии, проводимых при летучести кислорода выше буфера Ni-NiO, были получены стекла с многочисленными флюидными (газовыми) пузырями, что свидетельствует о дегазации водосодержащего силикатного расплава. В опыте с пробой MN-1247 среди стекла находятся новообразованные зерна кварца, титаномагнетита с концентрацией  $TiO_2 1-4$  мас. %, а вблизи пузырей лейсты флогопит-аннита, содержащего до 4 мас. % F (рис. 9а). Встречаются единичные зерна клинопиросена, циркона, гаспарита-La и крупные реликтовые выделения флогопит-аннита. В опытах с пробой MN-1120 в стекле находятся выделения флюорита (10-50 мкм) в виде дендритовых кристаллов и редких округлых обособлений, иногда с плохо развитыми октаэдрическими гранями, а также зерна титаномагнетита и удлиненные (до 200 мкм) зеленоватые кристаллы клинопироксена (рис. 96). После плавления пробы MN-1354 флюоритовые выделения образуют скопления, прослои и агрегаты сложной морфологии, крайне неравномерно распределенные в стекле (рис. 9в, 9г). Преобладают выделения флюорита изометричной, гантелевидной и угловатой форм размерами 10–100 мкм. Встречаются зерна с плохо развитыми октаэдрическими гранями и дендритовые кристаллы (10–40 мкм) флюорита, а также кристаллы (до 20 мкм) клинопироксена.

Водосодержащие (9–10 мас. %  $H_2O$ ) стекла в этой серии опытов имеют близкие гаплогранитные субглиноземистые составы (A/CNK = 0.89– 0.91, A/NK = 0.96–0.98), примесь CaO 0.4–0.6 мас. % и концентрации фтора ниже предела обнаружения методом СЭМ ЭДС (табл. 5, ан. 9–11). Кристаллизация клинопироксена, по-видимому, была вызвана повышением в расплаве содержания Са, который не входил во флюорит из-за частичного удаления фтора с флюидной фазой. Флюорит содержит 1–3 мас. % О. Во многих выделениях флюорита обнаружены многочисленные области размером <0.1 мкм (рис. 9в, 9г), в которых О возрастает до 11–15 мас. % при снижении F до 34–36 мас. %.

#### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

По геологическим наблюдениям флюоритсодержащие породы находятся среди покрова риолитов и могли формироваться одновременно с ними. Это согласуется с изотопными данными. Для риолитов флюоритовой горки, в том числе обогащенных Са и F разновидностей, характерны значительные вариации концентраций Sr (14–892 ppm) и Rb (118–241 ppm), но при этом значения их изотопных отношений <sup>87</sup>Rb/<sup>86</sup>Sr и <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr лежат на одной изохроне 120 ± 3.0 млн лет (Перетяжко и др., 20186).

Образование флюорита в риолитах могло быть связано с постмагматическими гидротермальными процессами. Для этого необходимо длительное воздействия на породы водного флюида с

hц	
ВП	
итс	
ЮИ	
6 Q	
ени	
авл	
Ш	
011 8	
ITOB	
MeF	
ери	
КСП	
13 Э	
S, I	
M-	
ICP	
-A-	
[ MC	
ЮДС	
Me	
Hble	
leht	
едел	
) UD	
д, С	
looy	
агл	
U U	
И	
КЛА	
сте	
010	
атн	
ЛИК	
СИ	
(mdd	
р (]	
став	d
č	кба
ı 6.	5.5
ица	ن ٥
Ta61	1250

	MN-124	7 MN-1120				MN-1354	<b>.</b>					-NM	1354			
ненть	I 1(3)	2(3)	n	4	5	9	7	8	6	10	11	12	13	14	15	D f/s
iO <sub>2</sub> , mac	. % 73.1	68.8	68.8	68.8	68.8	68.5	68.0	70.0	67.0	18.5	20.3	24.0	30.5	32.5	34.0	
СаҒ <sub>2</sub> , мас	. % 0	2.6	0	0.5	9.0	3.9	3.6	0.8	4.4	74.1	71.2	65.6	55.7	53.8	52.2	
	113	44	36	6	12	78	16	18	0∐>	933	1127	1056	1444	942	810	45.6
L	41	39	62	50	50	39	46	56	61	0∐>	0∐>	21	0∐>	0∐>	9.6	< 0.1
Se	7.2	7.7	2.4	2.6	0.5	7.1	9.4	5.3	3.4	22	1.7	30	23	1.3	13	3.5
~	28	31	24	28	34	34	29	31	52	22	8.6	28	16	76	37	1.2
Sb	179	161	191	191	187	244	234	225	264	20	22	36	57	53	57	0.2
S	2.8	2.8	13	12	11	12	11	12	16	1.1	0∐>	0∐>	0∐>	0∐>	0∐>	< 0.1
Ba	33	27	19	19	15	20	16	15	19	26	22	33	29	27	40	1.7
IJ	16	123	108	114	100	246	174	138	252	1762	1726	2074	1938	1707	1732	11.0
ſr	138	169	115	92	112	131	136	131	171	121	126	187	178	167	197	1.3
ff	5.7	6.7	4.8	4.4	4.6	4.2	4.7	3.7	4.8	2.5	2.2	4.5	3.3	4.3	4.0	0.8
à	2.2	2.0	1.4	1.2	1.1	1.1	1.3	1.4	1.3	1.3	2.1	2.2	2.3	1.8	1.4	1.5
٩b	36	36	89	79	83	66	107	122	134	395	502	512	612	374	402	4.6
c	2.2	1.5	06.0	0∐>	1.1	1.7	0.64	1.0	1.3	5.8	7.0	6.4	10	5.9	5.8	5.6
	2.4	2.0	2.5	0.4	7.4	1.9	3.2	2.7	4.4	9.2	12	6.7	12	12	7.6	3.4
0	0.20	0.98	1.4	0.71	0.49	1.4	0∐>	2.0	27	366	126	1.8	8.5	143	11	27.1
4i	о∐≻	0.09	3.4	1.2	1.4	4.7	6.9	6.5	2.0	4.5	4.0	13	7.5	7.4	0.02	1.8
Cu	5.7	3.8	1.4	2.6	1.6	1.6	6.7	2.8	5.8	207	25	23	118	49	81	29.1
'n	24	45	29	34	40	57	32	61	64	44	54	94	72	74	80	1.6
ja	18	16	28	34	34	51	41	41	52	3.4	9.4	11	9.6	23	25	0.3
je	26	2	1.6	1.8	0.36	1.8	2.2	3.0	2.6	0.22	2.1	1.6	5.7	3.1	0.44	1.2
Ao	0.71	0.49	2.1	0.41	1.3	3.6	1.5	2.0	2.0	16	14	14	22	16	13	8.5
		_													-	

ПЕРЕТЯЖКО и др.

Таблица 6. Окончание

ПЕТРОЛОГИЯ	том 28	Nº 3	2020

	Компо-	MN-1247	MN-1120				MN-1354						-NM	1354			
огис	ненты	1(3)	2(3)	3	4	5	9	7	8	6	10	11	12	13	14	15	D f/s
In	Sn	09.0	0.56	0.45	0.05	0.13	0.52	0.45	0.74	1.8	3.3	1.3	0.44	0.31	1.4	2.3	3.0
том 2	Sb	4.9	1.2	0.23	0.34	0.28	0.05	3.2	1.1	1.4	0∐>	1.5	18	13	2.1	0.24	6.8
28	Pb	91	44	39	41	30	40	34	41	41	14	8.5	23	0∐>	18	13	0.2
No 3	U	2.9	3.3	2.1	1.8	1.6	2.0	2.0	1.8	1.6	5.6	5.6	7.4	4.3	5.0	4.8	2.9
3	Th	22	18	5.5	4.3	4.0	5.0	4.6	4.2	4.9	47	46	51	16	38	40	8.6
2020	Υ	29	18	0.61	0.48	0.58	2.9	1.7	0.71	3.0	92	66	124	115	98	100	72.7
	La	73	44	5.2	3.5	2.7	10	5.6	3.0	11	177	349	352	396	282	351	79.2
	Ce	133	78	18	12	12	96	22	17	40	554	1185	1233	1126	1001	1107	62.7
	Pr	15	7.3	0.44	0.29	0.51	1.4	0.90	0.66	1.1	33	38	38	41	32	35	50.0
	Nd	44	21	2.1	0∐>	0.62	1.2	1.9	3.8	6.0	61	102	87	135	105	140	46.0
	Sm	7.1	2.5	0∐>	0.40	0.04	0.26	0.26	0.97	0.64	13	16	15	21	11	14	39.7
	Eu	0.60	0.16	0.01	0.01	0.01	0.01	0.09	0.12	0.15	1.1	0.94	1.3	1.2	1.4	1.5	19.8
	Gd	5.2	2.6	0.30	0.11	0.04	0.09	0.10	0.23	0.45	12	13	13	16	11	12	68.8
	Tb	0.78	0.46	0.05	0.02	0.03	0.05	0.05	0.04	0.03	2.0	2.0	2.4	2.6	1.7	1.8	56.2
	Dy	4.7	2.9	0.22	0.21	0.19	0.59	0.51		0.80	13	13	14	17	11	12	45.2
	Но	0.88	0.62	0.04	0.03	0.02	0.19	0.08	0.03	0.10	2.8	2.9	3.5	3.4	2.4	2.9	40.6
	Er	2.9	2.1	0.18	0.13	0.17	0.30	0.35	0.12	0.24	9.3	9.3	10	11	7.1	7.6	42.5
	Tm	0.40	0.37	0.04	0.03	0.00	0.06	0.05	0.04	0.06	1.3	1.6	1.4	1.8	0.97	1.2	33.0
	Yb	3.0	2.4	0.29	0.19	019	0.38	0.37	0.66	0.39	9.7	9.6	11	11	7.0	7.6	27.0
	Lu	0.43	0.37	0.05	0.06	0.03	0.07	0.09	0.07	0.07	1.4	1.7	1.6	1.6	1.2	1.3	24.6
	Примечание. ( деления элеме: скобках после	СаҒ <sub>2</sub> , мас. % нтов-примес порядкового	— концентр :ей между с <u>г</u> номера дан	ация F-C <sup>5</sup> редними с ю количес	тво анали (ф оставами тво анали	люорита) Г F-Са глс 130в; (3–9	в продук бул и сил )) – состан	гах экспе икатного зы силик:	риментов стекла. ( атного сте	s (см. опи 1, 2) – ср экла, опы	сание в те едние сос т с пробо	сксте проі тавы стек й MN-135	цедуры ра ла в опыт ;4; (10–15	ісчета). D тах с проб ) – состан	f/s – коэб ами MN- зы F-Ca гу	ффициент 1247 и МГ тобул, отп	с распре- N-1120, в ыт с про-
	60й MN-1354 (	рассчитаны	с поправкоі	й на прим	есь стекл	а как в ан	с. 3). <ПO	– ниже г	предела о(	бнаружен	. КИТ						

## ЭВОЛЮЦИЯ СОСТАВА ФТОРИДНО-КАЛЬЦИЕВОГО РАСПЛАВА

## ПЕРЕТЯЖКО и др.

Компо-	MN-1247	MN-1120		MN-	1354	-		MN-1354		
ненты	1(3)	2(3)	3	4	5	6	7	8	9	D f/s
SiO <sub>2</sub> , мас. %	72.2	72.1	74.1	74.1	71.0	69	19.5	23.4	22.5	
СаҒ₂, мас. %	0	2.7	0.3	1.3	5.4	8.1	73.7	69.0	69.4	
Р	107	46	38	53	33	212	<ПО	774	330	_
Li	42	41	48	55	68	56	16	17	14	0.3
Be	6.1	8.0	7.8	18	8.0	4.5	12	3.0	6.7	0.8
В	16	34	14	13	18	4.9	6.9	4.0	7.7	0.5
Rb	206	193	192	183	184	171	<ПО	<ПО	<ПО	_
Cs	2.7	2.9	5.2	4.7	4.4	4.8	<ПО	0.68	0.61	< 0.1
Ba	36	31	26	27	25	28	21	23	28	0.9
Sr	14	147	229	260	285	330	1307	1226	1178	4.5
Zr	169	171	149	143	134	120	156	140	115	1.0
Hf	5.8	6.6	6.4	5.8	5.6	5.3	4.9	4.8	3.6	0.8
Та	2.3	2.5	1.6	1.2	1.7	1.3	2.7	2.5	1.7	1.6
Nb	36	42	27	25	25	23	51	46	31	1.7
Sc	2.2	2.3	1.2	1.4	0.9	1.4	5.2	4.5	2.3	3.3
V	2.7	1.1	1.7	2.1	2.3	1.8	4.5	3.6	7.7	2.6
Co	0.11	0.29	<ПО	0.04	<ПО	<ПО	1.1	75	0.19	_
Ni	0.01	<ПО	0.03	0.14	0.56	<ПО	3.8	4.9	3.6	17
Cu	1.6	1.3	1.2	1.9	1.8	2.6	12	48	1.8	11
Zn	49	45	32	33	33	31	12	14	17	0.4
Ga	26	19	44	47	43	36	4.4	6.7	1.4	0.1
Мо	0.81	0.98	0.55	0.91	0.23	0.73	2.7	0.91	2.0	3.1
Sn	0.35	0.23	<ПО	0.65	0.35	<ПО	1.5	0.88	0.85	2.2
Sb	1.0	0.42	0.10	0.16	0.07	0.28	3.3	<ПО	1.7	_
Pb	57	49	73	74	68	68	30	4.4	22	0.3
U	3.1	3.6	3.0	2.8	2.8	2.7	5.5	4.9	4.3	1.8
Th	20	20	10	10	10	9	34	32	32	3.3
Y	29	22	5.3	6.3	6.5	7.0	104	85	66	13.5
La	60	48	16	16	17	19	119	131	96	6.8
Ce	108	83	35	33	37	39	225	259	178	6.1
Pr	12	8.0	3.2	3.3	3.6	3.3	24	21	17	6.2
Nd	37	22	10	12	9	8	76	76	50	6.9
Sm	6.4	2.9	1.5	1.3	1.3	1.4	13	13	7.6	8.4
Eu	0.66	0.33	0.04	0.06	0.12	0.05	0.97	1.3	0.83	14.8
Gd	4.6	3.0	1.2	1.1	0.9	1.3	12	11	8.2	9.3
Tb	0.75	0.48	0.17	0.22	0.20	0.21	2.2	2.0	1.4	9.2
Dy	4.6	3.3	1.2	1.0	1.1	1.5	12	13	9.3	10.2
Но	0.88	0.73	0.25	0.29	0.32	0.31	3.4	2.9	2.1	9.6
Er	2.6	2.3	0.90	0.87	1.0	1.2	12	10	6.5	9.5
Tm	0.40	0.36	0.14	0.14	0.19	0.17	1.7	1.4	0.92	8.5
Yb	2.8	2.9	1.0	1.1	1.2	1.2	11	10	6.7	8.2
Lu	0.41	0.43	0.14	0.16	0.18	0.13	2.0	1.6	1.1	10.2

Таблица 7. Составы (ppm) силикатного стекла и скоплений флюорита (реликтов F-Ca расплава), определенные методом LA-ICP-MS, из экспериментов по плавлению риолитов при 900°С, 1 кбар

Примечание. СаF<sub>2</sub>, мас. % – концентрация F-Са фазы (флюорита) в продуктах экспериментов (см. описание в тексте процедуры расчета). D f/s – коэффициент распределения элементов-примесей между средними составами скоплений флюорита и силикатного стекла (прочерк – данных для расчета недостаточно). (1, 2) – средние составы стекла в опытах с пробами MN-1247 и MN-1120, в скобках после порядкового номера дано количество анализов; (3–6) – составы силикатного стекла, опыт с пробой MN-1354; (7–9) – составы скоплений флюорита, опыт с пробой MN-1354 (рассчитаны с поправкой на примесь стекла как в ан. 3). <ПО – ниже предела обнаружения.

272



**Рис. 8.** Спектры распределения REE и Y для сосуществующих фаз флюорита и силикатного стекла, коэффициенты распределения между фазами.

(а, в) Спектры распределения РЗЭ и Y нормированы к хондриту C1, по (McDonough, Sun, 1995). (б) Спектр распределения D f/s между F-Ca глобулами и силикатным стеклом, опыт с пробой MN-1354 при 1250°C, 5.5 кбар, 10 мас. %  $H_2O$ , 6 ч. (г) Спектр распределения D f/s между скоплениями флюорита и силикатным стеклом, опыт с пробой MN-1354 при 1250°C, 5.5 кбар, 10 мас. %  $H_2O$ , 2 ч и затем 900°C, 1 кбар, 4 сут ( $T_1$ ,  $T_3$ ,  $T_4$ ) тетрады REE; (1) F-Ca глобулы; (2, 4) силикатные стекла; (3) скопления флюорита.

низкой растворимостью  $CaF_2$ , которая по экспериментальным данным в широком интервале *P*-*T* параметров (<600°C и <5 кбар) не превышает 0.0014 мол/кг H<sub>2</sub>O (Tropper, Manning, 2007). Однако это предположение противоречит петрографическим наблюдениям и данным СЭМ изучения пород флюоритовой горки, из которых следует магматический генезис флюорита.

ПЕТРОЛОГИЯ том 28 № 3 2020

Для флюорита характерна небольшая растворимость в силикатных расплавах при магматических температурах. В координатах СаО-F изотермы растворимости CaF<sub>2</sub> в гаплогранитных расплавах имеют гиперболическую форму и минимальные значения для субглиноземистых составов (рис. 10). По данным (Dolejš, Baker, 2006), с ростом температуры от 800 до 950°С при 1 кбар в агпатитовом (peralkaline, A/NK = 0.8), субглиноземистом (subaluminous, A/NK = 1) и плюмазитовом (peraluminous, A/NK = = 1.2) насыщенных водой гаплогранитных расплавах растворимость флюорита увеличивается соответственно в следующих интервалах: 1.05-2.90, 0.82-1.71 и 1.92-3.57 мас. % СаF<sub>2</sub>. Наши эксперименты по плавлению обогащенных флюоритом риолитов показали низкую растворимость  $CaF_2$  (0.5–1.5 мас. %) в гаплогранитном расплаве (A/NK = 0.97 - 1.27) без существенного изменения растворимости в интервалах температур 1250-900°С и давлений 5.5-1 кбар (рис. 10).

Наличие флюорита в гранитах и риолитах, пегматитах и топазсодержащих изверженных породах объясняется как его кристаллизацией в гранитоилных расплавах, так и вторичными (метасоматическими) процессами флюоритизации пород при участии флюида (Dolejš, Zajacz, 2018). Предлагается два механизма образования субсолидусного флюорита: при взаимодействии плагиоклаза с раствором HF (Haapala, 1997; Dolejš, Baker, 2004) и в результате гидратации полевых шпатов с замещением топаза на стадии охлаждения пород (Barton, 1982; Рябчиков и др., 1996). В риолитах Нилгинской депрессии нет плагиоклаза и топаза так же, как и первичных вкрапленников (фенокристов) флюорита. Поэтому ни одна из предложенных выше моделей магматической и метасоматической кристаллизации флюорита не объясняет происхождение обогащенных флюоритом риолитов.

Фторидно-силикатная несмесимость в силикатных расплавах с добавлением CaF<sub>2</sub> не наблюдалась до температуры 800-950°С при давлении 1-2 кбар (Webster et al., 1987; Price et al., 1999; Scaillet, Macdonald, 2004; Dolejš, Baker, 2006; Webster, Rebbert, 1998; Lukkari, Holtz, 2007), но обнаружена выше 1230-1300°С (Ueda, Maeda, 1999). В ходе недавних экспериментов при плавлении безводной системы гранит-СаF<sub>2</sub> в температурном интервале 1200-600°С при 1 атм были получены два несмесимых силикатных расплава – мафический фторосиликатный (fluorosilicate, 30-50 мас. % SiO<sub>2</sub>), обогащенный CaO и F, и фельзитовый оксисиликатный (oxysilicate) с более высокими содержаниями SiO<sub>2</sub> и щелочей (Yang, Hinsberg, 2019). Предполагается, что фторосиликатный расплав существовал до температуры 700-600°С и затем в ходе перетектической реакции при 600-500°С разделялся на оксисиликатный расплав и флюорит. В обогащенных флюоритом риолитах не обнаружено каких-либо реликтов продуктов распада фторосиликатного расплава. В матриксе



**Рис. 9.** Продукты плавления флюоритсодержащих риолитов из экспериментов при 650°С, 1 кбар. (а) В стекле зерно кварца и многочисленные лейсты F-содержащего флогопит-аннита. (б) В стекле выделения флюорита сложной морфологии, дендритовые кристаллы флюорита и несколько кристаллов клинопироксена. (в, г) Обособления флюорита с многочисленными субмикронными областями, содержащими до 15 мас. % кислорода. Опыты с пробами MN-1247 (а), MN-1120 (б) и MN-1354 (в, г) при 950°С, 4 кбар, 10 мас. % раствора H<sub>2</sub>O<sub>2</sub>, 6 ч и затем 650°С, 1 кбар с выдержкой 5 сут.

пород F-Ca фаза имеет небольшую примесь Si, иногда Al, при отсутствии K и Na (табл. 2). Среди первичных включений нет ни одного, где бы F-Ca фаза содержала значительные содержания Si и других силикатных компонентов, а также силикатные минералы, которые могли образоваться при распаде фторосиликатного расплава. Кроме того, наличие гомогенного фторосиликатного расплава не объясняет текстурные особенности пород – флюидальность с прослоями F-Ca фазы и кварц-санидиновых симплектитов, прожилки и заливы растворения, заполненные F-Ca фазой, образование которых мы связываем с текучим состоянием F-Ca ("флюоритового") расплава на стадии формирования матрикса.

## Эволюция состава F-Ca расплава по экспериментальным данным

В опытах по плавлению флюоритсодержащих риолитов планировалось получить фторидно-силикатную несмесимость в широком интервале *P-T* параметров, изучить состав сосуществующих фаз и определить коэффициенты распределения элементов-примесей между фазами. В результате плавления пород образовался гаплогранитный расплав с индексом A/NK = 0.96–1.05 (вблизи выделений F-Ca расплава значение A/NK увеличивается до 1.17–1.27, табл. 5). Фторидно-силикатная жидкостная несмесимость наблюдалась при содержаниях в исходной системе F > 2.5 мас. % и CaO > 5.3 мас. %. В опытах с пробой MN-1354 при 1250°C, 5.5 кбар образовались идеально круг-



**Рис. 10.** Соотношение между CaO и F в стеклах из опытов по плавлению флюоритсодержащих риолитов.

(1) Опыт с пробой MN-1354 при 1250°С, 5.5 кбар, 10 мас. %  $H_2O$ , 6 ч. (2, 3) Опыты с пробами MN-1354 и MN-1120 соответственно, при 1250°С, 5.5 кбар, 10 мас. %  $H_2O$ , 2 ч и затем 900°С, 1 кбар, 4 сут. Показаны изотермы растворимости CaF<sub>2</sub> (рассчитаны на безводные составы) при 800°С, 1 кбар для насыщенных  $H_2O$ гаплогранитных расплавов, по (Dolejš, Baker, 2006).

лые F-Ca глобулы, некоторые из которых содержали крупные включения силикатного стекла (рис. 76, 7в). Согласно интерпретации, предложенной в работе (Yang, Hinsberg, 2019), F-Ca глобулы с повышенными содержаниями Si, Al, Na, K и O (данные площадного СЭМ ЭДС сканирования) могли формироваться при распаде гомогенного фторосиликатного расплава на оксисиликатный расплав и флюорит. По нашим представлениям, основанным на текстурных особенностях пород и данным по F-Ca включениям, эти глобулы являются продуктом закаливания эмульсии F-Ca и риолитового несмесимых расплавов.

После снижения температуры от 1250 до 650°С и давления от 5.5 до 1 кбар выделения F-Са расплава сливались, формируя сложные по форме обособления (рис. 7г). В силикатном стекле обнаружены многочисленные мелкие дендритовые кристаллы флюорита, которые образовались, повидимому, в результате быстрой кристаллизации микрокапель F-Са расплава при закаливании силикатного расплава (рис. 7а, 8б). Также редко встречаются зерна флюорита с плохо развитыми октаэдрическими гранями.

Во всех экспериментах флюорит из разных форм выделений имеет близкое к идеальному отношение Ca/F, но содержит небольшое количество O (до 3 мас. %). Составы F-Ca глобул, скоплений флюорита и силикатного стекла свидетельствуют о перераспределении элементов-примесей между фазами в зависимости от *P*-*T* параметров. С ростом температуры и давления обнаружено значительное увеличение концентраций REE, Y, Sr, P, Th, U, Nb, Co, Cu, Sn, Sb и Mo в F-Ca расплаве (табл. 6, 7). Отметим также, что необычные формы спектров D<sub>REE</sub> с прогибами W-типа (рис. 8б, 8г) могут приводить к тетрад-эффектам М-типа (выпуклым) для первой, третьей и четвертой тетрад в нормированных к хондриту спектрах распределения REE силикатного расплава. Подобные спектры REE имеют Li-F граниты и онгониты, образованные из обогащенных фтором гранитоидных магм, в которых происходили процессы фторидно-силикатной жидкостной несмесимости с участием F-Са расплава (Перетяжко, Савина, 2010а, 20106).

Мы интерпретируем экспериментальные данные как проявления несмесимости риолитового и F-Ca расплавов до температуры как минимум 750°С при давлении 5.5–1 кбар (Сук и др., 2018). Опыты показали, что F-Ca расплав может находиться в виде жидкой фазы до субсолидусных температур риолитового расплава. При быстром снижении температуры от 1250 до 650°С и давления от 5.5 до 1 кбар F-Са расплав, возможно, был в метастабильном переохлажденном состоянии, когда за 4-5 сут только часть его обособлений преобразовалась во флюорит. Такому состоянию F-Са расплава и медленной кристаллизации из него флюорита могла способствовать высокая летучесть кислорода, которая задавалась путем добавления в исходную шихту 10% раствора H<sub>2</sub>O<sub>2</sub>.

#### Процессы преобразования F-Ca расплава в F-Ca фазу и флюорит

Текстурные особенности пород и данные по включениям в минералах свидетельствуют о явлениях фторидно-силикатной жилкостной несмесимости в риолитовой магме (Перетяжко и др., 2018а). На основании данных по растворимости СаF<sub>2</sub> в гаплогранитных расплавах (см. обзор работ в Dolejš, Zajacz, 2018) и наших экспериментов (рис. 10) предполагается, что локальное увеличение концентрации F до 1-2 мас. % в Са-содержащем риолитовом расплаве привело к появлению обособлений F-Са расплава. Могла образоваться эмульсия силикатного и F-Ca несмесимых расплавов, как в опытах по плавлению пород (рис. 76, 7в), а после излияния магмы, содержащей небольшую по объему область такой эмульсии, формировались флюоритсодержащие риолиты.

На стадии извержения в риолитовом расплаве содержится разное количество растворенной воды. Это связано с кинетикой образования и динамикой роста флюидных пузырей в расплаве в зависимости от его вязкости, *P-T* параметров, скорости подъема магмы и разницы между начальным и конечным давлением (Gardner et al., 2000). По нашим данным, после плавления проб риолитов при сниже-

нии температуры и давления от  $950^{\circ}$ С, 4 кбар до  $650^{\circ}$ С, 1 кбар расплав дегазировал, но за 5 сут в нем сохранилось до 8–9 мас. % H<sub>2</sub>O (табл. 5, ан. 9–11), что значительно больше равновесной концентрации H<sub>2</sub>O (<3 мас. %) для гаплогранитного (риолитового) расплава при таких *P*-*T* параметрах, по (Yamashita, 1999; Holtz et al., 2001).

В процессе дегазации риолитовый расплав терял воду и становился более вязким. Вязкость и температуру стеклования (Tg) силикатных расплавов получим по методу, описанному в (Giordano et al., 2008). Для расплавов, соответствующих безводным составам риолитов флюоритовой горки, значение Tg варьирует незначительно от 738 до 747°С, а вязкость изменяется от 10<sup>11.8</sup> Па · с при 750°С до 10<sup>14.8</sup> Па · с при 650°С. Увеличение в расплаве концентрации воды для интервала температур 750–650°С приводит к снижению значения Tg и вязкости: 0.5 мас. % H<sub>2</sub>O (628–639°С, 10<sup>9.6</sup>–10<sup>11.6</sup> Па · с), 1 мас. % H<sub>2</sub>O (569–573°С, 10<sup>8.7</sup>–10<sup>10.4</sup> Па · с).

Силикатный и F-Ca расплавы находились в текучем состоянии на стадии формирования матрикса обогащенных флюоритом риолитов. Только высокой подвижностью и низкой вязкостью смеси расплавов можно объяснить образование пород, в которых наблюдаются необычные текстурные особенности (рис. 2): чередование слоев F-Са фазы и кварц-санидиновых симплектитов; округлые зональные выделения с прослоями F-Ca фазы и кварц-санидиновых симплектитов; раздробленные участки матрикса и зерен минералов, сцементированные F-Ca фазой; заливы растворения и трещины в зернах минералов, частично либо полностью заполненные F-Ca фазой. По-видимому, на стадии формирования матрикса пород совокупная вязкость смеси силикатного (риолитового) и F-Ca расплавов имела такой же порядок величин, как у жидкости. Вязкость риолитового расплава с концентраций 1 мас. % Н<sub>2</sub>О на стадии формирования матрикса пород, например, в температурном интервале 750–650°С не может быть ниже 10<sup>8</sup> Па·с. Для силикатного расплава с концентрацией 8-9 мас. % H<sub>2</sub>O, как в опытах по плавлению риолитов, вязкость составляет около 10<sup>4.7</sup> Па · с при 650°С (табл. 5, ан. 9–11). Совокупная вязкость смеси такого расплава и пузырей флюида в зависимости от их количества снижается еще на 2-4 порядка (Giordano et al., 2008) и может быть сопоставима с вязкостью жидкости (<10 Па · с). На основании этих данных предполагается наличие большого количества пузырей флюида в смеси расплавов. Это согласуется с находками многочисленных флюидных газовых включений в идиоморфных вкрапленниках минералов среди F-Са фазы (рис. 3в).

Термометрические свойства F-Ca включений и ИК-спектрометрия матрикса пород также указывают на присутствие свободного флюида в F-Ca расплаве. По-видимому, этим объясняется декрепитация F-Ca включений из-за повышения внутривакуольного давления в опытах при нагрева-

нии фенокристов кварца (Перетяжко и др., 2018а). Наличие в матриксе пород по данным ИКспектрометрии высокотемпературной молекулярной воды, которая удаляется до 630°С (рис. 6в), может быть связано с агрегатным состоянием F-Ca фазы. Закаливание F-Ca расплава приводило к образованию агрегата из зерен флюорита микронных размеров. Из такого агрегата состоят многие F-Ca включения в кварце (рис. 3e) и F-Ca глобулы в опыте по плавлению пробы MN-1354 (рис. 76, 7в). Известно, что наночастицы флюорита, синтезированные в водном флюиде, способны адсорбировать в приповерхностном слое большое количество молекулярной H<sub>2</sub>O (Bensalah et al., 2006). ИК-спектр такого агрегата имеет полосу поглощения  $H_2O$  в области 3000-3800 см<sup>-1</sup>, которая сохраняется при отжигах до 800°С. Слеловательно, при формировании матрикса порол после закаливания F-Ca расплава некоторое количество H<sub>2</sub>O могло сохраниться в адсорбированной форме на микронных зернах флюорита.

Наличие брекчированных риолитов с F-Ca цементом и секушими F-Ca прожилками (рис. 26, 2г) указывают на эксплозивные (взрывные) явления в потоке дегазирующей магмы на стадии ее излияния, вероятно, вызванные локальным повышением флюидного давления в областях. где накапливалась эмульсия риолитового и F-Ca расплавов. В смеси эмульсии и газовой флюидной фазы происходил рост идиоморфных микролитов кварца и санидина (рис. 2д, 3в). При закаливании F-Са расплава образовалась F-Ca фаза, состоящая из зерен флюорита микронных размеров. После стеклования риолитового расплава в результате девитрификации кислого стекла формировались кварц-санидиновые симплектиты. Отметим также, что полный распад твердого раствора полевого шпата на альбит и Ксанидин, наблюдаемый в крупных вкрапленниках K-Na санидина, мог быть вызван воздействием флюида на матрикс пород.

Риолиты флюоритовой горки формировались в сильных окислительных условиях. Следствием высокой летучести кислорода было частичное либо полное замещение титаномагнетита на гематит, кристаллизация ферро-ильменита, а также As-содержащих минералов группы монацита (монацит-La, монацит-Се, гаспарит-Се, гаспарит-La) и церианита, в которых As и Ce находятся в максимальной степени окисления. Образование титаномагнетита и ферро-ильменита происходило в интервале температур 570-780°С при летучести кислорода  $\Delta lg f O_2 = 0.9 - 1.7$  по отношению к буферу Ni-NiO (Перетяжко и др., 2018а). Температуры кристаллизации оксидов Fe и Ti находятся в интервале значений Tg риолитового расплава, содержащего до 1 мас. % Н<sub>2</sub>О.

Концентрация кислорода в F-Ca фазе из матрикса пород не превышает 1–3 мас. %, а в тонкой кайме вокруг F-Ca глобул достигает 5–10 мас. %. По-видимому, глобулы являются реликтами кислородсодержащего F-Ca расплава, которые сохранились на стадии формирования матрикса пород. Наиболее высокие концентрации О (11-15 мас. %) имеют локальные области флюоритовых выделений из опытов по плавлению риолитов при 650°C, 1 кбар при добавлении в шихту 10% раствора  $H_2O_2$  (рис. 9в, 9г). Увеличение концентрации кислорода в F-Ca фазе (флюорите) сопровождается снижением концентрации F от 38 до 34 мас. % при сохранении близкого для идеального флюорита количества Са (51 мас. %). Такие вариации состава указывают на замещение  $O^{2-} \rightarrow F^{-}$  в флюорите (компенсация заряда осуществляется анионной вакансией). Известно, что при малой концентрации кислорода (порядка сотых молярных процента) в структуре флюорита образуются одиночные кислород-вакансионные центры. Люминесценция таких центров имеет максимум 480 нм при возбуждении лазером в области 200 нм (Егранов, Ражабов, 1992). При более высокой концентрации кислорода формируются агрегаты кислород-вакансионных центров, люминесценция которых смещается в красную область спектра (500-530 нм) и может возбуждаться светом с длиной волны вплоть до 400 нм (Mysovsky et al., 2005; Sils et al., 2007). Наблюдаемое затухание люминесценции F-Ca фазы в обр. MN-1260 при воздействии на нее лазером имеет гиперболическую форму (рис. 6б), что характерно для кислород-вакансионных агрегатных центров в структуре флюорита (Sils et al., 2007). Таким образом, наши данные подтверждают изоморфное замешение  $O^{2-} \rightarrow F^{-}$  в структуре флюорита. Под воздействием лазера кислород-вакансионные агрегатные центры вызывают люминесцентное свечение зерен флюорита в F-Ca фазе.

Для F-Ca фазы в матриксе, реликтовых глобулах и во включениях (рис. 3) характерны значительные вариации концентраций примесных элементов О. Y, LREE, Sr, Sc, Ри Аl (табл. 2). Иногда наблюдается крайне неоднородное распределение по Sr и Y (рис. 2д). Раскристаллизованные выделения F-Ca фазы поздней генерации содержат минимальное количество примесей (1-2 мас. % О, до 0.6 мас. % Sr) и более всего соответствуют по составу идеальному флюориту. LA-ICP-MS анализы матрикса из обр. MN-1260 показали, что состав F-Са фазы по содержаниям REE, Y, Sr, Rb, Th, Nb, Ta, Pb, Zr, Hf различается на несколько порядков (рис. 4). Большая дисперсия содержаний элементов-примесей в F-Ca фазе, по-видимому, вызвана процессами ее перекристаллизации во флюорит под воздействием флюида, который выделялся при дегазации эмульсии риолитового и F-Ca расплавов. Изменения состава F-Ca фазы происходили постепенно. Наиболее высокие концентрации REE и Y имеют участки F-Са фазы, где в нормированных к хондриту спектрах хорошо проявлен минимум Се (рис. 4а). Появления такого минимума может быть связано с локальными изменениями летучести кислорода, окислением Се<sup>3+</sup> до Се<sup>4+</sup> и преимущественным относительно других REE перераспределением Ce<sup>4+</sup> во флюид, из которого кристаллизовался церианит

ПЕТРОЛОГИЯ том 28 № 3 2020

(рис. 36). Дальнейшее изменение F-Са фазы приводило к удалению из нее большинства элементовпримесей и перекристаллизации во флюорит, в котором сохраняется только значительная концентрация Sr (табл. 3, ан. 9, 10). В процессе воздействия флюида изменился состав обогащенных флюоритом риолитов: произошло частичное удаление LREE, Tb, Dy, Ho, увеличилось Y/Ho отношение, а в нормированных к хондриту спектрах распределения появился между Gd и Ho прогиб W-типа и положительная Y-аномалия (см. рис. 9 и 10 в Перетяжко и др., 2018а).

Процесс преобразования F-Са фазы сопровождался не только значительными изменениями ее состава, но и агрегатного состояния. При появлении и усилении в породах интенсивности сиреневатого окрашивания F-Ca фазы значения ее рентгеновских параметров (FWHM пика 220 флюорита и CSR) приближаются к эталонным для кристаллов флюорита (рис. 6а). Это означает, что зерна флюорита микронных размеров в F-Ca фазе при взаимодействии с флюидом очищались от примесей и постепенно преобразовывались в более крупные и лучше раскристаллизованные по рентгеновским свойствам выделения флюорита. На КЛ-изображениях матрикса пород также видно, как в F-Ca фазе поздней генерации формировались агрегаты из кристаллов флюорита с ростовой зональностью (рис. 2е).

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В опытах по плавлению флюоритсодержащих риолитов был получен F-Ca расплав в широком интервале *P-T* параметров. Фторидно-силикатная жидкостная несмесимость наблюдалась при содержаниях в исходной системе F > 2.5 мас. % и CaO > 5.3 мас. %. С ростом температуры и давления происходило увеличение концентраций REE, Y, Sr, P, Th, U, Nb, Co, Cu, Sn, Sb и Mo в F-Ca расплаве. Особенности коэффициентов распределения D<sub>REE</sub> между F-Ca и силикатным расплавом могут привести к образованию тетрад-эффектов М-типа для первой, третьей и четвертой тетрад в нормированных к хондриту спектрах REE силикатного расплава. F-Ca расплав существовал до субсолидусных температур риолитового расплава.

Анализ полученных данных приводит к выводу о формировании обогащенных флюоритом пород из магмы, содержащей эмульсию риолитового и F-Ca расплавов. Следствием фторидно-силикатной жидкостной несмесимости было перераспределение элементов-примесей (REE, Y, Sr, P, Zr, Hf, Ta, Nb, Sc, Li, Be и Rb) между расплавами. Происходила интенсивная дегазация риолитового расплава. Совокупная вязкость эмульсии расплавов с флюидными пузырями была сопоставима с вязкостью жидкости. Продуктом закаливания F-Ca расплава была F-Ca фаза, состоящая из микронных обособлений флюорита, а после стеклования риолитового расплава образовались кварц-санидиновые симплектиты. Для F-Ca фазы характерны повышенные концентрации O, Sr, LREE, Y, Si, иногда Sc, P и Al. Изоморфное замещение  $O^{2-} \rightarrow F^-$  в структуре флюорита привело к образованию кислород-вакансионных агрегатных центров, которые при возбуждении лазером вызывают люминесцентное свечение обособлений флюорита в F-Ca фазе.

Вариации на несколько порядков содержаний элементов-примесей в F-Ca фазе вызваны ее изменениями под воздействием флюида, который выделялся при дегазации риолитового расплава. Близкий к первичному состав F-Ca фазы сохранился лишь в реликтовых глобулах среди матрикса пород и в F-Ca включениях. Зерна флюорита микронных размеров в F-Ca фазе при взаимодействии с флюидом очищались от примесей и преобразовывались в более крупные по рентгеновским свойствам кристаллические выделения. Процессы изменений F-Ca фазы происходили в сильных окислительных условиях.

Эмульсия F-Ca и риолитового расплавов существовала до стадии формирования матрикса риолитов. Это противоречит полученным ранее экспериментальным данным, по которым в насыщенных CaF<sub>2</sub> и H<sub>2</sub>O гаплогранитных расплавах при температуре <950°C и давлении 1–2 кбар должен кристаллизоваться флюорит. Предполагается метастабильное переохлажденное состояние кислородсодержащего F-Ca расплава в окислительных условиях при извержении риолитовой магмы. На примере риолитов Нилгинской депрессии показано, что флюорит и сопутствующая ему рудная минерализация (минералы группы монацита, церианит) формировались из F-Ca расплава с повышенными концентрациями REE и Y.

Реликтовые фторидные фазы, в том числе F-Ca расплава, обнаружены либо предполагались ранее в онгонитах, щелочных гранитах, пегматитах и связанных с ними рудных месторождениях, риолитах, мантийных ксенолитах, щелочных лавах и карбонатитах (см. обзор работ в Перетяжко и др., 2018а). Таким образом, фторидно-силикатная несмесимость, при которой существует F-Ca расплав, характерна для обогащенных фтором магм разного состава. Следовательно, во многих изверженных породах и рудах магматического происхождения флюорит может быть продуктом закаливания и последовательных преобразований F-Ca расплава.

*Благодарности*. Авторы благодарят В.С. Каменецкого (Университет Тасмании) и Д.А. Бычкова (МГУ) за комментарии и замечания по тексту.

Источники финансирования. Изучение выхода воды из матрикса флюоритсодержащих риолитов проводилось в рамках проекта РНФ № 18-72-10085. Работа выполнена при финансовой поддержке программы ФНИ 0350-2016-0029.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Граменицкий Е.Н., Котельников А.Р., Батанова А.М. и др. Экспериментальная и техническая петрология. М.: Научный мир, 2000. 416 с.

*Егранов А.В., Раджабов Е.А.* Спектроскопия кислородных и водородных примесных центров в щелочно-галоидных кристаллах. Новосибирск: Наука, 1992. 161с.

Лаврентьев Ю.Г., Карманов Н.С., Усова Л.В. Электронно-зондовое определение состава минералов: микроанализатор или сканирующий микроскоп? // Геология и геофизика. 2015. Т. 56. № 8. С. 1473–1482.

Перетяжко И.С. CRYSTAL – прикладное программное обеспечение для минералогов, петрологов, геохимиков // Зап. ВМО. 1996. № 3. С. 141–148.

Перетяжко И.С., Савина Е.А. Тетрад-эффекты в редкоземельных спектрах гранитоидных пород – следствие процессов жидкостной несмесимости в богатых фтором силикатных расплавах // Докл. АН. 2010а. Т. 433. № 4. С. 524–529.

Перетяжко И.С., Савина Е.А. Тетрад-эффекты в спектрах распределения редкоземельных элементов гранитоидных пород как индикатор процессов фторидно-силикатной жидкостной несмесимости в магматических системах // Петрология. 2010б. Т. 18. № 5. С. 536–566.

Перетяжко И.С., Савина Е.А. Силикатно-железистая жидкостная несмесимость в риолитовой магме // Докл. АН. 2014. Т. 457. № 6. С. 704–709.

Перетяжко И.С., Савина Е.А., Карманов Н.С., Павлова Л.А. Силикатно-железистые флюидные среды в риолитовой магме: данные изучения риолитов Нилгинской депрессии в Центральной Монголии // Петрология. 2014. Т. 22. № 3. С. 287–326.

Перетяжко И.С., Савина Е.А., Карманов Н.С., Дмитриева А.С. Несмесимость фторидно-кальциевого и силикатного расплавов в трахириолитовой магме: данные изучения кислых вулканитов Нилгинской депрессии в Центральной Монголии // Петрология. 2018а. Т. 26. № 4. С. 400–425.

Перетяжко И.С., Савина Е.А., Дриль С.И. Трахибазальт-трахит-трахириолитовый раннемеловой вулканизм Нилгинской депрессии (Центральная Монголия): источники и эволюция состава магм в условиях континентального рифтогенеза // Геология и геофизика. 20186. Т. 59. № 12. С. 2101–2128.

Перетяжко И.С., Савина Е.А., Котельников А.Р., Сук Н.И. Особенности распределения элементов-примесей между фторидно-кальциевым и трахириолитовым несмесимыми расплавами // Тр. Всероссийского ежегодного семинара по экспериментальной минералогии, петрологии и геохимии. 2018в. С. 125–128.

Рябчиков И.Д., Соловова И.П., Бабанский А.Д., Фаузи К. Мобилизация и фиксация фтора на магматической и постмагматической стадиях становления редкометалльных гранитов (на примере месторождения Хомрат-Акарем, Египет) // Геохимия.1996. № 5. С. 391–395.

Сук Н.И., Котельников А.Р., Перетяжко И.С., Савина Е.А. Эволюция расплава трахириолитов по экспериментальным данным // Тр. Всероссийского ежегодного семинара по экспериментальной минералогии, петрологии и геохимии. 2018. С. 129–132.

*Barton M.D.* The thermodynamic properties of topaz solid solutions and some petrologic applications // Amer. Mineral. 1982. V. 67. P. 956–974.

Bensalah A., Mortiera V., Patriarche G. et al. Synthesis and optical characterizations of undoped and rare-earth-doped  $CaF_2$  nanoparticles // J. Solid State Chemistry. 2006. V. 179. P. 2636–2644.

*Dolejš D., Baker D.R.* Thermodynamic analysis of the system  $Na_2O-K_2O-CaO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O-F_2O^{-1}$ : stability of fluorine-bearing minerals in felsic igneous suites // Contrib. Mineral. Petrol. 2004. V. 146. P. 762–778.

*Dolejš D., Baker D.R.* Fluorite solubility in hydrous haplogranitic melts at 100 MPa // Chemical Geology. 2006. V. 225. P. 40–60.

*Dolejš D., Zajacz Z.* Halogens in silicic magmas and their hydrothermal systems // The role of halogens in terrestrial and extraterrestrial geochemical processes. Springer Geochemistry. 2018. P. 431–543.

*Gardner J.E., Hilton M., Carrol M.R.* Bubble growth in highly viscous silicate melts during continuous decompression from high pressure // Geochim. Cosmochim. Acta. 2000. V. 64.  $\mathbb{N}$  38. P. 1473–1483.

*Giordano D., Russell J.K., Dingwell D.B.* Viscosity of magmatic liquids: A model // Earth Planet. Sci. Lett. 2008. V. 271. P. 123–134.

*Ghiorso M.S., Evans B.W.* Thermodynamics of rhombohedral oxide solid solutions and a revision of the Fe-Ti twooxide geothermometer and oxygen-barometer // Amer. J. Sci. 2008. V. 308. P. 957–1039.

*Haapala I.* Magmatic and postmagmatic processes in tinmineralized granites: topaz-bearing leucogranite in the Eurajoki rapakivi granite stock, Finland // J. Petrol. 1997. V. 38. № 12. P. 1645–1659.

Holtz F., Johannes W., Tamic N., Behrens H. Maximum and minimum water contents of granitic melts generated in the crust: a reevaluation and implications // Lithos. 2001. V. 56.  $N_{\rm P}1$ . P. 1–14.

*Lukkari S., Holtz F.* Phase relations of F-enriched peraluminous granite: an experimental study of the Kymi topaz granite stock, southern Finland // Contrib. Mineral. Petrol. 2007. V. 153. P. 273–288.

*McDonough W.E., Sun S.* The composition of the Earth // Chemical Geology. 1995. V. 120. P. 223–253.

*Mysovsky A.S., Radzhabov E.A., Reichling M. et al.* Optical properties and transformation mechanism of oxygen centres and their aggregates in CaF crystals // Physica Status Solidi. 2005. V. 2. № 1. P. 392–396.

*Price J.D., Hogan J.P., Gilbert M.C. et al.* Experimental study of titanite-fluorite equilibria in the A-type Mount Scott granite: implications for assessing F contents of felsic magma // Geology. 1999. V. 27. P. 951–954.

*Scaillet B., Macdonald R.* Fluorite stability in silicic magmas // Contrib. Mineral. Petrol. 2004. V. 147. P. 319–329.

Sils J., Radzhabov E., Reichling M. Characterisation of oxygen defects in calciumdifluoride // J. Physics and Chemistry of Solids. 2007. V. 68. № 3. P. 420-425.

*Tropper P., Manning C.E.* The solubility of fluorite in  $H_2O$  and  $H_2O$ –NaCl at high pressure and temperature // Chemical Geology. 2007. V. 242. P. 299–306.

*Webster J.D., Holloway J.R., Hervig R.L.* Phase equilibria of a Be, U and F-enriched vitrophyre from Spor Mountain, Utah // Geochim. Cosmochim. Acta. 1987. V. 51. № 3. P. 389–402.

Webster J.D., Rebbert C.R. Experimental investigation of  $H_2O$  and Cl-solubilities in F-enriched silicate liquids; implications for volatile saturation of topaz rhyolite magmas // Contrib. Mineral. Petrol. 1998. V. 132. No 2. P. 198–207.

*Yamashita S*. Experimental study of effect of temperature on water solubility in natural rhyolite melt to 100 MPa // J. Petrol. 1999. V. 40. № 10. P. 1497–1507.

Yang L., Vincent J. van Hinserg. Liquid immiscibility in the  $CaF_2$ -granite system and trace elements partitioning between the immiscible liquids // Chemical Geology. 2019. V. 511. P. 28–41.

*Ueda S., Maeda M.* Phase-diagram study for the Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>–CaF<sub>2</sub>–SiO<sub>2</sub> system // Metallurgical and Material Transactions. 1999. V. 30B. P. 921–925.

## Evolution of the Fluoride-Calcium Melt Composition According to Experimental Data and Fluorite Formation Processes in Rhyolites

I. S. Peretyazhko<sup>1, #</sup>, E. A. Savina<sup>1</sup>, N. I. Suk<sup>2</sup>, A. R. Kotelnikov<sup>2</sup>, A. N. Sapozhnikov<sup>1</sup>, and R. Y. Shendrik<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Vinogradov Institute of Geochemistry Siberian Branch, Russian Academy of Sciences, Irkutsk, 664033 Russia <sup>2</sup>Korzhinskii Institute of Experimental Mineralogy, Russian Academy of Sciences, Chernogolovka, Moscow region, 142432 Russia

#e-mail: pgmigor@mail.ru

Experiments were carried out on melting fluorite-rich rhyolites of the Nyalga Basin (Central Mongolia). The fluoride-calcium (F-Ca) melt was obtained in a wide range of *P*-*T* parameters ( $1250-750^{\circ}C$ , 5.5-1 kbar). Fluoride-silicate liquid immiscibility was observed at contents in the initial system of F > 2.5 wt. % and CaO > > 5.3 wt. %. With increasing temperature and pressure, there was a significant increase in the concentrations of REE, Y, Sr, P, Th, U, Nb, Co, Cu, Sn, Sb, and Mo in the F-Ca melt. The features of the D<sub>REE</sub> distribution coefficients between F-Ca and silicate melts can lead to the formation of M-type tetrad effects for the first, third, and fourth tetrads in chondrite-normalized REE of silicate melt. F-Ca melt existed up to subsolidus temperatures of the rhyolite melt. Using Nyalga rhyolite as an example, it was shown that fluorite and the associated ore mineralization (monazite, cerianite group minerals) were formed from F-Ca melt with increased concentrations of REE and Y. In many igneous rocks and ores of magmatic origin, fluorite can be a product of the transformation of F-Ca melt.

*Keywords:* rhyolite melting, fluoride-calcium (F-Ca) melt, F-Ca phase, fluoride-silicate liquid immiscibility, fluorite, Nyalga Basin, Central Mongolia

УДК 549.324.35,552.18(571.53/55)550.42,552.311

# МОРФОЛОГИЯ, МИНЕРАЛОГИЯ И СОСТАВ СУЛЬФИДНЫХ КАПЕЛЬ В ПИКРОДОЛЕРИТАХ ИЗ ПРИДОННЫХ АПОФИЗ ЙОКО-ДОВЫРЕНСКОГО РАССЛОЕННОГО ИНТРУЗИВА

© 2020 г. И. В. Пшеницын<sup>*a*, *b*, \*, А. А. Арискин<sup>*a*, *b*</sup>, Г. С. Николаев<sup>*b*</sup>, Е. В. Кислов<sup>*c*</sup>, Д. В. Корост<sup>*a*</sup>, В. О. Япаскурт<sup>*a*</sup>, С. Н. Соболев<sup>*a*</sup></sup>

<sup>а</sup> Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Геологический факультет, Воробьевы Горы, 1, Москва, 119234 Россия <sup>b</sup>Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, ул. Косыгина 19, Москва, 119991 Россия <sup>c</sup>Геологический институт СО РАН, ул. Сахьяновой 6, Улан-Удэ, 670047 Россия \*e-mail: lotecsi@gmail.com Поступила в редакцию 18.06.2019 г. После доработки 10.11.2019 г. Принята к публикации 27.12.2019 г.

Представлены результаты исследований сульфидных глобул в пикродолеритах из придонного апофиза Йоко-Довыренского массива (Северное Прибайкалье). Структурные особенности этих пород указывают на кристаллизацию в условиях быстрого остывания магмы, а их состав близок к составу закаленных оливиновых габброноритов из нижнего контакта массива. Используя метолы рентгеновской компьютерной томографии, в одном из образцов было обнаружено множество каплевидных глобул размером от 2 до 15 мм. Наиболее крупная глобула была выбурена и изучена детально. Это позволило уточнить ее строение, которое включает основной сфероид и окружающее гало из тонкой сульфидной вкрапленности. Используя средние составы для главных сульфидных фаз и их относительные пропорции, установлены существенные различия среднего химического состава главной капли и окружающего гало, которое оказалось богаче медью. Средневзвешенный (с учетом гало) состав можно рассматривать как аппроксимацию исходной сульфидной жидкости, формировавшейся вблизи зоны закалки габброноритового апофиза из главной интрузивной камеры. Содержание меди в исходном сульфиде отвечает результатам термодинамического моделирования геохимии примитивных сульфидов в ультрамафитах основания массива по программе СОМАGMAT-5. Различия в составе гало и основной капли указывают на возможность локальной миграции (в масштабе первых мм) остаточных сульфидных жидкостей, обогащенных медью на этапе дифференциации протосульфидного расплава. В качестве физического механизма формирования гало предполагается отжим наиболее поздней сульфидной фракции в поровое пространство быстро кристаллизующихся оливиновых ортокумулатов.

*Ключевые слова:* Йоко-Довыренский массив, пикродолерит, рентгеновская компьютерная томография, сульфидные капли, протосульфидная жидкость **DOI:** 10.31857/S0869590320030061

#### введение

Характерной особенностью многих Cu-Ni-ЭПГ рудоносных ультрамафит-мафитовых комплексов является наличие сульфидных глобул, ассоциирующих с другими типами сульфидной минерализации, включая богатые вкрапленные, сидеронитовые и массивные руды (Barnes et al., 2017, 2019). Как правило, они приурочены к нижним частям интрузивных тел (Лихачев, 2006; Barnes et al., 2006; Спиридонов, 2010; Le Vaillant et al., 2017; Krivolutskaya et al., 2018), но были обнаружены также в центральной части расслоенных серий интрузивов (Holwell et al., 2016), иногда вблизи контактов магнезиальных габброидов и лейкогаббро (Vishnevskiy, Cherdantseva, 2016). Размер этих глобул варьирует от первых миллиметров до нескольких сантиметров; уникальные проявления таких глобул включают сфероиды диаметром до 5–10 см (С.Ф. Служеникин, личное сообщение). В их составе преобладают пирротин и пентландит при подчиненной роли медистых сульфидов – халькопирита и кубанита. Для этих образований типична фазовая расслоенность, которая выражается в разделении на обогащенную высокомедистыми сульфидами верхнюю часть глобулы и существенно пентландит-пирротиновую нижнюю (Patten et al., 2013; Duran et al., 2007; Czamanske et al., 1992; Barnes et al., 2006). В случае минерализованных пород, отвечающих поздним стадиям дифференциации интрузивных магм, глобулы мельче и сложены более медистыми ассоциациями, вплоть до борнит-дигенитовых, как это имеет место в Платинова Риф (Platinova Reef) интрузива Скаергаард (Holwell, Keays, 2014; Holwell et al., 2016).

Сферический облик и близость среднего состава интрузивных глобул к составу микроглобулярных образованиий в стеклах и оливине из океанических базальтов (Czamanske et al., 1992; Francis, 1990) являются основанием рассматривать эти признаки как отражение сульфидной ликвации в процессе эволюции мафит-ультрамафитовых магм внутри магматических камер, например, (Рябов и др., 2001). Такая интерпретация подкреплена сотнями экспериментов, направленных на изучение силикатно-сульфидной несмесимости в синтетических и приролных алюмосиликатных системах. см. обзоры (Baker, Moretti, 2011; Ariskin et al., 2013; Fortin et al., 2015). Причем, для интрузивных тел понятие "магматической эволюции" распространяется не только на процессы внедрения и кристаллизации исходных магм, но также и позднее при кристаллизации интрузивов - с возможностью зарождения сульфидных капель в интеркумулусном расплаве и транспорта продуктов их агломерации сквозь поровое пространство примитивных и дифференцированных кумулатов (Mungall, Su, 2005; Chung, Mungall, 2009; Ariskin et al., 2016, 2018a).

Генетическая запись пород с сульфидными каплями не исчерпывается фактом сульфидной ликвации. Хорошо известно, что благородные металлы (включая элементы платиновой группы – ЭПГ) и другие халькофильные элементы с учетом высоких коэффициентов разделения сульфид-силикат (Patten et al., 2013; Mungall, Brenan, 2014) практически полностью экстрагируются из магматического расплава первыми порциями исходной сульфидной жидкости (Campbell, Naldrett, 1979; Арискин и др., 2017). Это приводит к контролю поведения ЭПГ, Au, Ag, Re и халькогенов (Se, Te) сульфидной фазой в магматическом процессе, во многом предопределяя характер их распределения в породах и постмагматического минералообразования с участием этих элементов (Naldrett, 2004, 2011). Таким образом, в валовом составе сульфидных капель (особенно, если они приурочены к наименее фракционированным зонам интрузивных тел) может содержаться информация о наиболее примитивном сульфиде – той несмесимой протосульфидной жидкости, с которой связана последующая минералого-геохимическая эволюция платиноидов и других благородных металлов (Holwell, McDonald, 2010; Ariskin et al., 2018a, 2018b).

сульфидно-глобулярные образования представлены многофазовыми ассоциациями - как результат кристаллизации протосульфидных жидкостей в интервале температур от магматических до субсолидусных. Экспериментальные исследования показали кристаллизацию сульфидных систем в два основных этапа: (1) сначала выделение Fe-Ni моносульфидного твердого раствора (Mss) с образованием комплементарных наиболее богатых медью сульфидных жидкостей (обогащенных платиноидами, Zn, Ag, Cd, Sn, Pb, Bi, Te и Se), затем (2) кристаллизация этих остаточных систем, состав которых близок таковому высокотемпературных кубических сульфидных Ni-Cu-Fe твердых растворов (Iss), см. (Kullerud et al., 1969; Ebel, Naldrett, 1996; Tsujimura et al., 2004; Синякова, Косяков, 2012; Синякова и др., 2017). На эту историю накладываются субсолидусные преобразования, записанные в структурах распада и при перекристаллизации ранее выделенных фаз. Минералогические исследования этих соотношений позволяют выстроить более детальную генетическую последовательность, включающую две разновидности исходных Mss-растворов (Mss1 и Mss2) и пять типов высокомедистых ассоциаций —  $Iss1 \rightarrow Iss2 \rightarrow ... Iss5$ (Спиридонов, 2010; Спиридонов и др., 2019), возможно, усложненных перетектическими реакциями сульфидных твердых растворов с остаточным расплавом (Fleet, 2006). По этим причинам валовые содержания главных металлов (Fe, Ni, Cu, Со) в исходных сульфидных жидкостях требуют максимально точных оценок относительных пропорций и состава всех компонентов этих полигенетических ассоциаций (Czamanske et al., 1992; Ariskin et al., 2016). В случае благородных металлов и халькогенидов задача усложняется, поскольку основная масса этих микроэлементов обычно присутствует в сульфидах в виде самостоятельных минералов микронного размера (висмотеллуриды, арсениды, станниды, плюмбиды), которые к тому же могли быть переотложены под воздействием

Реконструкция этих исходных составов — непростая задача, поскольку доступные изучению

Не менее важен тот факт, что сульфидное каплеобразование связано с динамической эволюцией сульфидонасыщенных систем, включающей коалесценцию микроглобул, транспорт и гравитационное накопление относительно крупных сегрегаций и капель в подводящих каналах или в придонных участках магматических камер (Лихачев, 2006; Robertson et al., 2016; Krivolutskaya et al., 2018). Некоторые авторы допускают определенную роль флюидных пузырьков в переносе сульфидных капель (Barnes et al., 2019). Ассоциация глобулярных сульфидов с массивными рудами подчеркивает общность процессов их образования, для классификации и расшифровки которых в последние годы активно применяются методы

позднемагматических флюидов (Boudreau, 2019).

#### ПШЕНИЦЫН и др.



**Рис. 1.** Геологическое строение Йоко-Довыренского массива и точки опробования пород с глобулярными сульфидами. (а, б) – по данным (Ariskin et al., 2018а), (в) – центральный участок интрузива, по данным (Орсоев и др., 2018) с дополнениями. Нижняя зона осложнена наличием подстилающих плагиоперидотитовых силлов/апофизов, включающих рассеянную минерализацию и сульфидные руды, с которыми ассоциируют проявления пород с сульфидными каплями (точки DV10-4 и DV627).

рентгеновской компьютерной томографии (далее KT), например, (Godel et al., 2006; Barnes et al., 2008, Holwell et al., 2016; Корост и др., 2019). Основой подобных исследований является предположение, что динамика транспорта сульфидного вещества должна быть записана в текстурных особенностях сульфидоносных пород, в том числе в морфологии и объемном распределении глобулярных образований (Barnes et al., 2016, 2017).

В настоящей работе впервые представлены результаты изучения изометричных сульфидных глобул (фактически капель) из образца пикродолерита, опробованного в основании центральной части Йоко-Довыренского расслоенного массива (Северное Прибайкалье, Россия). Такие породы были обнаружены в разведочной канаве, вскрывающей апофизу с линзами рудоносных ультрамафитов, вблизи сложноустроенного нижнего контакта массива (рис. 1, справа). Особенности структуры и состава минерализованных пикродолеритов позволяют предполагать, что глобулы приурочены к контакту апофиза и образовались при быстром остывании магмы, подобно приконтактовым пикродолеритам в других частях массива (см. ниже). Пространственная ассоциация пород с сульфидными каплями с богатыми вкрапленными и сидеронитовыми рудами свидетельствует, что разнообразие типов минерализации (см. Ввеление) отражает определенную последовательность накопления сульфидного материала в низах магматической камеры.

Мы интерпретируем эти сульфиды как капли несмесимого расплава и акцентируем внимание на особенностях их строения, используя (помимо петролого-минералогических методов) структурноморфологический и генетический анализ на основе результатов КТ-исследований, в сочетании с оценками относительных пропорций главных сульфидных фаз. Такой подход позволяет визуализировать структурные соотношения сульфидной фазы и силикатной матрицы в разных масштабах, включая детальное строение одной из сульфидных капель. Эти данные явились основой для оценки среднего химического состава сульфидной глобули. Результаты подобных расчетов аппроксимируют состав ранней или слабо фракционированной сульфидной жидкости в интрузивной камере, что крайне важно для реконструкции истории сульфидного насыщения довыренских магм (Ariskin et al., 2018b). Впервые обсуждаются проблемы гетерогенности сульфидных глобул, указывающие на пространственное разделение Mss-растворов и обогащенных медью сульфидных фракций в субмиллиметровом масштабе.

## ГЕОЛОГИЯ ЙОКО-ДОВЫРЕНСКОГО МАССИВА

#### Географическое положение Йоко-Довыренского массива и геологическая трактовка подстилающих его силлов

Йоко-Довыренский массив (далее "Довырен") расположен в складчатом обрамлении юга Сибирской платформы, примерно в 60 км к северо-востоку от побережья оз. Байкал (пос. Нижнеангарск). Это крупнейший из интрузивов Сыннырско-Довыренского вулканоплутонического комплекса, U-Pb изотопный возраст пород которого по цирконам попадает во временной интервал от 728.4  $\pm$  3.4 млн лет (интрузивный комплекс) до 722  $\pm$  7 млн лет для ассоциирующих вулканитов (Арискин и др., 2009, 2013). Результаты U-Pb датирования по бадделеиту из пегматоидного габбронорита в верхах массива дают возраст в 724.7  $\pm$  2.5 млн лет (Ernst et al., 2016).

Породы Довырена залегают согласно с вмещающими породами среди крутопадающих карбонатно-терригенных (преимущественно черносланцевых) толщ Сыннырского рифта (Конников, 1986; Рыцк и др., 2002). Довырен имеет субвертикальное падение, что дает возможность опробовать стратиграфические разрезы от нижнего до верхнего контакта. При этом в основании Довырена, ниже закаленных контактов, прослеживаются протяженные (до нескольких километров) ультрамафит-мафитовые тела, которые принято называть плагиоперидотитовыми (Кислов, 1998) или габбро-перидотитовыми силлами (Орсоев и др., 2018). Они рассматриваются как неотъемлемый компонент Довыренского интрузивного комплекса (Арискин и др., 2015) и обычно отделены от главного интрузивного тела мощными (до 150-200 м) прослоями ороговикованных вмещающих пород. Результаты геологического картирования массива показывают (рис. 16, 1в), что в центральной, наиболее мощной, части эти протяженные силлы могут примыкать к базальному основанию Довырена (Ariskin et al., 2018b). Таким образом, подстилающие тела габбро-перидотитов или, по крайней мере, некоторые из них можно рассматривать как апофизы или ответвления от Довырена, а горизонты роговиков – как неперемещенные линзы вмещающих пород, подвергнутых контактовому термальному метаморфизму.

На основании петрологических реконструкций установлено, что нижние породы Довырена, от пикродолеритов до плагиоперидотитов, представлены незакономерным переслаиванием двух типов оливиновых кумулатов - наиболее примитивных (оливин  $Fo_{88}$ ,  $T \sim 1290^{\circ}$ С) и более эволюционированных с оливином, магнезиальность которого не выше Fo<sub>86-87</sub> в равновесии с магмами при температуре ниже 1240°С (Ariskin et al., 2018а). Причем, плагиоперидотиты второго типа по составу оливина близки к породам подстилающих и примыкающих к базальной зоне силлов. Такая гетерогенность вызывала многолетние дискуссии по вопросу - относятся/принадлежат ли плагиоперидотиты к основанию стратиграфического разреза Довырена (Арискин и др., 2009) или же представляют самостоятельные фазы внедрения (Конников, 1986)? Д.А. Орсоев с соавторами (2018) представили находки ксенолитов плагиоперидотитового состава из верхней мафической части Довыренского интрузива, интерпретируя эти породы как аналог или реликты габбро-перидотитовых силлов, что предполагает их

ПЕТРОЛОГИЯ том 28 № 3 2020

более раннее внедрение. Мы полагаем, что химическая гетерогенность базальной части Довырена при отсутствии холодных контактов между инъекциями магматического материала свидетельствует о практически одновременном внедрении и взаимном импрегнировании производных одной и той же высокомагнезиальной магмы в виде гетерогенных смесей оливин-расплав при температурах, различающихся на 100°С. Причем, наиболее примитивные магмы были недосышены относительно сульфидной фазы, а продукты их кристаллизации (вероятно, уже в магмоподводящей системе) содержали некоторое количество сульфидов (Ariskin et al., 2018а). Это обстоятельство важно учитывать при обсуждении природы пород с глобулярными сульфидами, которые встречаются в подстилающих телах, состоящих из относительно дифференцированных оливиновых кумулатов.

#### Строение и сульфидная минерализация Йоко-Довыренского массива

Для удобства выделим три основные структурные группы в стратиграфической последовательности пород Довырена: (1) базальная зона или краевая группа (мощностью 150-200 м), (2) главная расслоенная серия (мощностью от ~3 км в центре до ~1 км в северо-восточном замыкании) и (3) прикровельная зона мощностью около 200 м. Строение базальной и прикровельных зон в целом выдержано по простиранию: внизу – это закаленные габбронориты и пикродолериты, переходящие в горизонт плагиоклазовых перидотитов, а в верхней ее части присутствуют безоливиновые пижонитсодержащие габбро и лейкогаббронориты, включая тонкозернистые фации эндоконтакта (рис. 1а). Причем, степень гетерогенности придонного горизонта в центре выше, чем в юго-западной и северо-восточной его оконечности, где представлены плагиоперидотиты с исходным составом оливина ~*Fo*<sub>86-87</sub> (Ariskin et al., 2018а). Более контрастно представлено строение расслоенной серии: в центре массива ее основной объем состоит из плагиоклазсодержащих дунитов (до 970 м), существенно мезократовых троктолитов (~950 м) и габброидов (~1050 м), варьирующих от оливиновых габбро до оливиновых и оливинсодержащих габброноритов (рис. 1а). На северо-востоке (разрез Школьный мощностью 1340 м) 2/3 массива сложены переслаиванием плагиодунитов и сильно меланократовых троктолитов при отсутствии дунитов.

Далее рассмотрим особенности сульфидоносных пород из центральной части массива, где происходил отбор пород с глобулярными сульфидами (рис. 16, 1в). В стратиграфическом разрезе Довырена мы выделяем четыре разновидности сингенетической минерализации малосульфидного типа, включая снизу вверх: (1) горизонт плагиодунитов с рассеянными сульфидами с преобладанием пентландита (Ariskin et al., 2016), (2) богатые (до 70– 77%) халькопиритом и кубанитом ассоциации в нижней половине троктолитовой зоны (с ЭПГминерализацией), (3) главный платинометальный "риф", также связанный с пентландит-пирротинхалькопиритовой (+кубанит) ассоциацией, приуроченный к зоне перехода от лейкотроктолитов к оливиновым габбро, и (4) горизонт относительно богатых сульфидами (местами до ~10 мас. %) безоливиновых габброноритов в пределах прикровельной зоны (Дистлер, Степин, 1993; Кислов, 1998; Ariskin et al., 2016, 2018а).

#### Строение и минерализация апофиз оливиновых габброноритов

Богатые сульфидами породы, вплоть до сидеронитовых и массивных руд (Байкальское месторождение (Кислов, 1998; Толстых и др., 2008)), сосредоточены по периферии Довырена, вдоль всего протяженного нижнего контакта. В центральной части эта рудная минерализация связана с габбро-перидотитовыми силлами или апофизами ниже полошвы массива. на северо-восточном и юго-западном флангах приурочена к плагиоперидотитам из основания массива и комагматичным дайкам габбродиабазов (Арискин и др., 2013). Геологическая позиция и природа рудопроявлений в области сочленения силлов/апофизов с основанием (возможно, магмополволяшей системы) Довырена неоднозначна, тем не менее, мы полагаем, что значительная часть сосредоточенной здесь массы сульфидного вещества поступила из магматической камеры или кондуита. Об этом свидетельствуют низкие значения  $\delta^{34}S$  в большинстве сульфидоносных пород, как правило, в пределах +(1-3)‰ (Качаровская, 1986) и хорошее соответствие между наблюдаемыми и модельными содержаниями Pt, Pd, Au и Te в примитивных сульфидах (Ariskin et al., 2018b).

Неопределенность проявляется и в строении пластовых тел, что трудно рассматривать как результат внедрения и дифференциации одного импульса магмы. Для наиболее мощных силлов характерна контрастная расслоенность, которая выражается в присутствии лейкократового горизонта Ol-содержащих и безоливиновых габброноритов, заключенного между подстилающими их меланократовыми оливиновыми габброноритами и перекрывающими плагиодунитами, сильно серпентинизированными в верхней части. Это наглядно демонстрирует стратиграфическая последовательность пород силла Верблюд на рис. 2, слагающего седловину двугорбой возвышенности в среднем течении руч. Центральный и имеющего мощность около 200 м (Арискин и др., 2013, 2015). Д.А. Орсоев с соавторами (2018) отмечают, что в пределах расслоенной серии этого силла наблюдается секущая дайка кварцсодержащих гранофировых габброноритов мощностью

~15 м. Интрузии лейкогабброидов в ультрамафиты имеют место и в других телах, например в силле Магнетитовый, см. рис. 10 в (Ariskin et al., 2018а).

Необычность залегания ультрамафитов над габброноритами подчеркивается распределением MgO и Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> по разрезу в породах силла Верблюд (рис. 2). Учитывая пойкилитовую природу плагиоклаза в плагиолунитах (состав и структура которых аналогичны плагиодунитам Довырена, см. Ariskin et al., 2016, 2018а), можно предположить, что верхние ультрамафиты представляют выжимкиапофизы из главной довыренской камеры. В этом случае нижнюю часть расслоенного тела массива можно рассматривать как результат контрастной дифференциации другого импульса магмы, осложненного дополнительными инъекциями гранофировых и безоливиновых габброноритов. Подобно строению нижних контактов главного расслоенного массива (Кислов, 1998; Ariskin et al., 2018а), для довыренских силлов характерно наличие маломощных зон закалки, представленных пикродолеритами – порфировидными породами с вкрапленниками оливина и долеритовой структурой основной массы (Орсоев и др., 2018). В этих породах проявляется снижение содержания оливина (и, соответственно, MgO в породе) по направлению к непосредственному контакту, что является характерной особенностью строения многих интрузивных тел (Арискин и др., 2009).

## ОБРАЗЦЫ ДЛЯ ИССЛЕДОВАНИЙ

Для последующего рассмотрения важно, что вблизи нижнего эндоконтакта силла Верблюд, на стратиграфическом уровне примерно от 20 до 50 м нами установлена сульфидная минерализация. Аналогичное, но более значимое накопление сульфидов проявляется в основании другого силла или апофизы (профиль DV10), опробованного на удалении 3.5 км к юго-востоку от силла Верблюд в разведочной канаве, примерно в 200 м от выходов сетчатых сульфидных руд (рис. 1, 2). Именно в этом разрезе нами впервые обнаружены образцы оливиновых габброноритов с мелкими сульфидными каплями размером до 3–4 мм.

Опробование другой параллельной канавы на расстоянии около 120 м к северо-востоку от точки DV10 привело к обнаружению еще одного типа пород с глобулярными сульфидами — с меньшим количеством оливина и существенно менее магнезиальных (табл. 1), с четко выраженной долеритовой структурой. Размер отдельных капель в этих породах достигал 15 мм. Несмотря на то, что задернованность склонов не позволяла определить точное положение этих пород относительно нижнего контакта, особенности структуры и состава указывают на то, что они представляют пикродолериты с сульфидными каплями, которые формировались вблизи зоны закалки, возможно



**Рис. 2.** Стратиграфическая последовательность и вариации состава пород по разрезам силла Верблюд (Арискин и др., 2013, 2015) и основания безымянного силла/апофиза, профиль DV10. Составы пород силла Верблюд и образцов по профилю DV10 см. в Приложении В к статье (Ariskin et al., 2018а), лист

"Rocks" (https://doi.org/10.1016/j.lithos.2018.01.001). Графики демонстрируют небольшое накопление серы (сульфидов) в основании разрезов.

вдоль непосредственного контакта с вмещающими роговиками. Для последующих исследований нами было выбрано четыре образца в этой точке (профиль DV627 на рис. 1в), один из которых (обр. DV627-1-2) изучен петролого-геохимическими методами, включая КТ-исследования и детализацию структуры и состава наиболее крупной сульфидной капли и ее капли-спутника.

### МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ И ОБОРУДОВАНИЕ

При изучении пород-капельников использовался традиционный минералого-петрографический подход и методы рентгеновской компьютерной томографии — в сочетании с элементным картированием и оценками пропорций сульфидных фаз с помощью программы Adobe Photoshop CS2. Петрографическое описание образцов и съемка микрофотографий проводились на оптических микроскопах Altami MET 1C и CARL ZEISS AXIO LAB.A1 с использованием программы Kolor Autopano Giga 4.2 для создания панорамных изображений.

Аналитические исследования. Содержания петрогенных компонентов пород силлов Верблюд и профиля DV10 (рис. 1в) были получены методом рентгеноспектрального флюоресцентного анализа

ПЕТРОЛОГИЯ том 28 № 3 2020

(РФА) в Школе физических наук и Центре исследований рудных месторождений при Тасманийском университете (CODES, г. Хобарт, Австралия). Детали аналитических исследований см. в Приложении А к статье (Ariskin et al., 2018а; https://doi.org/10.1016/j.lithos.2018.01.001). Состав обр. DV627-1-2 (табл. 1) оценен по схеме HCAM ВИМС 439-РС методом РФА на вакуумном спектрометре последовательного действия, модель Ахіоѕ mAX Advanced производства компании PANalytical (Нидерланды), в лаборатории анализа минерального вещества ИГЕМ РАН (аналитик А.И. Якушев, Москва). В качестве контрольных образцов использованы стандартные образцы геологической службы США (USGS).

Исследования состава минеральных фаз и элементное картирование проведено в лаборатории локальных методов исследования вещества кафедры петрологии МГУ им. М.В. Ломоносова на электронном микроскопе JSM-6480LV с вольфрамовым термоэмиссионным катодом, оснащенном энергодисперсионным спектрометром X-Max-N50 ("Oxford Instruments", Великобритания). Стандарты и образцы измерялись в режиме сфокусированного зонда при ускоряющем напряжении 20 кВ и силе тока зонда 10 нА. При этом применялись стандарты металлов, стехиометричных оксидов и сульфидов. Для обработки результатов измерений по алгоритму XPP-коррекции использовалась оболочка INCA ("Oxford Instruments", версия 21b), что обеспечивало точность оценки содержаний для главных элементов в интервале 0.5–2 отн. %.

Рентгеновская компьютерная томография. Для получения данных различного разрешения и информативности были использованы две КТ-системы (Корост и др., 2019). На первом этапе съемки объекты изучения сканировались на томографе РКТ-180 (АО "Геологика", Новосибирск), который предназначен для работы с полноразмерным скважинным керном и крупными образцами. Этот сканер обеспечивает достаточно быструю съемку (~20 мин) при относительно грубом разрешении - от 100 до 200 мкм. На втором этапе из наиболее перспективного (в плане полноты капель) образца выбуривался цилиндр диаметром 10 мм, включающий как сульфидные капли, так и их периферийное окружение. Этот цилиндр сканировался на томографе SkyScan-1172 (Bruker, Германия), с разрешением около 3 мкм. Проведенная на этом приборе съемка включала от 1000 до 2500 плоскостных срезов для каждого образца, из которых с помощью пакета программ компании SkyScan (DataViewer, CTAn, CTVol, CTVox) производился пересчет набора полученных рентгенограмм в набор плотностных сечений, отображающих внутреннюю структуру объекта (Корост и др., 2019).

Расчет пропорций сульфидных фаз проводился в программе Adobe Photoshop CS2. Для этого серия изображений капли, полученных в отраженном свете (см. ниже), обрабатывалась серией фильтров, затем в каждом шлифе выделялись контрастные по цвету фазы (пирротин/троилит, пентландит, халькопирит) и замерялась площадь каждой фазы в пикселях. Используя средние составы этих минералов (по результатам микрозондовых анализов), полученные данные пересчитывались на соотношения Fe, Ni, Cu и Co для данной площади. Достоверность таких оценок контролировалась сравнениями с результатами более точного элементного картирования, что показало отклонение не хуже 1% в пересчете на концентрацию конкретного металла.

## ПЕТРОГРАФИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ

Пикродолерит, обр. DV627-1-2, представлен массивной, полнокристаллической, средне-мелкозернистой породой порфировидного облика и офитовой структурой основной массы. Порфировидность определяется наличием крупных вкрапленников оливина, а "офитовость" проявлена в цементирующей основной массе в виде удлиненных кристаллов пироксенов и многочисленных мелких лейст плагиоклаза (рис. 3). По структуре, минеральному и химическому составу эти породы очень близки к закалочным пикродолеритам

Таблица 1. Сравнение составов убого- и слабоминерализованных пород из эндоконтактовых зон Йоко-Довыренского массива и подстилающих силлов/апофизов

Компо-	DV30-1a	DV627-1-2	DV35-2	DV10-4
ненты	0.4	н.д.	3	~20
SiO <sub>2</sub>	50.66	49.33	47.89	45.65
TiO <sub>2</sub>	0.54	0.57	0.46	0.36
$Al_2O_3$	11.67	10.11	9.64	6.87
FeO	9.56	11.42	11.50	13.12
MnO	0.18	0.19	0.18	0.20
MgO	16.75	18.85	20.94	26.43
CaO	7.80	6.68	7.27	4.95
Na <sub>2</sub> O	1.53	1.35	0.99	0.53
K <sub>2</sub> O	0.86	0.84	0.67	0.56
$P_2O_5$	0.10	0.09	0.07	0.07
$Cr_2O_3$	0.23	0.24	0.23	0.46
NiO	0.07	0.10	0.09	0.23
S	0.05	0.23	0.07	0.57
Сумма	100.00	100.00	100.00	100.00
П.п.п.	1.10	1.20	1.54	3.3

Примечание. 0.4, 3, ~20 – расстояние от нижнего контакта, м (н.д. – нет данных). Составы пересчитаны на безводную основу. Состав пикродолерита-капельника, обр. DV627-1-2, – настоящая работа; остальные взяты из табл. 1 и 3 в статье (Ariskin et al., 2018b): обр. DV30-1а представляет закаленный контакт Йоко-Довыренского массива, обр. DV35-2 – эндоконтакт силла Верблюд.

из типичного нижнего контакта массива, в частности, обр. DV30-1a, см. в (Ariskin et al., 2018a) и в табл. 1. Основными породообразующими минералами являются оливин  $Fo_{82.5\pm0.5}$  (примерно 15 об. %), варьирующий от андезина до лабрадора плагиоклаз (в среднем  $An_{53.5\pm1.5}$ , ~50%), авгит (Mg# = 78.5 ± 0.6, ~15%) и гиперстен (Mg# = 74.5 ± 0.7, ~10%). Вторичные минералы представлены соссюритом и серпентином. Из второстепенных фаз преобладают сульфиды (~5%) и флогопит (Mg# ~80, 2.5–5%); главные акцессорные фазы – алюмохромит (Cr# = Cr/(Cr + Al) = 67.5 ± 1, ~0.5%) и ильменит (1%). Характеристики химического состава силикатных минералов приведены в табл. 2.

Минералогия силикатов и оксидов. Оливин образует вкрапленники около 1.5 мм в поперечнике. Четкие кристаллографические очертания кристаллов прослеживаются редко, в основном зерна оливина изометричные или слабо вытянутые. Офитовая ассоциация плагиоклаза и пироксенов выражена удлиненными кристаллами со средним размером около 1 мм. Для плагиоклазовых лейст отношение длины к ширине составляет (4–5) : 1, соссюритизация проявлена слабо. Гиперстен на-



**Рис. 3.** Структурные соотношения породообразующих минералов в пикродолерите-капельнике, обр. DV627-1-2. (а) – вкрапленник оливина (*Ol*) в основной оливин-пироксен-плагиоклазовой массе (*Ol-Opx-Cpx-Pl*), николи скрещенны, увеличение ×5; (б) – тот же участок, без анализатора; (в) – зерна флогопита (*Phl*) на границе с сульфидом (*Sulf*), николи скрещенны, увеличение ×5; (г) – тот же участок, без анализатора.

блюдается в виде субидиоморфных и удлиненных, реже ксеноморфных кристаллов с отношением длины к ширине (5-6) : 1. Пойкилитовые соотношения с плагиоклазом не проявлены (рис. 3а, 3б). Авгит наиболее распространен и занимает ту же структурную позицию, что и гиперстен, но его удлиненные кристаллы чуть менее вытянуты при отношении – (4–5): 1. Флогопит образует субидиоморфные, реже ксеноморфные таблитчатые зерна, при этом большинство кристаллов флогопита ассоциируют с сульфидами, часто образуя ореолы минерализации вокруг сульфидных капель (рис. 3в). Ильменит формирует субидиоморфные и ксеноморфные зерна размером до 0.3 мм, тогда как алюмохромит представлен изометричными кристаллами размером не более 0.1 мм. Большинство зерен алюмохромита обнаружено внутри вкрапленников оливина; в основной массе отмечены только редкие кристаллы, иногда в виде небольших скоплений.

Минералогия сульфидных фаз. В изученном образце сульфиды представлены рассеянными и сфероидными (в плане) образованиями (рис. 4), глобулярная форма которых подтверждается результатами КТ-исследований (рис. 5). При этом основная масса сульфидов сосредоточена именно в каплях, в составе которых преобладают пирро-

твердого раствора (Mss), примерно в равной пропорции (рис. 6б-6г). Такая ассоциация характерна для большинства руд Байкальского месторождения (Качаровская, 1986), а также многих других Cu-Ni-сульфидных месторождений и рудопроявлений (Рябов и др., 2001; Спиридонов и др., 2010; Служеникин и др., 1994). По данным (Taylor et al., 1970; Новиков, 1988), образование подобных структур связано с субсолидусным распадом Mss-раствора, близкого по составу к железистому пирротину при температуре ниже 150°С. Усредненный химический анализ, полученный в ходе элементного СЭМ-картирования площадки 400 × 400 мкм, может отражать состав первичного, не претерпевшего распад железистого пирротина (мас. %): S - 37.6, Fe - 62.1, Ni - 0.25. Распределение халькопирита, кубанита и

тин и троилит. Эти фазы формируют характерные

змееобразные ламели распада моносульфидного

пентландита демонстрирует расслоение на богатую минералами меди (предположительно) верхнюю часть и обогащенную пирротином/троилитом нижнюю (рис. 6а). Помимо верхов, редкие зерна халькопирита отмечены по всему объему изученной капли, но слагают также существенную часть окружающего гало из тонкой сульфидной вкрапленно-

Tuomingu 21 7 thinin is	eenin eeerab nopea	соооризующих мин	ерштов в тткродот	ерше, вер. В (в2)	1 2
Компоненты	Ol	Pl	Opx	Срх	Phl
SiO <sub>2</sub>	37.28–38.03 (37.7)	52.86-54.68 (50.6)	52.86-54.68 (53.7)	51.59–53.84 (53.1)	37.91–38.32 (38.1)
TiO <sub>2</sub>	_	_	0.12-0.57 (0.41)	0-0.94 (0.24)	1.51-6.59 (3.85)
$Al_2O_3$	-	29.6–30.64 (30.24)	0.28–1.65 (1.29)	0.3–2.4 (0.78)	13.97–15.62 (14.88)
FeO	20.48–23.15 (21.41)	0.13-0.19 (0.15)	13.71–17.64 (15.49)	4.34–8.27 (6.05)	8.18–9.28 (8.73)
MnO	0.22–0.31 (0.27)	_	0.29–0.41 (0.35)	0.08-0.25 (0.16)	_
MgO	37.25–39.46 (38.68)	_	25.72–28.52 (27.02)	15.01–16.46 (15.81)	17.18–20.96 (19.04)
CaO	0.01-0.11 (0.08)	12.5–13.33 (13.08)	0.36–2.01 (1.58)	21.51–23.9 (22.61)	_
Na <sub>2</sub> O	_	3.5–4.32 (3.87)	_	0.09-0.32 (0.19)	0.07-0.49 (0.31)
K <sub>2</sub> O	_	0.14-0.21 (0.16)	_	_	9.27–9.86 (9.50)
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	_	_	0-0.23 (0.11)	0-0.38 (0.18)	0.7 - 0.95 (0.84)
NiO	0.14-0.24 (0.21)	_	_	_	_
Cl	_	_	_	_	0.32-0.45 (0.41)

Таблица 2. Химический состав породообразующих минералов в пикродолерите, обр. DV627-1-2

сти (рис. 4). Как правило, этот минерал формирует ксеноморфные выделения, реже встречается в виде небольших ламелей в пирротине/троилите. В халькопирите широко проявлены двойники полиморфных переходов из кубического в тетрагональный (Christa, Couderc, 1989) (рис. 6г). Хотя в отраженных электронах такие двойники выглядят контрастно, они идентичны по составу (см. табл. 3) и не являются ламелями кубанита. Редкий кубанит установлен исключительно в виде ламелей в халькопирите из верхних частей капель и в пределах гало (рис. 6е).

Пентландит представлен двумя генерациями. Зернистый пентландит-1 (рис. 6б) приурочен к верхам сульфидных глобуль и зачастую находится в ассоциации с халькопиритом, отделяя нижнюю существенно пирротиновую часть капли от более богатых халькопиритом верхов. Пламеневидные ламели пентландита-2 развиты в основном в центральной части глобули и приурочены к границам халькопирита и пирротина, а также — к границам двойников в пирротине и внутренним трещинам в сульфидах (рис. 6в). Такие ламели составляют не более 1% от всего объема пентландита в шлифах. Отличие между этими разновидностями пентландита подчеркиваются их химическим составом (табл. 3). Для пентландита-2 характерны более существенные вариации по Ni (от 30 до 33.5 мас. %) при содержании <1 мас. % Со. В то время как состав пентландита-1 более выдержан (31.5–33 мас. % Ni) и отличается повышенным содержанием ко-



Рис. 4. Элементная карта площадки сечения пикродолерита-капельника, обр. DV627-1-2, размером 20 × 40 мм. Съемка проведена на микрозонде-микроскопе РАМ 30-µ методом локального ренгенофлюоресцентного элементного микроанализа. Цветом выделены области максимальных содержаний серы, никеля, меди и калия, который используется как маркер флогопита. Хорошо видны ареолы флогопита вокруг сульфидных капель, а также распространение зерен халькопирита вне сульфидных глобул.



**Рис. 5.** Результаты КТ-съемки пикродолерита-капельника, обр. DV627-1-2, в трех разных проекциях. Съемка проведена на томографе РКТ-180. Минералы силикатной матрицы показаны полупрозрачными в темно-серых тонах, сульфиды — золотистым цветом. На проекции справа сульфидные глобулы выстроились в одну плоскость, демонстрируя планарность распределения.



Рис. 6. Изображение сульфидной капли и микрофотографии структурных соотношений сульфидных фаз в отраженных электронах.

(а) — панорама одного из срезов капли, где хорошо проявлено разделение на более богатую халькопиритом верхнюю часть и обогащенную пирротином/троилитом нижнюю; (б) — кристалл зернистого пентландита в пирротин-троилитовом матриксе на краю сульфидной капли; (в) — пламеневидная ламель пентландита на границе пирротина и халькопирита; (г) — ксеноморфное зерно халькопирита в пирротин-троилитовом матриксе из центра капли (видны двойники полиморфных переходов из кубичекого халькопирита в тетрагональный<sup>1</sup>, а также зерна пламеневидного пентландита на краю выделения халькопирита); (д) — структуры распада Mss-раствора на пирротин и троилит, в ассоциации с халькопиритом и сфалеритом; (е) — ламели кубанита в зерне халькопирита. *Ро* — пирротин, *Рп* — пентландит, *Tr* — троилит, *Сру* — халькопирит, *Сиb* — кубанит, *Sf* — сфалирит.

<sup>1</sup>Это подтверждается идентичностью составов светло-серого (участок 2) и серого (участок 1) участков в халькопирите (см. табл. 3).

бальта (1.5—2.6 мас. %). Подобные разновидности пентландита типичны для медно-никелевых руд и зон сульфидной минерализации (Vishnevskiy, Cherdantseva, 2016; Barnes et al., 2006; Prichard et al., 2004; Duran et al., 2017), в том числе и в самом Йоко-Довыренском массиве (Качаровская, 1986).

В качестве второстепенных сульфидных минералов встречаются сфалерит и галенит. Интересно,

что все капли окружены ореолом из кристаллов флогопита, нередко с зернами апатита: эти взаимоотношения хорошо заметны на элементной карте обр. DV627-1-2 (рис. 4). Эти данные подтверждают, что практически весь пентландит в сульфидных глобулах сконцентрирован в одном или в нескольких крупных зернах, тогда как большинство зерен халькопирита находятся на некотором удалении от

#### ПШЕНИЦЫН и др.

		1 7 1	· · · ·		
Минерал	S	Fe	Со	Ni	Cu
Пирротин	37.7-38.9	60.4-61.8		0.3-0.5	
Троилит	36.2-36.6	63.1-63.5		0-0.04	
Пирротин + троилит (площадка)	37.6	62.1		0.25	
Пентландит-1	32.8-33.5	30.9-33.5	1.4-3.3	31.6-33.1	
Пентландит-2	33.2-33.8	32.4-34	0.28 - 0.86	32.3-33.6	
Халькопирит	34.1-35.2	30.4-31.2			33.6-34.7
Халькопирит (участок 1)*	34.6	30.9			34.1
Халькопирит (участок 2)*	34.9	30.4			34.2
Кубанит	34.8-35.5	40.8-41.2			22.6-23.3

Таблица 3. Концентрации основных металлов и серы в сульфидных минералах (мас. %)

\* См. сноску к подрисуночной подписи рис. 6.

сульфидных капель, формируя рассеянную вокруг них высокомедистую ассоциацию.

## РЕЗУЛЬТАТЫ РЕНТГЕНОВСКОЙ КОМПЬЮТЕРНЕОЙ ТОМОГРАФИИ

Мелкомасштабная съемка. Предварительное изучение образца пикродолерита-капельника методом КТ при низком разрешении 100-200 мкм на томографе РКТ-180 позволило выявить внутри образца 25 отдельных каплеобразных образований, размером от 2 до 15 мм (рис. 5). Рассчитанное по результатам КТ-исследования содержание сульфидов в образце составило 0.87 об. %, степень их связанности – 36%.<sup>1</sup> Эти данные хорошо согласуются с итоговой трехмерной реконструкцией: подавляющее большинство сульфидов (золотистые на модели) концентрируются в изолированные глобули, между которыми присутствуют слабо связанные рассеянные сульфиды. Тонкая структура этих разветвленных (ксеноморфных) и отдельных сульфидных интерстиций при данном разрешении не видна. Сами же капли имеют слегка приполюсную форму. Многие из них характеризуются присутствием капель-спутников, представленных мелкими субмиллиметровыми капельками вблизи основной глобули, см. рис. 5 и результаты крупномасштабной съемки на рис. 7. При этом большинство глобулярных образований выстраивается в единую плоскость, которая установлена при стереоскопическом вращении КТ-модели (рис. 5, справа). Интересно, что данная плоскость ортогонально совпадает с плоскостью уплощения сульфидных капель. Заметим,

что подобные наблюдения недоступны обычным методам микроскопических исследований.

Крупномасштабная съемка. Используя стереологическую модель для целого образца (рис. 5), нам удалось распилить его под таким углом, что были вскрыты сразу пять капель размером от 2 до 8 мм. Аншлиф этого препарата был использован при крупномасштабном элементном картировании поверхности (рис. 4), а также микрозондовых и петрографических исследований. Для подготовки следующего этапа КТ-съемки из этого производного образца был точно выбурен миникерн диаметром 10 мм, который включал одну из наиболее крупных капель. Этот миникерн был отснят с высоким разрешением около 3 мкм на томографе SkyScan-1172. Построенная на основе этих данных трехмерная модель позволила увидеть детали сложного строения крупной капли (рис. 7а), которая включает основной приплюснутый сфероид размером  $8 \times 7 \times 4.5$  мм с неровной поверхностью, осложненной микроапофизами наподобие "протуберанцев" (рис. 7б), и окружающее его кольцеобразное гало из тонкой сульфидной вкрапленности (рис. 7в). По внешней периферии гало выделяется еще одна мелкая капля размером около 2 мм (см. нижнюю часть сульфидной ассоциации на рис. 7а и 7в). При этом гало и основная капля не связаны через интерстициальное пространство силикатных минералов, что позволило выделить и визуализировать их отдельно друг от друга. По результатам расчетов на основе КТ-реконструкций объем сульфидного материала в гало составляет примерно 5% от объема основной капли.

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Степень связанности рассчитывается как доля самого крупного объекта (в отн. %) от суммарного объема данного рентгеноконтрастного компонента (Корост и др., 2019).



**Рис. 7.** Пространственная структура крупной сульфидной капли по результатам КТ-съемки 10 мм керна, выбуренного из пикродолерита-капельника, обр. DV627-1-2. (а) – основная капля-сфероид + сульфидное гало; (б) – только сфероид, (в) – строение сульфидного гало с мелкой каплей.

## СРЕДНИЙ ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ СУЛЬФИДНОЙ КАПЛИ

Оценка состава протосульфидных и производных жидкостей играет важную роль при рассмотрении эволюционных процессов концентрирования и переноса ЭПГ и других благородных металлов в магматических системах (Naldrett, 2004). Для решения этой задачи в сульфидной петрологии обычно используются методы пересчета валовых содержаний ЭПГ в породах на 100% сульфидной массы, например, (Barnes, Lightfoot, 2005; Ariskin et al., 2018b). Этот подход предполагает отсутствие значительного приноса или выноса сульфидного вещества после его кристаллизации и хорошо работает для высокохалькофильных элементов при содержании сульфидов выше 1–3%. Недостатком метода являются трудности с надежной оценкой содержаний Ni, Со и Си: для двух первых элементов необходимо вводить поправки на количество и состав фемических минералов (особенно оливина), в случае меди надо учитывать ее содержание в интеркумулусе. Другая проблема связана с выбором представительного объема сульфидных сегрегаций, который можно использовать для аппроксимации состава исходной сульфидной жидкости. Связано это с тем, что, по мере кристаллизации и фракционирования сульфидов на посткумулусной стадии, более поздние и медистые фракции способны мигрировать сквозь поровое пространство затвердевающих кумулатов или формировать самостоятельные, способные к перемещению массы. В таких месторождениях как Норильск и Садбери масштабы подобных миграций могут составлять десятки метров (Mungall, 2002; Naldrett et al., 1984; Спиридонов, 2010). С одной стороны, в изученных нами породах зафиксированы скопления сульфидов меди вокруг основного сфероида только в пределах нескольких миллиметров (рис. 4, см. Обсуждение результатов). Поэтому каждую сульфидную каплю с ближайшим окружением можно рассматривать как закрытую систему. С другой стороны, тот факт, что объем сульфидного материала в гало не превышает 5 отн. % (см. выше), а сложено оно теми же основными металлами, что и сфероид, указывает, что погрешность при оценке валового состава исходного сульфида по составу основного тела капли не должна превышать первых процентов.

Расчеты на основе элементного картирования. Для решения этой задачи, используя точную локализацию капли в миникерне, он был распилен на 11 тонких пластин толщиной порядка 0.7 мм, вскрывающих полную ассоциацию сульфидов в виде глобулярных образований. Из этих препаратов приготовлено семь аншлифов, представляющих строение капли на разных уровнях (изображение одного из них показано на рис. 6а). В каждом аншлифе подсчитывались площади для халькопирита, пирротина/троилита и пентландита. Затем, используя средние химические составы каждой фазы по данным микрозондового элементного картирования (рис. 8) и рассчитанные площадные соотношения (рис. 9, слева), эти данные пересчитывались на соотношения S, Fe, Ni, Co и Cu в сульфиде для каждого из срезов.

Наличие семи представительных сечений сульфидной капли позволило достаточно точно оценить состав всей капли в целом и состав исходной сульфидной жидкости в образце пикродолерита, постулируя закрытость системы в отношении сульфидного материала. Для оценки достоверности этого метода мы провели сравнение с точечным элементным картированием той же площади на электронном микроскопе. При пересчете обеих оценок на элементный состав сульфида их разница не превысила 1 мас. % для S, Fe, Ni и Cu. В случае Со эта разница оказалась почти в полтора раза выше, вероятно, за счет его малых концентраций в сульфидных минералах (рис. 9, справа).

Таким образом, были рассчитаны составы и минеральные соотношения для семи срезов сульфидной капли. Отдельно рассчитывалось соотношение для гало и для капли, при этом на всех срезах наблюдались систематические отличия в составе: гало более медистое (до 10% более медистое, чем капля на отдельных срезах) и менее никелистое. Для крайних срезов, где было невозможно отде-



Рис. 8. Элементные карты содержаний S, Fe, Ni, Cu, K, Р для одного из сечений обр. 16DV627-1-2.



**Рис. 9.** Пример обработки панорамного изображения одного из сечений обр. 16DV627-1-2 в Adobe Photoshop. Слева — модель площадных соотношений, справа — сравнение расчета средневзвешенного состава с данными по элементному картированию той же области на электронном микроскопе JSM-6480LV.



**Рис. 10.** Химический и минеральный состав сульфидной глобулы, центральной капли и гало. Содержания Fe, Ni и Cu нормированы на сумму основных металлов в сульфидном веществе.

Сульфидные	Средн	евзвешенні основных м	ый состав п еталлов и с	о семи срез серы, мас. %	зам для б	Средний	минеральн	ый состав
00ризовитни	S	Fe	Со	Ni	Cu	Po/Tr	Pn	Сру
Капля-сфероид	36.7	54.9	0.2	4.1	3.9	76.5	11.6	11.9
Сульфидное гало	36.6	50.8	0.1	1.5	11.1	63.6	4.3	32.1
Полное глобулярное	36.7	54.4	0.2	3.6	5.1	75.3	14.2	10.5
обособление, включая								
сфероид + гало								

Таблица 4. Валовый состав сульфидных образований и средние составы сульфидных фаз в пикродолерите, обр DV627-1-2

лить каплю от гало, — рассчитывалось как их сумма. Итоговые валовые значения по всем срезам показаны в табл. 4 и на рис. 10.

#### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Факт небольшого, но систематического обогащения сульфидами базальных частей ультрамафит-мафитовых тел вблизи нижнего контакта Довырена указывает на процессы переноса и накопления протосульфидного вещества не только в главной магматической камере, но также в сопутствующих силлах и апофизах. Находки породкапельников позволяют предположить, что эти транспортные явления сопряжены с каплеобразованием вблизи контактов, что ставит вопрос о природе исходных сульфидных жидкостей, в том числе – особенностях их состава и морфологии. Для изучения морфологических особенностей сульфидных капель мы использовали современные методы рентгеновской компьютерной томографии, которые показали довольно высокую степень связанности сульфидного материала (36%), что отражается на итоговых 3D-реконструкциях: основная масса сульфидов сконцентрирована в округлых каплях, а рассеянные по интеркумулусу сульфиды практически отсутствуют (см. рис. 5). Учитывая петрографический облик породы, которая несет признаки быстрой закалки (см. рис. 2), можно предположить, что жидкие сульфидные капли были "законсервированы" в быстро закристаллизованной силикатной матрице и сохранили близкую к первичной сферообразную морфологию. Это подтверждается также описанием аналогичных по морфологии и строению сульфидных капель в закалочных фациях мафической дайки в террейне Педра Альта (Piedra Alta, Уругвай) (Prichard et al., 2004): в одной из множества мафических даек, связанных с третичной базальтовой вулканической провинцией в районе Кангерлюссак (Kangerlussuag) в Восточной Гренландии (Holwell et al., 2016), а также в габброидной дайке Тогеда (Togeda), где размеры сульфидных глобул достигают вплоть до максимального диаметра около 10 мм (Barnes et al., 2017). Таким образом, каждую сульфидную глобулу и ее ближайшее окружение можно рассматривать как единую закрытую си-

ПЕТРОЛОГИЯ том 28 № 3 2020

стему, не связанную с другими сульфидами в породе. Это позволяет реконструировать процессы фазовых и химических преобразований сульфидной жидкости после ее захвата в силикатную матрицу.

Одним из результатов такой эволюции является наличие гало из тонкой сульфидной вкрапленности вокруг основных глобул (рис. 4, рис. 6). Выявленные в результате расчета среднего химического состава различия между основным сфероидным образованием и окружающем его гало (рис. 9) свидетельствуют о том, что последнее было сформировано из относительно позднего высокомедистого сульфидного материала. По всей видимости, этот компонент был отделен от изначальной "протокапли", в ходе ее кристаллизации, после образования в основном объеме моносульфидного твердого раствора. Мы полагаем, что эта поздняя медистая фракция сульфидов была частично выдавлена в поровое пространство вмещающей силикатной матрицы, возможно, за счет контракционных явлений в затвердевающей породе. При этом основной сульфидный сфероид, сохранил в себе значительную часть меди, на что указывает обогащенная халькопиритом верхняя часть капли (рис. 6а).

Интересен тот факт, что все сульфидные капли в образце находятся в одной плоскости (рис. 5в). Учитывая то, что она совпадает с плоскостью уплощения сфероидальных капель (рис. 5в), такую поверхность можно интерпретировать как маркер фронта кристаллизации породы, ниже которого направленная вниз миграция сульфидной жидкости была невозможна. Мы допускаем, что подобное наложение транспортных явлений на фронт кристаллизации носило собирательный характер, способствуя агломерации мелких капель и перколирующих сульфидов в более крупные глобулярные образования. Предложенная схема формирования глобулярных образований в пиродолеритах изображена на рис. 11: в расплав с интрателлурическими кристаллами оливина вблизи контакта магматической камеры Довырена прибывают капельки и глобулы сульфидной жидкости, которые были сегрегированы из вышележащего объема магмы при достижении насыщения серой и при сульфидной ликвации (рис. 11а). Затем при достижении восходящего фронта в резуль-

#### ПШЕНИЦЫН и др.



Рис. 11. Схема формирования сульфидно-силикатных взаимоотношений в пикродолерите-капельнике. (а) – начальные стадии миграции жидких сульфидных сегрегаций в магме с кристаллами оливина; (б) – захват и консервация сульфидных капель в офитовой матрице, быстро кристаллизующейся по направлению от контакта магматической камеры; (в) – формирование высокомедистого гало и фазовой минеральной расслоенности в каплях при кристаллизации глобулярных сульфидных обособлений.

тате быстрой кристаллизации магмы от контакта они захватываются тонкозернистой силикатной матрицей, кристаллизующейся в виде лейст плагиоклаза и удлиненных кристаллов пироксенов (рис. 11б). Далее при кристаллизации Mss-раствора из протосульфидного расплава происходит частичная выжимка поздней медистой жидкости в поровое пространство породы, заполненное остаточным силикатным расплавом (рис. 11в). Судя по томографическим и минералогическим наблюдениям, такая миграция не превышала 0.5–0.6 см.

#### выводы

Впервые изучено распределение, строение и состав сульфидных капель в пикродолеритах из зоны распространения силлов и апофизов в основании Йоко-Довыренского расслоенного массива, в близкой ассоциации с проявлениями сетчатых Cu-Ni руд. Получены следующие результаты:

1. Петрографические особенности исследованного образца пикродолерита DV627-1-2 указывают, что эта порода сформировалась в условиях быстрого остывания магмы, вероятно, в зоне закалки апофиза, отвечающего по составу оливиновым габброноритам. Содержание вкрапленников оливина в пикродолерите не превышает 15%, а структура и химический состав близки породам из нижнего закаленного контакта массива. 2. Методами рентгеновской компьютерной томографии в обр. DV627-1-2 было установлено 25 глобул диаметром от 2 до 15 мм, распределение которых в объеме породы носит планарный характер. Сами глобулы имеют форму сфероидов, сплющенных в направлении плоскости распределения капель, и окружены кольцеобразным гало из тонкой сульфидной вкрапленности, плоскость распределения которой также совпадает с плоскостью капельных образований.

3. Сульфидные гало удалены от центра сфероидов на расстояние не более 20% их диаметра. С учетом отсутствия других типов рассеянных сульфидов этот факт позволяет рассматривать гетерогенные глобулярные образования (главная капля + гало) как закрытые системы, средний состав которых должен отражать состав исходного сульфида.

4. Главные капли имеют характерную фазовую расслоенность, которая выражается в обогащении халькопиритом предположительно в верхней части и доминировании продуктов Mss-раствора (главным образом, пирротин + троилит) в нижней. Окружающее гало также обогащено минералами меди.

5. Расчеты пропорций сульфидных фаз и результаты изучения их состава на микрозонде (проводившиеся отдельно для гало и основной капли) позволили конкретизировать различия их валового химического состава: гало оказалось на 7.2 мас. % богаче медью и на 2.6 мас. % беднее никелем.

6. Средневзвешенный состав крупного глобулярного образования в обр. DV627-1-2 (диаметром около 10 мм) отвечает (мас. %): 54.4Fe, 3.6Ni, 5.1Cu и 36.7S. Эту оценку можно рассматривать как состав сульфидной жидкости, сформировавшейся вблизи зоны закалки габброноритовых апофизов. Полученная оценка содержания меди в исходном сульфиде согласуется с результатами термодинамического моделирования геохимии сульфидов в ультрамафитах основания Йоко-Довыренского массива по программе COMAGMAT-5, которые указывают на 3.4 мас. % Cu в примитивной протосульфидной жидкости (Ariskin et al., 2018b).

7. Различия в составах между гало и основной каплей указывают на возможность локальной миграции (в масштабе первых миллиметров) остаточных высокомедистых сульфидных жидкостей на этапе дифференциации исходного протосульфидного расплава. В качестве физического механизма формирования гало предполагается отжим наиболее поздней и высокомедистой фракции сульфидного расплава в поровое пространство быстро кристаллизующихся пикритоидных магм.

Благодарности. Авторы благодарны Н.Н. Коротаевой и Э.М. Спиридонову (МГУ им. М.В. Ломоносова) за помощь при проведении анализов и диагностике сульфидных фаз, также признательны В.А. Туркову и К.М. Рязанцеву (ГЕОХИ РАН, Москва) за подготовку аншлифов и препаратов для КТ-исследований, А.Н. Хомяку за консультации при реконструкции КТ-данных. Содержательные комментарии и рекомендации рецензентов (С.Ф. Служеникин и М.А. Юдовская, ИГЕМ РАН) значительно улучшили рукопись.

Источники финансирования. Работа выполнена при поддержке гранта Российского Научного Фонда № 16-17-10129. Подготовка уникальных тонких аншлифов и количественная характеризация пропорций сульфидов проводились в рамках Госзадания ГЕОХИ им. В.И. Вернадского РАН. Аналитические исследования в лаборатории локальных методов исследования вещества кафедры петрологии геологического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова проводились с использованием микроанализатора JEOL JXA-8230, приобретенного за счет средств Программы развития Московского университета.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Арискин А.А., Конников Э.Г., Данюшевский Л.В. и др. Довыренский интрузивный комплекс: проблемы петрологии и сульфидно-никелевой минерализации // Геохимия. 2009. Т. 47. № 5. С. 451–480.

Арискин А.А., Конников Э.Г., Данюшевский Л.В. и др. Геохронология Довыренского интрузивного комплекса в Неопротерозое (Северное Прибайкалье, Россия) // Геохимия. 2013. № 11. С. 955–972.

ПЕТРОЛОГИЯ том 28 № 3 2020

Арискин А.А., Данюшевский Л.В., Конников Э.Г. и др. Довыренский интрузивный комплекс (Северное Прибайкалье, Россия): изотопно-геохимические маркеры контаминации исходных магм и экстремальной обогащенности источника // Геология и геофизика. 2015. Т. 56. № 3. С. 528–556.

Арискин А.А., Бычков К.А., Николаев Г.С. Моделирование микроэлементного состава сульфидной жидкости в кристаллизующейся базальтовой магме: развитие концепции R-фактора // Геохимия. 2017. Т. 55. № 5. С. 453–462.

Дистлер В.В., Степин А.Г. Малосульфидный платиноносный горизонт Йоко-Довыренского расслоенного гипербазит-базитового интрузива (Северное Прибайкалье) // Докл. АН. 1993. Т. 328. № 4. С. 498–501.

Качаровская Л.Н. Сульфидные медно-никелевые руды Йоко-Довыренского расслоенного плутона (состав и условия образования). Автореф. дисс. ... канд. геол.мин. наук. Улан-Удэ: ГИ БНЦ, 1986. 20 с.

*Кислов Е.В.* Йоко-Довыренский расслоенный массив. Улан-Удэ: Изд-во Бурятского НЦ, 1998. 265 с.

Конников Э.Г. Дифференцированные гипербазит-базитовые комплексы докембрия Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1986. 127 с.

Корост Д.В., Арискин А.А., Пшеницын И.В., Хомяк А.Н. Рентгеновская компьютерная томография как метод реконструкции 3D-характеристик рассеянных сульфидов и шпинелида в плагиодунитах Йоко-Довыренского интрузива // Петрология. 2019. Т. 27. № 4. С. 401–419.

*Лихачев А.П.* Платино-медно-никелевые и платиновые месторождения. М.: Эслан, 2006. 496 с.

*Новиков Г.В.* Пирротины: кристаллическая и магнитная структура, фазовые превращения. М.: Наука, 1988. 185 с.

*Орсоев Д.А., Мехоношин А.С., Канакин С.В. и др.* Габбро-перидотитовые силлы верхнерифейского Довыренского интрузивного комплекса (Северное Прибайкалье, Россия) // Геология и геофизика. 2018. Т. 59. № 5. С. 589–605.

Рыцк Е.Ю., Шалаев В.С., Ризванова Н.Г. и др. Олокитская зона Байкальской складчатой области: новые изотопно-геохронологические и петрохимические данные // Геотектоника. 2002. № 1. С. 29–41.

Рябов В.В., Шевко А.Я., Гора М.П. Магматические образования Норильского района. Новосибирск: Нонпарель, 2001. Т. 1 (Петрология траппов, 2-е изд.). 407 с. Синякова Е.Ф., Косяков В.И. Поведение примесей благородных металлов при фракционной кристаллизации Сu-Fe-Ni-сульфидных расплавов, содержащих As и Co // Геология и геофизика. 2012. Т. 53. № 9. С. 1126–1153.

Синякова Е.Ф., Косяков В.И., Борисенко А.С. Влияние примесей As, Bi, Te на поведение платиновых металлов при фракционной кристаллизации сульфидной магмы // Докл. AH. 2017. Т. 477. № 4. С. 470–474.

*Спиридонов Э.М.* Рудно-магматические системы Норильского рудного поля // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. С. 1356–1378.

Спиридонов Э.М., Орсоев Д.А., Арискин А.А. и др. Hg- и Сd-содержащие минералы Pd, Pt, Au, Ag сульфидоносных базитов и гипербазитов Йоко-Довыренского интрузива в байкалидах Северного Прибайкалья // Геохимия. 2019. Т. 64. № 1. С. 43–58.

Служеникин С.Ф., Дистлер В.В., Дюжиков О.А. и др. Малосульфидное платиновое оруденение в Нориль-

ских дифференцированных интрузивах // Геология рудн. месторождений. 1994. Т. 36. № 3. С. 195–217.

*Толстых Н.Д., Орсоев Д.А., Кривенко А.П., Изох А.Э.* Благороднометалльная минерализация в расслоенных ультрабазит-базитовых массивах юга Сибирской платформы. Новосибирск: Параллель, 2008. 193 с.

Ariskin A.A., Danyushevsky L.V., Bychkov K.A. et al. Modeling solubility of Fe-Ni sulfides in basaltic magmas: The effect of Ni in the melt // Economic Geology. 2013. V. 108.  $\mathbb{N}$  8. P. 1983–2003.

*Ariskin A.A., Kislov E.V., Danyushevsky L.V. et al.* Cu-Ni-PGE fertility of the Yoko-Dovyren layered massif (Northern Transbaikalia, Russia): thermodynamic modeling of sulfide compositions in low mineralized dunites based on quantitative sulfide mineralogy // Mineralium Deposita. 2016. V. 51. P. 993–1011.

Ariskin A.A., Danyushevsky L., Nikolaev G. et al. The Dovyren intrusive complex (Southern Siberia, Russia): Insights into dynamics of an open magma chamber with implications for parental magma origin, composition, and Cu-Ni-PGE fertility // Lithos. 2018a. V. 302–303. P. 242–262. Ariskin A.A, Nikolaev G.S., Danyushevsky L.V. et al. Genetic interpretation of the distribution of PGE and chalcogens in sulfide-mineralized rocks from the Yoko-Dovyren layered intrusion // Geochemistry International. 2018b. V. 56.  $N_{\odot}$  13. P. 1322–1340.

*Baker D.R., Moretti R.* Modeling the solubility of sulfur in magmas: A 50-year old geochemical challenge // Rev. Mineral. Geochem. 2011. V. 73. P. 167–213.

*Barnes S-J., Lightfoot P.C.* Formation of magmatic nickelsulfide ore deposits and processses affecting their copper and platinum-group element contents // Eds. J.W. Hedenquist, J.F.H. Thompson, R.J. Goldfarb and J.P. Richards. Econom. Geol. 100<sup>th</sup> Anniversary Vol. 2005. P. 179–213.

*Barnes S.-J., Cox R., Zientek M.* Platinum-group element, gold, silver and base metal distribution in compositionally zoned sulfide droplets from the Medvezky Creek Mine, Noril'sk, Russia // Contrib. Mineral. Petrol. 2006. V. 152. P. 187–200.

*Barnes S.J., Fiorentini M.L., Austin P. et al.* Three-dimensional morphology of magmatic sulfides sheds light on ore formation and sulfide melt migration // Geology. 2008. V. 36. P. 655–658.

*Barnes S.J., Cruden A.R., Arndt N., Saumur B.M.* The mineral system approach applied to magmatic Ni-Cu-PGE sulphide deposits // Ore Geology Rev. 2016. V. 76. P. 296–316.

*Barnes J.S., Mungall J.E., Le Vaillant M. et al.* Sulfide-silicate textures in magmatic Ni-Cu-PGE sulfide ore deposits: Disseminated and net-textured ores // Amer. Mineral. 2017. V. 102. P. 473–506.

*Barnes J.S., Le Vaillant M., Godel B., Lesher C.M.* Droplets and bubbles: solidification of sulphide-rich vapour-saturated orthocumulates in the Norilsk-Talnakh Ni-Cu-PGE ore-bearing intrusions // J. Petrol. 2019. V. 60. P. 1–31.

*Boudreau A.* Hydromagmatic processes and platinumgroup element deposits in layered intrusions. Cambridge University Press, 2019. 286 p.

*Campbell I.H., Naldrett A.J.* The influence of silicate:sulfide ratios on the geochemistry of magmatic sulfides // Economic Geology. 1979. V. 74. № 6. P. 1503–1506.

Christa H-M., Couderc J-J. TEM study of mechanical twinning in experimentally deformed chalcopyrite (CuFeS<sub>2</sub>) single crystals // European Journal of Mineralogy. 1989. V. 1.  $N_{2}$  2. P. 295–314.

*Chung H.-Y., Mungall J.E.* Physical constraints on the migration of immiscible fluids through partially molten silicates, with special reference to magmatic sulfide ores // Earth Planet. Sci. Lett. 2009. V. 286. P. 14–22.

*Duran C.J., Barnes S-J., Pleše P. et al.* Fractional crystallization-induced variations in sulfides from the Noril'sk-Talnakh mining district (polar Siberia, Russia) // Ore Geol. Rev. 2007. V. 90. P. 326–351.

*Ebel D.S., Naldrett A.J.* Fractional crystallization of sulfide ore liquids at high temperature // Economic Geology. 1996. V. 91. P. 607–621.

*Ernst R.E., Hamilton M.A., Söderlund U. et al.* Long-lived connection between southern Siberia and northern Laurentia in the proterozoic // Nature Geoscience. 2016. V. 9. P. 464–469.

*Czamanske G.K., Kunilov V.E., Zientek M.L. et al.* A proton microprobe study of magmatic sulfide ores from the Noril'sk-Talnakh District, Siberia // Canad. Mineral. 1992. V. 30. P. 249–287.

*Fleet M.E.* Phase Equilibria at High Temperatures // Rev. Mineral. Geochem. 2006. V. 61. P. 365–419.

*Fortin M.-A., Riddle J., Desjardins-Langlais Y., Baker D.R.* The effect of water on the sulfur concentration at sulfide saturation (SCSS) in natural melts // Geochim. Cosmochim. Acta. 2015. V. 160. P. 100–116.

*Francis R.D.* Sulfide globules in mid-ocean ridge basalts (MORB) and the effect of oxygen abundance in Fe-S-O liquids on the ability of those liquids to partition metals from MORB and komatilitic magmas // Chemical Geology. 1990. V. 85. P. 199–213.

*Godel B., Barnes S.-J., Maier W.D.* 3D-distribution of sulfide minerals in the Merensky Reef (Bushveld Complex, South Africa) and the J-M Reef (Stillwater Complex, USA) and their relationship to microstructures using X-ray computed tomography // J. Petrol. 2006. V. 47. P. 1853–1872.

Holwell D.A., Keays R.R. The formation of low-volume, high-tenor magmatic PGE-Au sulfide mineralization in closed systems: evidence from precious and base metal geochemistry of the Platinova Reef, Skaergaard intrusion, East Greenland // Economic Geology. 2014. V. 109. P. 387–406.

*Holwell D.A., McDonald I.* A review of the behavior of platinum group elements within natural magmatic sulfide ore systems. The importance of semimetals in governing partitioning behavior // Platinum Metals Rev. 2010. V. 54. № 1. P. 26–36.

*Holwell D.A., Barnes S.J., Le Vaillant M. et al.* 3D textural evidence for the formation of ultra-high tenor precious metal bearing sulphide microdroplets in offset reefs: An extreme example from the Platinova Reef, Skaergaard Intrusion, Greenland // Lithos. 2016. V. 256–257. P. 55–74.

*Krivolutskaya N.A., Gongalsky B.I., Kedrovskaya T.B. et al.* Geology of the western flanks of the Oktyabr'skoe deposit, Noril'sk district, Russia: evidence of a closed magmatic system // Mineralium Deposita. 2018.

https://doi.org/10.1007/s00126-018-0827-z

*Kullerud G., Yund R.A., Moh G.H.* Phase relations in the Cu-Fe-S, Cu-Ni-S and Fe-Ni-S systems // Economic Geology Monograph. 1969. V. 4. P. 323–343.

*Le Vaillant M., Barnes S.J., Mungall J.E., Mungall E.* Role of de-gassing of the Noril'sk nickel deposits in the Permo-Triassic mass extinction event // Proceedings of the National Academy of Sciences. 2017. V. 114. P. 2485–2490.

*Mungall J.E.* Late-stage sulfide liquid mobility in the Main Mass of the Sudbury Igneous complex: Examples from the
Victor Deep, McCreedy East, and Trillabelle deposits // Economic Geology. 2002. V. 97. P. 1563–1576.

*Mungall J.E., Brenan J.M.* Partitioning of platinum-group elements and Au between sulfide liquid and basalt and the origins of mantle-crust fractionation of the chalcophile elements // Geochim. Cosmochim. Acta. 2014. V. 125. P. 265–289.

*Mungall J.E., Su S.* Interfacial tension between magmatic sulfide and silicate liquids: constraints on kinetics of sulfide liquation and sulfide migration through silicate rocks // Earth Planet. Sci. Lett. 2005. V. 234. P. 135–149.

*Naldrett A.J.* Magmatic sulfide deposits: geology, geochemistry and exploration. Heidelberg-Berlin: Springer-Verlag, 2004. 727 p.

*Naldrett A.J.* Fundamentals of magmatic sulfide deposits // Eds. C. Li and E.M. Ripley. Magmatic Ni-Cu and PGE deposits: geology, geochemistry and genesis. Rev. Economic Geology. 2011. V. 17. P. 1–50.

*Naldrett A.J., Hewins R.H., Dressler B.O., Rao B.V.* The contact sublayer of the Sudbury Igneous complex // Eds. E.G. Pye, Naldrett A.J., Giblin P.E. The geology and ore deposits of the Sudbury Structure. Ontario Geol. Surv. Spec. 1984. V. 1. P. 253–274.

Patten C., Barnes S.-J., Mathez E.A., Jenner F.E. Partition coefficients of chalcophile elements between sulfide and sil-

icate melts and the early crystallization history of sulfide liquid: LA-ICP-MS analysis of MORB sulfide droplets // Chemical Geology. 2013. V. 358. P. 170–188.

*Prichard H.M., Hutchinson D., Fisher P.* C. Petrology and crystallization history of multiphase sulfide droplets in a mafic dike from Uruguay: Implications for the origin of Cu-Ni-PGE sulfide deposits // Economic Geology. 2004. V. 99. P. 365–376

*Robertson J.C., Barnes J.S., Le Vaillant M.* Dynamics of magmatic sulphide droplets during transport in silicate melts and implications for magmatic sulphide ore formation // J. Petrol. 2016. V. 56. P. 2445–2472.

*Taylor L.A, Finger L.W.* Structural refinement and composition of mackinawite // Carnegie Institution of Washington Geophysical Laboratory Annual Report. 1970. V. 69. P. 318–322.

*Tsujimura T., Kitakaze A.* New phase relations in the Cu–Fe–S system at 800°C; constraint of fractional crystallization of a sulfide liquid // N. Jb. Mineral. Mh. 2004. V. 10. P. 433–444.

*Vishnevskiy A.V., Cherdantseva M.V.* Merenskyite and other precious metal minerals in sulfide blebs from the Rudniy ultramafic-mafic intrusion, northwest Mongolia // Canad. Mineral. 2016. V. 54. P. 519–535.

# Morphology, Mineralogy and Composition of Sulfide Droplets in Picrodolerite from the Near-Bottom Apophyses of the Yoko-Dovyren Layered Intrusion

I. V. Pshenitsyn<sup>1, 2, #</sup>, A. A. Ariskin<sup>1, 2</sup>, G. S. Nikolaev<sup>2</sup>, E. V. Kislov<sup>3</sup>, D. V. Korost<sup>1</sup>, V. O. Yapaskurt<sup>1</sup>, and S. N. Sobolev<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Faculty of Geology, Moscow State University, Moscow, 119234 Russia <sup>2</sup>Vernadsky Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, 119991 Russia <sup>3</sup>Geological Institute, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Ulan-Ude 670047, Russia <sup>#</sup>e-mail: lotecsi@gmail.com

The results of studies of sulfide globules in picrodolerites from the bottom apophysis of the Yoko-Dovyren massif (Northern Transbaikalia) are presented. The structural features of these rocks indicate crystallization under conditions of rapid magma cooling. Their composition is similar to the composition of quenched olivine gabbronorites from the lower contact of the massif. Using methods of X-ray computed tomography we found many drop-like globules (ranging in size from 2 to 15 mm) in one of the samples. The largest globule was drilled out and studied in detail. This made it possible to clarify its structure, which includes the main spheroid and the surrounding halo of disseminated sulfides. Using the average compositions for the main sulfide phases and their relative proportions, significant differences were found in the average chemical composition of the main drop and the surrounding halo, which is richer in copper. The bulk (with halo) composition can be considered as an approximation of the initial sulfide liquid formed near the quenching zone of the gabbronorite apophysis from the main intrusive chamber. The copper content in the initial sulfide corresponds to the results of thermodynamic modeling (COMAGMAT-5 program) of the geochemistry of primitive sulfides in ultramafites from the base of the massif. The differences in the composition of the halo and the main drop indicate the possibility of local migration (on the scale of the first mm) of residual sulfide liquids enriched with copper at the stage of differentiation of the protosulfide melt. As the physical mechanism of halo formation, it is assumed that the latest sulfide fraction is pressed into the pore space of rapidly crystallizing olivine orthocumulates.

Keywords: Yoko-Dovyren massif, picrodolerite, X-ray computed tomography, sulfide drops, protosulfide liquid

УДК 552.331:550.42:552.11:553

# ФЕНИТЫ ВИШНЕВОГОРСКОГО МИАСКИТ-КАРБОНАТИТОВОГО КОМПЛЕКСА (ЮЖНЫЙ УРАЛ): ПРОИСХОЖДЕНИЕ МЕТАСОМАТИЧЕСКОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ, ТЕРМОДИНАМИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ УСЛОВИЙ ОБРАЗОВАНИЯ<sup>1</sup>

© 2020 г. С. С. Абрамов<sup>*a*</sup>, И. Т. Расс<sup>*a*, \*</sup>, Н. Н. Кононкова<sup>*b*</sup>

<sup>а</sup>Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Старомонетный пер., 35, Москва, 117119 Россия <sup>b</sup>Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, ул. Косыгина, 19, Москва, 119991 Россия \*e-mail: rass@igem.ru Поступила в редакцию 26.02.2019 г. После доработки 16.06.2019 г.

Принята к публикации 27.09.2019 г.

Минеральная зональность фенитовых ореолов вокруг миаскитовых интрузивов Вишневогорского комплекса может быть интерпретирована как колонка магматического замешения, согласно концепции Д.С. Коржинского: метасоматические изменения фенитизированных гнейсов под воздействием глубинных щелочесодержащих флюидов приводят к выплавлению эвтектических расплавов нефелинового сиенита. Исходя из оценок P-T-fO2 параметров, определенных по составам сосуществующих минералов последовательных зон колонки фенитизации гнейсов, в программном комплексе Perple X 6.7.2 были построены изобарно-изотермические сечения в  $fO_3 - aSiO_3$  и uNa<sub>3</sub>O-uAl<sub>2</sub>O<sub>3</sub> координатах, моделирующие взаимодействие фенитов с водно-углекислым флюидом (система Na<sub>2</sub>O-K<sub>2</sub>O-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-SiO<sub>2</sub>-CaO-TiO<sub>2</sub>-FeO-MgO-H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub>). Согласно полученным результатам, механизмы взаимодействия флюид-порода различны во внешней (фенитовой) и внутренней (мигматитовой) частях ореола. Во внешней части ореола преобладали реакции десиликации пород, приводящие к исчезновению кварца и затем росту глиноземистости сосуществующих биотита и клинопироксена. Во внутренней части ореола превращение фенитов в биотит-полевошпатовые метасоматиты и нефелиновые мигматиты были связаны с ростом активности натрия и алюминия в системе щелочесодержащий водно-углекислый флюид-порода. Как следствие этого, в метасоматитах происходило накопление глинозема и щелочей. Такие изменения приводили к вытеснению пироксена ассоциацией биотита с K-Na полевым шпатом и кальцитом. Дальнейший привнос натрия приводил к плавлению биотит-полевошпатовых метасоматитов с образованием нефелиновых мигматитов. Полученная модельная колонка фенитизации гнейсового субстрата, а также геохимические ограничения (сопоставление уровня концентраций LILE и REE в породах и минералах фенитового ореола, изотопия Sm-Nd в породах щелочного комплекса) показывают, что источником флюида, ответственным за образование зональных фенит-миаскитовых комплексов, могли быть карбонатиты – дериваты мантийных магм, а миаскиты являются продуктами метасоматической переработки гнейсовового субстрата и последующего плавления под воздействием флюидов – производных карбонатитовых магм.

*Ключевые слова:* фенитизация, условия образования, термодинамическое моделирование, Вишневогорский миаскит-карбонатитовый комплекс

DOI: 10.31857/S0869590320030024

### **ВВЕДЕНИЕ**

Вишневогорский миаскит-карбонатитовый комплекс (55°59′ с.ш.; 60°35′ в.д.), находится на восточном склоне Урала (рис. 1) среди гнейсов и амфиболитов вишневогорской свиты раннепро-

терозойского возраста — около 2 млрд лет (Роненсон, 1966; Щелочно-карбонатитовые ..., 1997). Щелочные породы представлены неагпаитовыми нефелиновыми сиенитами — миаскитами. Карбонатиты Вишневогорского комплекса генетически не связаны с щелочно-ультраосновным магматизмом и относятся к формации карбонатитов глубинных линейных зон (Гинзбург, Самойлов, 1983; Багдасаров, 1990). Карбонатиты этой фор-

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup>Дополнительная информация для этой статьи доступна по doi 10.31857/S086959032003002 для авторизованных пользователей.

мации – Черниговской зоны Приазовья (Вилькович, Пожарицкая, 1986), Татарской зоны Енисейского кряжа (Лапин и др., 1987), Сиилинъярви в Финляндии (Puustinen, 1971), Сарфарток в Юго-Западной Гренландии (Secher, Larsen, 1980), Поллен в Норвегии (Robins, Tusseland, 1983: Самойлов, 1984) — ассоциированы лишь с сиенитами и фенитами. Вишневогорский комплекс из них наиболее изучен. Глубина становления комплекса оценивается в 10-15 км (Левин, Роненсон, 1980). Менее глубинные аналоги подобных комплексов неизвестны, глубины становления карбонатитов кольцевых комплексов не превышают 5 км (Самойлов, 1984). Интрузив представлен линейно вытянутым телом, в котором выделяются корневая глубинная часть (миаскитовые тела Потаниных гор) и апикальная часть (Вишневогорский интрузив). Интрузив имеет позднедевонский возраст (Кононова и др., 1983; Недосекова и др., 2009); в зоне герцинских разломов миаскиты испытали перекристаллизацию, вследствие чего Rb-Sr возраст миаскитов Вишневогорского интрузива оценивается как позднепалеозойский (Hetzel, Glodny, 2002; Банева, Русин, 2014).

Миаскитовый магматизм Вишневогорско-Ильменского комплекса изучен в работах Б.М. Роненсона, В.С. Самойлова, В.Я. Левина и др. (Роненсон, 1966; Самойлов, 1984; Щелочно-карбонатитовые ..., 1997). В этих работах показано, что неагпаитовые (плюмазитовые) нефелиновые расплавы являются продуктами плавления гнейсового субстрата под воздействием щелочесодержащего углекислого флюида, вероятно, мантийного происхождения. Ореол фенитизированных пород связан с преобразованием гнейсового субстрата в полевошпат-биотит-кальцитовые породы, далее в нефелинсодержащие мигматиты. Особенности их минерального и химического состава, в отличие от агпаитовых нефелиновых сиенитов кольцевых комплексов (Арзамасцев и др., 2011), обусловлены глубокой переработкой корового вещества – фенитизацией. Если считать миаскиты мантийными дериватами, невозможно объяснить тесную ассоциацию с фенитами, предшествующими мигматизации, низкую магнезиальность магматических миаскитов и коэффициент агпаитности <1, наличие биотита вместо флогопита и циркона вместо бадделеита, обусловленные более высокими, чем для агпаитовых нефелиновых сиенитов, окислительным потенциалом и активностью кремнекислоты среды минералообразования (Расс и др., 2006).

Одним из интересных вопросов петрологии, который привлекает к себе внимание исследователей, является происхождение карбонатитов Вишневогорского комплекса. Карбонатиты Вишневогорского комплекса относятся к полевошпат-кальцитовой фации (Самойлов, 1984). Они внедрялись на протяжении всей истории развития массива. Наиболее ранние карбонатиты Потаниных гор формировались либо одновременно с развитием фенитового комплекса, либо после кристаллизации миаскитов. Эта модель в последнее время подверглась ревизии (Недосекова и др., 2009; Nedosekova et al., 2013), так как определение изотопных отношений Rb-Sr и Sm-Nd в карбонатитах и миаскитах (Собаченко и др., 1994) показало значения, соответствующие таковым в мантийном источнике. Это послужило поводом для обоснования гипотезы происхождения миаскитов как мантийных дериватов – возможных дифференшиатов шелочно-ультраосновных серий. внелрившихся в нижнекоровый субстрат. Согласно этой гипотезе, карбонатиты образовались в процессе отделения карбонатитового расплава от миаскитового вследствие несмесимости этих расплавов. Предложенная в (Недосекова и др., 2009: Nedosekova et al., 2013) модель не объясняет многие петрологические особенности Вишневогорского плутона: плюмазитовый состав миаскитов. различия в геологическом и геохимическом составе миаскитовых тел и фенитов корневой (Потанины горы) и апикальной частей (Вишневые горы). Ранее (Расс и др., 2006) нами были показаны существенные геохимические различия межлу миаскитами корневых и апикальных частей, объясняемые флюидно-магматическим взаимодействием.

Фенитизация может происходить при различных значениях температуры и отношения СО<sub>2</sub>/H<sub>2</sub>O во флюиде, которое снижается при уменьшении температуры (Rubie, Gunter, 1983; Morogan, 1994; Sindern, Kramm, 2000). Концентрации основных компонентов (Na, Fe, Mg, Ca, Ti) и редких элементов в фенитизирующих растворах высокие. С. Синдерн и У. Крамм (Sindern, Kramm, 2000) показали, что при фенитизации гнейсов в комплексе Ииваара (Финляндия) метасоматические преобразования приводят к образованию сиенитовых пород, изотопные характеристики стронция в которых практически идентичны таковым в интрузивных ийолитах. Фенитизирующие высокотемпературные (до 700°С) флюиды могут быть очень концентрированными, что следует из экспериментальных данных (Preston et al., 2003) и результатов исследований флюидных включений (Buhn, Rankin, 1999). Результаты экспериментальных исследований позволяют судить о содержаниях во флюидах, равновесных с карбонатитовым (Veksler, Keppler, 2000) и щелочным (Preston et al., 2003) расплавами, ограниченного количества элементов, только Mg, Ca, Na и Na, Al, Si coответственно. Более полных характеристик фенитизирующих растворов в настоящее время нет (Elliott et al., 2018).

Задача настоящей статьи — парагенетический анализ минералов в зональных метасоматических ореолах фенитов, определение физико-химических параметров метасоматизирующего флюида и реконструкция (характеристика) состава глубинного флюида и его возможного изменения в процессах метасоматизма, магмогенерации и кристаллизации Вишневогорского миаскит-карбонатитового комплекса.



Рис. 1. Схематическая геологическая карта Вишневогорского щелочного массива (Kogarko et al., 1995). 1 – осадки; 2 – карбонатиты; 3 – альбититы; 4 – пироксеновые фениты, биотит-полевошпатовые породы и нефелиновые мигматиты; 5 – нефелиновые сиениты; 6 – фенитизированные плагиогнейсы и амфиболовые фениты; 7 – породы рамы: плагиогнейсы, амфиболиты, сланцы; 8 – профили отбора образцов (Расс и др., 2006): *а* – в корневой части комплекса (Потанины горы, р-н Вермикулитового карьера), *б, в* – в апикальной части комплекса (Вишневые горы, горы Долгая и Мохнатая).

#### МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Полученные оценки интенсивных параметров использовались нами для термодинамического моделирования метасоматических процессов методом псевдосечений в программном комплексе Perple\_X 6.7.2 (Connolly, 2005). Во всех расчетах применялась термодинамическая база данных минералов и флюидов hp02ver.dat (Holland, Powell, 1991, 1998), флюид предполагался в избытке, т.е.  $P_{\text{fluid}} = P_{\text{total}}$ . Использовались также модели твердых растворов: биотит — Bi(TCC), клинопироксен — Cpx(HP), плагиоклаз Pl(h), K-Na полевой шпат — San (см. описание http://www.perplex.ethz.ch/).

Для исследования было отобрано 28 образцов, характеризующих метасоматическую зональность от фенитизированных гнейсов до миаскитов.

#### Аналитические методы

Химический состав пород был проанализирован методом рентгенофлюоресцентного анализа (РФА) на приборе "Phillips" (ИГЕМ РАН, Москва), аналитики Т.М. Марченко и А.И. Якушев. Определение концентраций породообразующих элементов в породах выполнялось по методике 439-РС (НСАМ ВИМС, Москва) на вакуумном спектрометре последовательного действия (с дисперсией по длине волны) PW2400 фирмы Philips Analytical производства компании PANalytical (Нидерланды). Спектрометр снабжен рентгеновской трубкой мощностью 3 кВт с Rh анодом. Максимальное напряжение на трубке 60 кВ, максимальная сила тока 125 нА. Потери при прокаливании определены гравиметрическим методом по методике 118-Х (НСАМ ВИМС). Содержание железа в суммарной форме оксида Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>(общ.). Редкие элементы определены методом индуктивно связанной плазмы (ИСП-МС) на приборе "Plasma Quad VG Instrument" (ИГЕМ РАН), аналитики А.В. Дубинин, С.А. Горбачева. Малые и редкие элементы в породах определяли методом масс-спектрометрии с ионизацией в индуктивно связанной плазме (ICP-MS) на квадрупольном масс-спектрометре Thermo XII-Series. Вскрытие образцов осуществляли кислотным разложением, описанным в (Бычкова и др., 2016). Разбавление растворов для измерения производили весовым способом. Для разложения и разбавления проб использовали кислоты, перегнанные из исходных реактивов квалификации о.с.ч. и разбавленные дважды дистиллированной водой. Градуировка осуществлялась с помощью стандартных 68-элементных растворов (ICP-MS-68A, HPS, растворы А и В), включающих все определяемые в пробах элементы. Для контроля качества измерений и учета дрейфа чувствительности прибора анализы проб чередовали с анализами стандартного образца с периодичностью 1 : 10. Для контроля качества измерений использовали стандартные образцы BHVO-2 и COO-1, разложенные с серией исследуемых проб. Пределы обнаружения элементов составляли от 0.02 мкг/г для тяжелых и средних по массе элементов с возрастанием до 0.2 мкг/г для легких элементов.

В 12 образцах химический состав минералов изучался методом рентгеноспектрального микроанализа, РСМА (ГЕОХИ РАН, Москва). Измерения проводились на рентгеновском микроанализаторе САМЕВАХ SX-100 фирмы САМЕСА с четырьмя вертикальными спектрометрами при ускоряющем напряжении 15 кВ и силе тока 30 нА. В качестве эталонов использовались стандартные образны Smithsonian Institution. Точность анализов составляла ±2 отн. % при содержании компонента 10-100 мас. %, ±5 отн. % при содержании компонента 2-10 мас. %, ±10 отн. % при содержании компонента 1-2 мас. %, ±20 отн. % при содержании компонента менее 1 мас. %. Чувствительность определений составляла (в мас. %): SiO<sub>2</sub> в апатите 0.03; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> в биотите 0.03; FeO в биотите и кальците 0.04, в титаните 0.05; TiO<sub>2</sub> в биотите 0.02: MnO в биотите 0.05. в кальните 0.04: MgO в биотите 0.02, в титаните 0.02; ВаО в биотите и калиевом полевом шпате 0.10: SrO в калиевом полевом шпате 0.04, в апатите и кальците 0.03, в титаните 0.06; La<sub>2</sub>O<sub>3</sub> в апатите 0.03, в кальците 0.04, в титаните 0.05; Ce<sub>2</sub>O<sub>3</sub> в апатите и титаните 0.05, в кальците 0.07;  $Nb_2O_5$  в титаните 0.05; F в биотите 0.08, в апатите 0.06; Cl в биотите и апатите 0.02.

# ОПИСАНИЕ ПОРОД – ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНЫХ ЗОН МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ КОЛОНОК ФЕНИТИЗАЦИИ ГНЕЙСОВ И АМФИБОЛИТОВ ВИШНЕВОГОРСКОЙ СВИТЫ: ГЕОЛОГИЯ, ПЕТРОХИМИЯ И ГЕОХИМИЯ

Предметом нашего исследования являются активные контакты миаскитовых тел с развитием мигматитов и фенитов во вмещающих их гнейсах в районе Потаниных гор (рис. 1). В корневой части массива процессы формирования фенитовых ореолов проявлены наиболее полно, вплоть до образования нефелинсодержащих мигматитов, тогда как фенитовые ореолы апикальной части (непосредственно Вишневогорского интрузива) маломощные и не сопровождаются мигматизацией.

Миаскиты Потаниных гор образуют меридиональные дайки и линзообразные тела, в длину такие тела прослеживаются на несколько километров в породах фенитового ореола при мощности 20-30 м (Роненсон, 1966; Еськова, 1976). Их характерной особенностью является наличие постепенных переходов в жилообразные, иногда пятнообразные тела мигматитов полевошпат-нефелинового состава. Мигматиты представляют собой нефелинсодержашие миаскитоподобные тела мощностью до метра. Роль палеосомы в них играют биотит-полевошпатовые метасоматиты. Мощность зон развития мигматитов, по данным В.Я. Левина с соавторами (Шелочные-карбонатитовые ..., 1997), варьирует от 100 до 200 м. По мере удаления от интрузивного контакта мигматитовые тела вытесняются зоной биотит-полевошпатовых метасоматитов. Это крупнозернистые лейкократовые породы с фациальными участками меланократовых метасоматитов биотитового и биотит-амфиболового составов. Минеральный состав пород зоны представлен ассоциацией К-Na полевого шпата с биотитом и кальцитом. Биотитполевошпатовые метасоматиты секутся жилообразными телами меланократового состава (слюдитов, биотит-кальцитовых тел), которые являются пролуктами замешения амфиболитов (Расс и др., 2006). Биотит-полевошпатовые метасоматиты содержат теневые реликты фенитов и гнейсов. По мере удаления от контакта с миаскитами биотитполевошпатовые метасоматиты переходят в фениты, которые далее переходят в неизмененные гнейсы (рис. 2). В некоторых разрезах переход от полевошпат-биотитовых метасоматитов к фенитам осуществляется через плагиоклаз-полевошпат-биотитовые метасоматиты. В.Я. Левин с соавторами (Шелочные-карбонатитовые ..., 1997) в качестве промежуточных зон на границе фенитов и биотит-полевошпатовых метасоматитов описывал пироксен-полевошпатовую зону (отсутствующую в нашей коллекции), характеризующуюся полным вытеснением альбита K-Na полевым шпатом.

Фениты, как правило, сохраняют текстурный рисунок гнейсов. Начальные преобразования гнейсов в фениты происходят частично (степень изменения пород менее 50 об. %), и образуются фенитизированные гнейсы. Минеральные изменения при фенитизации гнейсов выражаются в исчезновении кварца, образовании щелочных пироксена (эгирин-диопсида) и подчиненного амфибола (гастингсит-арфедсонита) и развитии микроклина. Амфибол в фенитах развит не широко: по данным В.Я. Левина он образуется в узкой промежуточной зоне между гнейсами и пироксеновыми фенитами. Судя по описаниям в статье (Еськова, 1976), амфиболовые, биотит-амфиболовые фениты формируют отдельные тела среди пироксеновых фенитов. Это согласуется с нашим наблюдением: амфиболсодержащие фениты не образуют самостоятельную зону в колонке фенитизации. Полная мощность описываемых контактов достигает 300-400 м. Минеральный состав и структурно-текстурные особенности каждой из зон метасоматических колонок приведены в табл. 1.

Кроме описанных преобразований ряда гнейс-фенит-полевошпат-биотитовый метасоматит-мигматит-миаскит можно наблюдать изменения, связанные с амфиболитами, образующими дайкоподобные и пластовые тела в гнейсах. Этот ряд преобразований заключается в постепенной трансформации амфиболитов в меланократовые метасоматиты, в которых суммарная доля темноцветных минералов достигает 70–90 об. %. В зависимости от особенностей минерального состава породы преобладающий темноцветный минерал может быть амфиболом, пироксеном или биотитом. Выделяются породы: пироксен-биотит-каль-

#### АБРАМОВ и др.

Биотит-полевошпатовые метасоматиты

			$\checkmark$			Миаскит
					Мигматит	(нефелиновый
Гнейс	Фенит	Bt + Pl + Kfs + Cal	Bt + K-Na F	Sp + Cal Ne	e + Bt + K-Na Fsp	сиенит)
Pl, Bt Amp, Kfs, Qz, Ilm	Pl, Bt Cpx, Kfs, Ttn, Ilm	$\rightarrow     \rightarrow     \rightarrow    $	$\begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	$\begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	$\begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	

Рис. 2. Схематическая минеральная зональность фенитовых ореолов вокруг миаскитовых интрузивов Потаниных гор.

цит-плагиоклазовые, пироксен-биотит-амфиболовые с кальцитом и плагиоклазом, биотит-плагиоклазовые с кальцитом, амфибол-плагиоклазбиотитовые. Исчерпывающее описание минералогии и петрохимии таких образований приведено в монографии (Щелочные-карбонатитовые ..., 1997). Полный набор изменений включает в себя несколько зон: амфиболит – меланократовая амфибол-плагиоклаз-биотитовая порода — меланократовая плагиоклаз-биотит-кальцитовая порода меланократовая биотит-кальцитовая порода с плагиоклазом – меланократовый биотитовый карбонатит. Данные по химическому составу проанализированных метасоматитов опубликованы в (Расс и др., 2006), в табл. 2 приведены усредненные составы пород.

#### РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Рассмотрим изменения минерального и химического состава породы в ряду гнейс-пироксеновый фенит-биотит-полевошпатовый метасоматитмигматит-миаскит. При последовательном преобразовании гнейсов в щелочные метасоматиты намечается две тенденции в изменении состава, продемонстрированные на диаграммах SiO<sub>2</sub>-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и (К + Na)/Al-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (рис. 3а, 3б). Первая – уменьшение содержания SiO<sub>2</sub> при незначительном увеличении Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> при фенитизации гнейсов. Этот переход на рис. Зб выражается в росте коэффициента агпаитности (К<sub>а</sub>) от гнейсов к фенитам, что минералогически соответствует образованию щелочных пироксенов и амфиболов, исчезновению кварца. Вторая - изменение состава породы от фенитов к полевошпатовым метасоматитам и далее к мигматитам, где наблюдается противоположная тенденция — увеличение содержания Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> при постоянном или незначительном уменьшении содержания SiO<sub>2</sub> в породах.  $K_a$  при переходе от фенитов к биотит-полевошпатовым метасоматитам уменьшается

до значений 0.8-0.9. В мигматитах, по сравнению с полевошпатовыми метасоматитами, отмечается увеличение содержания  $Al_2O_3$ ,  $K_a$  возрастает до значения 1.0. По сравнению с миаскитами мигматиты более глиноземистые и более агпаитовые породы. Минералогически это выражается в том, что в их составе нефелина больше, чем в миаскитах (Щелочные-карбонатитовые ..., 1997).

Геохимические изменения в валовых составах пород из колонки фенитизации корневой части интрузива (Потанины горы) показаны на рис. 4. Предполагая, что именно карбонатит является источником глубинного флюида, метасоматизирующего гнейсы (и амфиболиты), редкие и редкоземельные элементы в породах нормированы на их состав в биотитовом карбонатите. По характеру распределения их можно разделить на три группы (рис. 4а): 1 – гнейсы и фенитизированные гнейсы; 2 – фениты и биотит-полевошпатовые метасоматиты; 3 – миаскиты и нефелиновые мигматиты. От пород 1-ой группы к 3-ей наблюдается закономерное увеличение концентраций Ва, Sr, Zr. Концентрации Ва и Zr в породах 2-ой и 3-ей групп выше, чем в карбонатите. Содержания РЗЭ в фенитах и биотит-полевошпатовых метасоматитах (группа 2) в сравнении с породами группы 1 возрастают, но остаются ниже их концентраций в карбонатите. В мигматитах и миаскитах уровень содержаний РЗЭ значительно ниже, чем в породах групп 1 и 2, и появляется четкий Eu-минимум. Геохимические преобразования амфиболитов в фенитовом ореоле (рис. 4б) характеризуются, прежде всего, отличным от фенитов типом распределения РЗЭ: в амфибол-плагиоклаз-биотитовых меланократовых породах содержания РЗЭ растут, но концентрации Cr, Ni и Co остаются высокими как в исходных амфиболитах. В меланократовых биотит-кальцитплагиоклазовых метасоматитах содержания РЗЭ по типу распределения и концентрациям приближаются к карбонатитовым.

	н- овые Миаскиты ты	316, 320	$\begin{array}{c cccc} PI(40- & K-Na \ Fsp \ \pm \ PI(70-40), & 75), Ne(20-25), \\ .5-3), & Bt(1-4), Cal(0-2), \\ Zrc & Mag, Ilm, \\ Ilm-Ru, Zrc & Ilm-Ru, Zrc \end{array}$	я с раз- мелко- илыный стые породы сомы с слые породы сомы с с элементами гней- м и истой dы outы)	$\begin{array}{c c} -0.40; & X_{Mg} = 0.4-0.28; \\ \pi) = & \text{Ti} (\text{dopM.en.}) = \\ 24; & = 0.29-0.33, \\ ) = 1.6 & \text{AI} (\text{dopM.en.}) = 1.6 \end{array}$	ый К-Nа полевой шпат. овый Сололя таз Na и К минала сся 2:1–1:2 К-Na овый шат а и К	<i></i>
	Нефелин полевошпатс мигматит	318	K-Na F5p ± P 50), Ne (30– Br (4), Ca ((0 Mag, Ilm, 2	Мигматитовая делениием на зернистый жи материал неос крупнозерни палеосом ( <i>Bt-Fsp</i> порс	Х <sub>Mg</sub> = 0.43 Ті (форм.ел = 0.23-0.7 АІ (форм.ед.)	Реликтовн перистерито плагиокл замещает нефелином, антипертит полевой ш Об. доля Na минала 3 : 1-	$Ab \rightarrow Ne$
	Полевошпат- биотитовые метасоматиты	406, 566	K-Na Fsp (90), Bt (4–8), Cal (1–4), Tin, Ilm, Mag, Zrc	Крупнозернистые, массивные	X <sub>Mg</sub> = 0.37-0.23; Ti (φορм.εд.) = = 0.25-0.33; Al (φορм.εд.) = = 1.4-1.6	Агрегаты антипертитового строения. Об. доля Na и К минала 3:1-4:1	$Kfs + Cpx \rightarrow$
	Плагиоклаз- полевошпат- биотитовые метасоматиты	Из данных В.Я.Левина и др. (Шелочно-карбона- титовые, 1997)	PI + K-Na Fsp (90), Br (5), Cal (1–5), Tin, Mag, Zrc	Крупнозернистые, такситовые	X <sub>Mg</sub> = 0.37; Ti (форм.ел.) = = 0.28; Al (форм.ел.) = = 1.4-1.6	Р/ № 12 с перистеритовым строением, замешающийся К-Nа антипертито- вым полевым шпа- том	$Pl \rightarrow K-Na Fsp$
-	Пироксен- полевошпатовые метасоматиты	Из данных В.Я. Левина и др. (Щелочно-карбона- титовые, 1997)	K-Na F5 $p$ (90), Cpx (5), Bt (5), $\pm Cal, Tin, Mag,$ Zrc	Среднезернистые, однородные	Нет данных	Агрегаты криптопертитового <i>Ку</i> 5 в матрице альбита. Об. доля Na и К минала 3 : 1	$Pl \rightarrow K-Na Esp$
	Пироксеновые фениты	601, 603, 606Б, 409, 407, 418, 566-19, 567	$\begin{array}{l} Qz  (1-5),  Pl + \text{K-Na}  Fsp \\ (80-90), \\ Cpx  (5-10), \\ Amp  (3H.),  Bt  (1-5),  Tm, \\ Mag  (1-2), \\ Ilm,  Zrc \end{array}$	Мелкозернистая, однородная, пятнистая	X <sub>Mg</sub> = 0.7–0.52; Ti (форм.ел.) = = 0.05–0.1; Al (форм.ел.) = 1.0	Аb в агрегатах антипертитового Қб. Об. доля Na и К минала 1 : 1–2 : 1	$Q_{\mathcal{I}} \rightarrow Fsp Amp \rightarrow Cpx$
	Фенитизированные гнейсы	410, 609	$Q_{Z}(5-30),$ PI(40-30), K-Na $F_{Z}p(30-40),$ $BI(10), \pm Grt, Tm,$ Mag, $Ilm, Zrc$	Полосчатая, гнейсовидная	X <sub>Mg</sub> = 0.15-0.14; Ті (форм. ед.) = = 0.21-0.23; АІ (форм.ед.) = 1.4	PI Ne 12-18 Kfs (Ab <sub>27</sub> 0r <sub>63</sub> )	
	Породы	Номера образцов	Минеральный состав (об.%)	породы	биотита	Состав полевых шпатов	Реакции

# ИЗМЕНЕНИЕ СОСТАВА МИНЕРАЛОВ В ПОРОДАХ ФЕНИТОВОГО ОРЕОЛА

Для определения физико-химических условий процесса флюидного воздействия на породы фенитового ореола были изучены составы сквозных минералов в последовательных метасоматических зонах (ESM\_1.xls (Suppl. 1))<sup>2</sup>.

Биотит является сквозным темноцветным минералом в породах фенитового ореола. В гнейсах биотит представлен железистым аннитом с небольшим содержанием сидерофиллитовой составляющей (ESM 1.xls в Suppl. 1; рис. 5). При фенитизации гнейсов железистость биотита снижается, и его состав обогащается флогопитовым миналом (Al = 1-1.2 форм. ед.,  $X_{Mg} = 0.6$ ). От фенитов к полевошпатовым метасоматитам отмечается устойчивый рост Al от 1 до 1.4 форм.ед. и снижение магнезиальности ( $X_{Mg}$  от 0.6 до 0.4) для биотитов. В биотитах мигматитов и миаскитов Потаниных гор выявлена иная тенденция: их глиноземистость остается практически постоянной (слегка возрастает от 1.4 до 1.6 форм. ед.), а магнезиальность убывает вплоть до значений  $X_{Mg}$  = 0.2-0.6. Концентрации хлора во всех проанализированных биотитах низкие и находятся на уровне 0.01-0.05 мас. %. Высокие концентрации хлора (0.5 мас. %) обнаружены только в одном обр. 609 – из фенитизированных гнейсов. Биотиты из фенитов и фенитизированных гнейсов имеют высокое содержание фтора – 2.5–3.5 мас. %. В биотитах полевошпат-биотитовых метасоматитов и мигматитов содержание фтора низкое (от 0.5 до 1.2 мас. %).

Пироксен. Пироксен (Срх) не является сквозным минералом в рассматриваемом разрезе метасоматитов и вытесняется биотит-полевошпатовым парагенезисом при переходе от фенитов к биотит-полевошпатовым метасоматитам. В фенитах и фенитизированных гнейсах Срх представлен эгирин-авгитом с небольшим содержанием Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (см. ESM 1.xls в Suppl. 1 и рис. 6). В пироксеновом фените из обр. 601 его содержание достигает 0.10 форм. ед. Пироксены из меланократовых метасоматитов характеризуются более высокой магнезиальностью и глиноземистостью. В изученной нами меланократовой пироксен-плагиоклазбиотитовой породе (обр. 312) пироксен отвечал эгирин-авгиту с магнезиальностью 0.8 и содержанием глинозема до 0.20 форм. ед. Сопоставимые по содержанию глинозема пироксены образуются в пироксен-биотит-кальцитовых меланократовых породах в ассоциации К-Na полевой шпат-биотит-пироксен-кальцит (по данным В.Я. Левина и др. в (Щелочно-карбонатитовые ..., 1997)).



Рис. 3. Составы пород фенитовых ореолов Потаниных гор: (а) – на диаграмме SiO<sub>2</sub>–Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (мас. %), (б) – на диаграмме (K + Na)/Al (ат. %)–Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (мас. %). 1 – миаскиты (наши данные), 2 – миаскиты (данные В.Я. Левина и др. (Щелочно-карбонатитовые ..., 1997)), 3 – мигматиты (наши данные), 4 – мигматиты (данные В.Я. Левина и др. (Щелочно-карбонатитовые ..., 1997)), 5 – биотит-полевошпатовые породы, 6 – фениты (наши данные), 7 – фениты (данные В.Я. Левина и др. (Щелочно-карбонатитовые ..., 1997)), 8 – гнейсы.

Амфиболы. Составы амфиболов из фенитов и меланократовых амфибол-биотит-кальцитовых метасоматитов нами не изучались, так как парагенезисы с их участием не участвуют в строении пород обсуждаемой метасоматической зональности. Однако составы амфиболов в контактовых ореолах можно использовать для оценок давления. Для этих целей использовались составы амфиболов из меланократовых пород, см. в работе (Щелочно-карбонатитовые ..., 1997). По современной классификации (Hawthorne et al., 2012) амфиболы из амфибол-биотитовых фенитов относятся к ряду рихтерит-катофорит, амфиболы из меланократовых амфибол-биотит-кальцито-

<sup>&</sup>lt;sup>2</sup> Химические составы минералов из фенитового ореола Потаниных гор и состав калиевого полевого шпата представлены в таблице ESM\_1.xls (Suppl. 1) к русской и английской онлайн-версиям статьи на сайтах https://elibrary.ru/ и http://link.springer.com/ соответственно.

Konte         Totalina         Control         Control <th< th=""><th>1 аолица 2.</th><th>Среднии сос</th><th>тав шород корневои Последов:</th><th>ательные зоні</th><th>ы колонки фенити</th><th>ізации</th><th></th><th></th><th>Ряд ме</th><th>ланократовых мел</th><th>гасоматитов</th><th></th></th<>	1 аолица 2.	Среднии сос	тав шород корневои Последов:	ательные зоні	ы колонки фенити	ізации			Ряд ме	ланократовых мел	гасоматитов	
90.         71.4         64.64         61.96         72.4         72.9         72.9         72.9         72.9         72.9         72.4         72.6         76.40         64.4           71.0         0.18         1.03         1.04         1.03         1.04 <td< th=""><th>Компо- ненты</th><th>гнейс (2)</th><th>фенитизиро- ванный гнейс (2)</th><th>фенит (2)</th><th>биотит- полевошпатовая порода (4)</th><th>мигматит (4)</th><th>миаскит (7)</th><th>амфиболит (3)</th><th>амфибол- плагиоклаз- биотитовая порода (3)</th><th>плагиоклаз- биотитовая порода с кальцитом (3)</th><th>биотит-кальци - товая порода с плагиоклазом (3)</th><th>биотитовый карбонатит (3)</th></td<>	Компо- ненты	гнейс (2)	фенитизиро- ванный гнейс (2)	фенит (2)	биотит- полевошпатовая порода (4)	мигматит (4)	миаскит (7)	амфиболит (3)	амфибол- плагиоклаз- биотитовая порода (3)	плагиоклаз- биотитовая порода с кальцитом (3)	биотит-кальци - товая порода с плагиоклазом (3)	биотитовый карбонатит (3)
	SiO <sub>2</sub>	74.74	64.68	61.96	57.36	57.23	57.02	52.59	51.33	39.47	26.50	8.44
	$TiO_2$	0.18	0.92	0.78	1.19	0.40	0.55	0.96	1.38	4.39	1.28	0.90
	$Al_2O_3$	11.95	13.10	14.95	17.01	22.71	20.71	12.81	14.93	9.33	8.08	2.59
Mito         002         017         018         018         017         018         016         017         018         016         017         018         016         017         018         016         017         018         016         017         018         016         017         018         016         017         018         018         017         018         018         017         018         018         017         018         018         017         018         018         017         018         018         017         018         018         017         018         018         017         018         018         017         018         018         017         018         018         017         018         019         017         018         017         018         017         018         017         018         017         018         017         018         017         018         017         018         017         018         017         018         017         018         017         018         017         018         017         018         017         018         017         018         017         018         017 </td <td><math>\mathrm{Fe}_2\mathrm{O}_3</math></td> <td>2.94</td> <td>7.21</td> <td>5.16</td> <td>6.43</td> <td>3.08</td> <td>3.44</td> <td>11.81</td> <td>9.64</td> <td>15.11</td> <td>8.05</td> <td>4.88</td>	$\mathrm{Fe}_2\mathrm{O}_3$	2.94	7.21	5.16	6.43	3.08	3.44	11.81	9.64	15.11	8.05	4.88
	MnO	0.02	0.17	0.18	0.16	0.05	0.07	0.17	0.20	0.29	0.45	0.34
	MgO	0.08	1.27	06.0	1.07	0.79	0.66	5.16	5.52	10.87	1.68	6.03
	CaO	0.66	3.63	2.34	3.93	2.47	2.32	7.63	7.72	10.48	29.81	27.55
$K_{10}$ 5.21         3.49         3.75         3.88         2.90         4.29         1.44         3.15         5.31         3.34         2.52 $F_{10}$ 9.02         9.03         9.23         9.03         9.23         9.03         9.37         9.47         9.67 $C_{10}$ 11.0.         11.0.         11.0.         11.0.         11.0         12.7         9.67         9.57         9.67         9.71         9.71         9.71         9.71 $C_{10}$ 11.0.         11.0         12.7         14.4         10.0         11.7         6.7         9.74         10.0	$Na_2O$	2.85	3.61	5.50	5.09	7.12	6.60	2.38	4.07	1.26	1.51	2.38
	$K_2O$	5.23	3.49	3.75	3.85	2.80	4.29	1.44	3.15	5.31	3.34	25.32
	$P_2O_5$	0.02	0.30	0.23	0.33	0.12	0.27	0.14	0.81	0.92	0.88	0.73
$ \begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	Сумма	98.70	98.37	95.73	96.42	96.76	95.91	95.09	98.76	97.43	81.57	79.17
Ni         HIIO         HIOO         HIOO	C	н.п.о.	н.п.о.	13	Н.П.О.	н.п.о.	12	95	169	234	Н.П.О.	20
$ \begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	ïz	н.п.о.	н.п.о.	12	14	10	11	62	69	89	16	15
$ \begin{array}{lcccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	Co	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	12	н.п.о.	н.п.о.	37	23	35	Н.П.О.	10
$ \begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	>	н.п.о.	Н.П.О.	153	81	89	65	235	168	279	79	120
$ \begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	Zr	276	178	479	1103	779	465	127	286	386	750	172
Sc         HIIO.         H	Nb	18	108	198	73	46	52	13	114	186	121	160
$ \begin{array}{lcccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	Sc	н.п.о.	Н.П.О.	21	18	н.п.о.	н.п.о.	33	24	31	21	48
Sr         118         211         600         1579         2359         160         352         1552         1046         4911         987           Rb         349         133         1621         2304         2965         641         1941         1099         1936         1431           Rb         349         136         120         142.0         23.8         20.55         641         1941         1099         1936         1431           Pr         171         117         360         324         399         56.5         39         143         220         317         708.5           Pr         1738         12.1         40         37.4         41         1.5         20.0         317         66.1         83.5         396.5         397         316         317           Nd         55.8         392         141         1.5.5         208         16.50         25.95         64.40         818.5           Nd         55.8         394         4.1         6.1         4.77         16.50         25.95         5.4         6.70         36.7           Fu         1.42         3.51         1.55         2.08         <	Y	56	23	60	62	14	14	24	22	34	61	65
Ba         573         338         1621         2504         2898         2965         641         1941         1099         1936         1431           Rb         349         130         921         47.5         15500         142.0         23.7         311         20.3         71.5         102         234.5         396.5           Pr         171         117         360         32.4         3.99         56.5         39         143         2205         54.40         81.85           Nd         55.8         39.2         143         141         13.5         20.8         16.9         60.2         234.5         396.5           Sin         55.8         39.2         143         141         13.5         20.8         16.59         65.6         238         395.5           Sin $8.62$ 54.8         21.40         23.8         0.07         20.3         16.55         36.45         46.10           Fu $0.38$ $0.59$ $0.69$ $0.33$ $0.14$ $0.19$ $0.12$ $0.13$ $0.13$ $0.14$ $0.13$ $0.13$ $0.13$ $0.13$ $0.13$	Sr	118	211	009	1579	2359	1610	352	1552	1046	4911	9837
Rb $349$ 130 $92$ $82$ $62.80$ $68$ $44$ $83$ $94$ $99$ $38$ La $92.11$ $47.5$ 150.0142.0 $23.7$ $31.1$ $20.3$ $71.5$ $102$ $254.5$ $396.5$ Pr $17.1$ $117$ $360$ $32.4$ $39.9$ $56.5$ $39$ $143$ $220$ $517$ $708.5$ Nd $55.8$ $39.2$ $143$ $141$ $13.5$ $20.8$ $16.9$ $66.2$ $96.6$ $23.8$ $277$ Nd $55.8$ $54.8$ $21.40$ $23.80$ $217$ $20.9$ $36.5$ $9.33$ $64.40$ $81.85$ Nd $55.8$ $54.8$ $21.40$ $23.80$ $217$ $20.9$ $36.5$ $9.33$ $64.40$ $81.85$ Nd $55.8$ $54.8$ $21.40$ $23.80$ $217$ $20.9$ $36.6$ $9.33$ $36.4$ $53.7$ $56.6$ $32.8$ $37.1$ $66.3$ $32.6$ $44.0$ $81.85$ Nd $6.34$ $3.51$ $14.80$ $13.80$ $21.7$ $2.99$ $35.6$ $4.95$ $10.20$ $31.6$ Dy $5.54$ $0.07$ $0.10$ $1.04$ $2.36$ $4.95$ $10.20$ $31.6$ Dy $5.54$ $35.7$ $16.80$ $1.33$ $1.23$ $16.57$ $32.6$ $34.6$ $31.6$ Dy $5.54$ $35.7$ $102$ $2.36$ $4.95$ $10.29$ $31.6$ $4.95$ $10.29$ $31.6$ Dy $5.54$ $35.7$ $10.9$	Ba	573	358	1621	2504	2898	2965	641	1941	1099	1936	1431
La92.147.5150.0142.023.731.120.371.5102254.5396.5Pr17111736032439.956.539143200517708.5Pr17.812.14037.44.16.1 $4.37$ 6.1 $2.36$ 39143210708.5Nd55.839.214.321.4023.80 $3.74$ 4.16.1 $6.3$ 95.66.2 $266.40$ $81.85$ Nd85.839.214113.52.0816.96.0296.622.9 $64.40$ $81.85$ Nd85.839.214413.52.093.6596.536.45 $46.10$ Un $1.70$ $1.42$ $4.67$ $5.44$ $0.79$ $3.67$ $4.95$ $36.45$ $46.10$ U $0.36$ $5.34$ $0.79$ $2.16$ $2.34$ $0.19$ $0.23$ $0.53$ $3.71$ $6.55$ $36.45$ $46.10$ Dy $5.44$ $3.57$ $1.88$ $3.71$ $6.35$ $1.56$ $32.64$ $46.10$ Dy $5.44$ $0.79$ $1.53$ $1.88$ $3.71$ $6.35$ $1.56$ $36.45$ $46.10$ Dy $5.54$ $4.67$ $5.54$ $0.09$ $1.53$ $1.23$ $0.25$ $31.66$ $3.70$ $31.67$ $3.75$ $31.63$ Dy $1.06$ $0.78$ $0.78$ $0.78$ $0.78$ $0.78$ $0.25$ $36.45$ $46.10$ $1.97$ <td>Rb</td> <td>349</td> <td>130</td> <td>92</td> <td>82</td> <td>62.80</td> <td>68</td> <td>44</td> <td>83</td> <td>94</td> <td>66</td> <td>38</td>	Rb	349	130	92	82	62.80	68	44	83	94	66	38
Ce17111736032439956.539143220517708.5Pr17.812.140 $37.4$ 4.16.1 $4.37$ 16.50 $25.95$ 64.4081.85Nd55.839.214314113.52.0.816.960.296.6228297Sm8.625.4821.4023.802.172.993.659.5316.5536.4546.10Eu1.701.424.675.540.070.101.042.362.3610.2913.16Th0.880.592.062.340.191.193.716.3511.202.5331.60Th0.880.592.062.340.190.191.193.704.8517.0519.70U1.060.702.120.880.602.340.330.770.9311.333.05Th0.880.592.062.340.190.230.770.9311.363.70Ho1.060.702.122.470.230.770.9311.333.033.75Fer3.091.935.626.350.580.662.232.365.975.89U0.430.300.810.080.080.080.310.333.768.11Tm0.430.300.860.860.780.672.345.975.8	La	92.1	47.5	150.0	142.0	23.7	31.1	20.3	71.5	102	254.5	396.5
Pr17.812.140 $37.4$ 4.16.1 $4.37$ 16.50 $2.595$ $64.40$ $81.85$ Nd $55.8$ $39.2$ 14314113.5 $20.8$ 16.9 $60.2$ $96.6$ $228$ $297$ Sm $8.62$ $5.48$ $21.40$ $23.80$ $2.17$ $2.99$ $3.65$ $9.53$ $16.55$ $36.45$ $46.10$ Eu $1.70$ $1.42$ $4.67$ $5.54$ $0.07$ $0.10$ $1.04$ $2.36$ $4.95$ $10.29$ $13.15$ Gd $6.34$ $3.51$ $14.80$ $16.80$ $1.53$ $1.88$ $3.71$ $6.35$ $12.20$ $25.35$ $31.60$ Dy $5.54$ $0.59$ $1.02$ $1.63$ $1.20$ $2.36$ $9.53$ $10.22$ $3.77$ Dy $5.54$ $3.57$ $10.80$ $1.09$ $1.09$ $1.19$ $2.70$ $4.80$ $7.98$ $17.05$ Dy $1.06$ $0.70$ $2.12$ $2.47$ $0.21$ $0.23$ $0.77$ $0.93$ $1.33$ $3.37$ Dy $1.06$ $0.70$ $2.12$ $2.33$ $0.77$ $0.93$ $1.33$ $3.76$ Dy $1.06$ $0.70$ $2.12$ $2.70$ $0.86$ $0.08$ $0.77$ $0.93$ $0.96$ $5.97$ Dy $0.30$ $0.30$ $0.81$ $0.86$ $0.08$ $0.08$ $0.31$ $0.33$ $3.74$ $5.97$ $5.97$ $5.97$ Dy $0.30$ $0.23$ $0.77$ $0.33$ $0.33$ $0.23$ $0.23$ <	ce	171	117	360	324	39.9	56.5	39	143	220	517	708.5
Nd $55.8$ $39.2$ $143$ $141$ $13.5$ $20.8$ $16.9$ $60.2$ $96.6$ $22.8$ $297$ Sm $8.62$ $5.48$ $21.40$ $23.80$ $2.17$ $2.99$ $3.65$ $9.53$ $16.55$ $36.45$ $4610$ Eu $1.70$ $1.42$ $4.67$ $5.54$ $0.07$ $0.07$ $0.10$ $1.04$ $2.36$ $4.95$ $10.29$ $1315$ Gd $6.34$ $3.51$ $14.80$ $16.80$ $1.53$ $1.88$ $3.71$ $6.35$ $12.20$ $25.35$ $36.45$ $4610$ Tb $0.88$ $0.59$ $2.06$ $2.34$ $0.19$ $0.23$ $0.23$ $0.58$ $1.236$ $3.25$ $31.60$ Dy $5.54$ $3.57$ $10.80$ $13.00$ $1.09$ $1.19$ $3.70$ $4.80$ $7.98$ $17.05$ $9.70$ Ho $1.06$ $0.70$ $2.12$ $2.47$ $0.21$ $0.23$ $0.60$ $2.25$ $2.33$ $3.03$ $3.37$ Er $3.09$ $1.93$ $5.62$ $6.35$ $0.66$ $2.25$ $2.33$ $3.03$ $3.37$ Ho $1.166$ $0.70$ $2.17$ $0.23$ $0.77$ $0.93$ $1.33$ $3.03$ $3.37$ Tm $0.43$ $0.30$ $0.81$ $0.86$ $0.08$ $0.08$ $0.03$ $0.33$ $0.33$ $3.03$ $3.03$ $3.03$ Vb $2.70$ $1.65$ $5.07$ $5.17$ $0.25$ $0.23$ $0.31$ $0.33$ $0.33$ $0.98$ $1.00$	Pr	17.8	12.1	40	37.4	4.1	6.1	4.37	16.50	25.95	64.40	81.85
Sm8.62 $5.48$ $21.40$ $23.80$ $2.17$ $2.99$ $3.65$ $9.53$ $16.55$ $36.45$ $46.10$ Eu $1.70$ $1.42$ $4.67$ $5.54$ $0.07$ $0.10$ $1.04$ $2.36$ $4.95$ $10.29$ $13.15$ Gd $6.34$ $3.51$ $14.80$ $16.80$ $1.53$ $1.88$ $3.71$ $6.35$ $12.20$ $25.35$ $31.60$ Tb $0.88$ $0.59$ $2.06$ $2.34$ $0.19$ $0.23$ $0.58$ $0.85$ $1.705$ $19.70$ Dy $5.54$ $3.57$ $10.80$ $13.00$ $1.09$ $1.19$ $3.70$ $4.80$ $7.98$ $17.05$ $19.70$ Dy $5.54$ $0.70$ $2.12$ $2.147$ $0.21$ $0.23$ $0.77$ $0.93$ $1.33$ $3.33$ Dy $1.06$ $0.70$ $2.12$ $2.47$ $0.21$ $0.23$ $0.77$ $0.93$ $1.33$ $3.03$ Ho $1.06$ $0.70$ $2.12$ $2.12$ $2.47$ $0.21$ $0.23$ $0.77$ $0.93$ $1.33$ $3.03$ Tm $0.43$ $0.30$ $0.81$ $0.86$ $0.08$ $0.08$ $0.60$ $2.25$ $2.33$ $3.03$ $3.71$ Tm $0.43$ $0.30$ $0.84$ $0.09$ $0.70$ $2.70$ $1.65$ $5.07$ $5.17$ $0.55$ $0.61$ $0.70$ Va $2.70$ $1.65$ $5.07$ $5.17$ $0.78$ $0.03$ $0.33$ $0.33$ $0.33$ $0.94$ $0.90$ Uu	PN	55.8	39.2	143	141	13.5	20.8	16.9	60.2	96.6	228	297
Eu $1.70$ $1.42$ $4.67$ $5.54$ $0.07$ $0.10$ $1.04$ $2.36$ $4.95$ $10.29$ $13.15$ Gd $6.34$ $3.51$ $14.80$ $16.80$ $1.53$ $1.88$ $3.71$ $6.35$ $12.20$ $25.35$ $31.60$ Dy $5.54$ $3.57$ $10.80$ $13.00$ $1.09$ $1.19$ $3.70$ $4.80$ $7.98$ $17.05$ $19.70$ Dy $5.54$ $3.57$ $10.80$ $13.00$ $1.09$ $1.19$ $3.70$ $4.80$ $7.98$ $17.05$ $19.70$ Ho $1.06$ $0.70$ $2.12$ $2.47$ $0.21$ $0.23$ $0.77$ $0.93$ $1.33$ $3.03$ $3.37$ Er $3.09$ $1.93$ $5.62$ $6.35$ $0.58$ $0.60$ $2.25$ $2.33$ $3.03$ $3.03$ Tm $0.43$ $0.70$ $2.12$ $2.47$ $0.21$ $0.23$ $0.77$ $0.93$ $1.33$ $3.03$ Tm $0.43$ $0.70$ $2.12$ $2.47$ $0.21$ $0.23$ $0.77$ $0.93$ $1.33$ $3.03$ $3.03$ Tm $0.43$ $0.70$ $2.12$ $2.76$ $2.35$ $2.03$ $3.03$ $3.03$ $3.03$ $3.03$ Tm $0.43$ $0.70$ $0.71$ $0.93$ $0.33$ $0.76$ $0.93$ $1.029$ $10.76$ Tm $0.43$ $0.78$ $0.78$ $0.60$ $2.32$ $2.33$ $3.03$ $3.03$ Tu $0.39$ $0.28$ $0.78$ $0.77$ $0.93$ $0.23$	Sm	8.62	5.48	21.40	23.80	2.17	2.99	3.65	9.53	16.55	36.45	46.10
Gd $6.34$ $3.51$ $14.80$ $16.80$ $1.53$ $1.88$ $3.71$ $6.35$ $12.20$ $25.35$ $31.60$ Tb $0.88$ $0.59$ $2.06$ $2.34$ $0.19$ $0.23$ $0.58$ $0.85$ $1.56$ $3.25$ $3.82$ Dy $5.54$ $3.57$ $10.80$ $13.00$ $1.09$ $1.19$ $3.70$ $4.80$ $7.98$ $17.05$ $19.70$ Ho $1.06$ $0.70$ $2.12$ $2.47$ $0.21$ $0.23$ $0.77$ $0.93$ $1.33$ $3.03$ $3.37$ Er $3.09$ $1.93$ $5.62$ $6.35$ $0.28$ $0.60$ $2.25$ $2.33$ $3.03$ $3.03$ $3.03$ Tm $0.43$ $0.70$ $2.12$ $2.47$ $0.21$ $0.23$ $0.77$ $0.93$ $1.33$ $3.03$ $3.37$ Tm $0.43$ $0.70$ $2.12$ $2.47$ $0.21$ $0.23$ $0.77$ $0.93$ $7.98$ $7.61$ $8.11$ Tm $0.43$ $0.30$ $0.81$ $0.86$ $0.08$ $0.08$ $0.08$ $0.03$ $0.33$ $0.33$ $0.93$ $0.99$ Vb $2.70$ $1.65$ $5.07$ $5.17$ $0.58$ $0.60$ $2.12$ $2.12$ $1.98$ $2.34$ $5.97$ $5.97$ Lu $0.39$ $0.39$ $0.28$ $0.03$ $0.019$ $0.07$ $0.23$ $0.23$ $0.33$ $0.94$ $5.97$ $5.97$ $5.97$ Value $0.39$ $367.4$ $235.2$ $761.2$ $771.5$ $87.7$	Eu	1.70	1.42	4.67	5.54	0.07	0.10	1.04	2.36	4.95	10.29	13.15
Tb $0.88$ $0.59$ $2.06$ $2.34$ $0.19$ $0.23$ $0.58$ $0.85$ $1.56$ $3.25$ $3.82$ Dy $5.54$ $3.57$ $10.80$ $13.00$ $1.09$ $1.19$ $3.70$ $4.80$ $7.98$ $17.05$ $19.70$ Ho $1.06$ $0.70$ $2.12$ $2.47$ $0.21$ $0.23$ $0.77$ $0.93$ $1.33$ $3.03$ $3.37$ Er $3.09$ $1.93$ $5.62$ $6.35$ $0.58$ $0.60$ $2.25$ $2.33$ $3.29$ $7.61$ $8.11$ Tm $0.43$ $0.30$ $0.81$ $0.86$ $0.08$ $0.08$ $0.08$ $0.09$ $1.19$ $3.70$ $7.98$ $1.705$ $19.70$ Vb $2.70$ $1.93$ $5.62$ $6.35$ $0.58$ $0.60$ $2.25$ $2.33$ $3.29$ $7.61$ $8.11$ Undot $0.43$ $0.30$ $0.81$ $0.86$ $0.08$ $0.08$ $0.08$ $0.08$ $0.09$ $0.33$ $0.33$ $0.39$ $0.99$ Vb $2.70$ $1.65$ $5.07$ $5.17$ $0.58$ $0.61$ $2.12$ $1.98$ $2.34$ $5.97$ $5.97$ Lu $0.39$ $0.28$ $0.86$ $0.78$ $0.09$ $0.07$ $0.33$ $0.23$ $0.33$ $0.84$ $0.90$ Pid $2.70$ $1.65$ $7.15$ $8.77$ $122.3$ $9.1$ $321$ $495.5$ $1175$ $1617$	Gd	6.34	3.51	14.80	16.80	1.53	1.88	3.71	6.35	12.20	25.35	31.60
Dy         5.54         3.57         10.80         13.00         1.09         1.19         3.70         4.80         7.98         17.05         19.70           Ho         1.06         0.70         2.12         2.47         0.21         0.23         0.77         0.93         1.33         3.03         3.37           Er         3.09         1.93         5.62         6.35         0.58         0.60         2.25         2.33         3.29         7.61         8.11           Tm         0.43         0.30         0.81         0.86         0.08         0.08         0.31         0.33         0.39         0.98         1.00           Yb         2.70         1.65         5.07         5.17         0.58         0.61         2.12         1.98         7.61         8.11           Uno         0.39         0.33         0.31         0.33         0.33         0.39         1.30         7.89         1.00           Vb         2.70         1.65         5.07         5.17         0.58         0.61         0.33         0.39         5.97         5.89           Lu         0.39         0.32         0.71         0.35         0.28         0.23	Tb	0.88	0.59	2.06	2.34	0.19	0.23	0.58	0.85	1.56	3.25	3.82
Ho         1.06         0.70         2.12         2.47         0.21         0.23         0.77         0.93         1.33         3.03         3.37           Er         3.09         1.93         5.62         6.35         0.58         0.60         2.25         2.33         3.29         7.61         8.11           Tm         0.43         0.30         0.81         0.86         0.08         0.08         0.31         0.33         0.39         7.61         8.11           Yb         2.70         1.65         5.07         5.17         0.55         0.51         2.12         1.98         2.34         5.97         5.89           Lu         0.39         0.28         0.07         0.51         2.12         1.98         2.34         5.97         5.89           P33         367.4         235.2         761.2         721.5         87.7         122.3         99.1         321         495.5         1175         1617	Dy	5.54	3.57	10.80	13.00	1.09	1.19	3.70	4.80	7.98	17.05	19.70
Er         3.09         1.93         5.62         6.35         0.58         0.60         2.25         2.33         3.29         7.61         8.11           Tm         0.43         0.30         0.81         0.86         0.08         0.08         0.31         0.33         0.39         0.98         1.00           Yb         2.70         1.65         5.07         5.17         0.55         0.51         2.12         1.98         2.34         5.97         5.89           Lu         0.39         0.28         0.78         0.09         0.07         0.35         0.28         0.34         5.97         5.89           Ya         0.39         0.28         0.78         0.09         0.07         0.35         0.28         0.30         0.94         0.90           P33         367.4         235.2         761.2         721.5         87.7         122.3         99.1         321         495.5         1175         1617	Но	1.06	0.70	2.12	2.47	0.21	0.23	0.77	0.93	1.33	3.03	3.37
Tm         0.43         0.30         0.81         0.86         0.08         0.08         0.31         0.33         0.39         0.98         1.00           Yb         2.70         1.65         5.07         5.17         0.55         0.51         2.12         1.98         2.34         5.97         5.89           Lu         0.39         0.28         0.78         0.09         0.07         0.35         0.28         0.34         5.97         5.89           P33         367.4         235.2         761.2         721.5         87.7         122.3         99.1         321         495.5         1175         1617	Er	3.09	1.93	5.62	6.35	0.58	0.60	2.25	2.33	3.29	7.61	8.11
Yb         2.70         1.65         5.07         5.17         0.55         0.51         2.12         1.98         2.34         5.97         5.89           Lu         0.39         0.28         0.86         0.78         0.09         0.07         0.35         0.28         0.33         0.84         0.90           P33         367.4         235.2         761.2         721.5         87.7         122.3         99.1         321         495.5         167         167	Tm	0.43	0.30	0.81	0.86	0.08	0.08	0.31	0.33	0.39	0.98	1.00
Lu         0.39         0.28         0.86         0.78         0.09         0.07         0.35         0.28         0.33         0.84         0.90           P33         367.4         235.2         761.2         721.5         87.7         122.3         99.1         321         495.5         1175         1617	Yb	2.70	1.65	5.07	5.17	0.55	0.51	2.12	1.98	2.34	5.97	5.89
P33         367.4         235.2         761.2         721.5         87.7         122.3         99.1         321         495.5         1175         1617	Lu	0.39	0.28	0.86	0.78	0.09	0.07	0.35	0.28	0.33	0.84	0.90
	P3Э	367.4	235.2	761.2	721.5	87.7	122.3	99.1	321	495.5	1175	1617

ПЕТРОЛОГИЯ том 28 № 3 2020

# ФЕНИТЫ ВИШНЕВОГОРСКОГО МИАСКИТ-КАРБОНАТИТОВОГО КОМПЛЕКСА

вых метасоматитов относятся к Na-Ca ряду тарамит—катофорит и к Ca ряду гастингсит—саданагаит. Глиноземистые тарамиты, саданагаиты описаны также в фенитовых ореолах миаскитов Ильменской части щелочного массива (Баженов и др., 1999; Sokolova et al., 2000).

Калиевый полевой шпат, наряду с биотитом, является сквозным минералом в метасоматически измененных породах. Во всех последовательных зонах метасоматитов, начиная с фенитов, калиевый полевой шпат имеет пертитовое строение, для полевых шпатов из нефелиновых мигматитов и миаскитов характерно антипертитовое строение. Составы полевых шпатов из агрегата пертитов (см. ESM\_1.xls в Suppl. 1 и рис. 7) попадают в узкий интервал составов  $Or_{90-85}Ab_{10-15}$  и, скорее всего, их составы определялись температурой распада гомогенного калиевого полевого шпата в пертитовые агрегаты. Оценки составов исходных K-Na полевых шпатов на основе подсчета пертитовых включений в полевых шпатах (Шелочно-карбонатитовые ..., 1997) показывают систематическое изменение его состава: в фенитах и фенитизированных гнейсах калиевый полевой шпат представлен микроклином в ассоциации с альбитом, в полевошпат-биотитовых породах калиевый полевой шпат становится отчетливо калинатровым (*Or*<sub>40</sub>*Ab*<sub>60</sub>) и замещает плагиоклаз олигоклазового состава. В мигматитах и миаскитах составы полевого шпата обогащаются калием и варьируют от  $Or_{40}Ab_{60}$  до  $Or_{60}Ab_{40}$  (рис. 7).

Состав плагиоклаза специально не изучался. По данным (Щелочно-карбонатитовые ..., 1997), в фенитизированных гнейсах и фенитах это альбит-олигоклаз (№ 12–14), в биотит-полевошпатовых метасоматитах и мигматитах также развит олигоклаз, часто перистеритового строения, замещающийся пертитовым полевым шпатом, в меланократовых метасоматитах плагиоклаз представлен олигоклазом (№ 14).

Апатит (см. ESM\_1.xls в Suppl. 1) из зон фенитизации характеризуется высоким содержанием F (3.2–3.6 мас. %) и низким Cl (0.01–0.03 мас. %). Во всех зонах фенитового ореола апатит содержит (в мас. %): SrO (0.12–1.36), La<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (0.14–0.98) и Ce<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (0.19–1.36).

**Кальцит**. Состав карбоната (см. ESM\_1.xls в Suppl. 1) во всех изученных типах пород отвечает кальциту с содержанием оксидов: FeO, MgO и MnO от 0.5 до 1 мас. %, SrO 0.5–3.0 мас. %, Ce<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 0.05–0.4 мас. %.

На рис. 8 показаны концентрации BaO, SrO, La<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и Ce<sub>2</sub>O<sub>3</sub> в сквозных минералах фенитового ореола, а также в миаските и карбонатите. Общей чертой всех изученных составов минералов является то, что минералы из миаскитов (*Kfs*, *Bt*, *Ap*) наиболее обеднены SrO, BaO, La<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Апатит в миаскитах резко зонален по содержанию P3Э: от ядра к краю зерна содержание Ce<sub>2</sub>O<sub>3</sub> увеличивается от 0.44 до 0.7 мас. %.

# ОПРЕДЕЛЕНИЕ ИНТЕНСИВНЫХ ПАРАМЕТРОВ ФЕНИТИЗАЦИИ

Температура. Биотит является сквозным минералом во всех породах, представляющих собой последовательные зоны метасоматических колонок фенитизации гнейсов. Его составы позволяют оценить температуру образования породы вдоль всей колонки фенитизации от внешних (передовых) зон – фенитизированных гнейсов до миаскитов, используя геотермометр "Ті в биоти*me*" (Henry et al., 2005; Wu, Chen, 2015). Эмпири-ческий биотитовый термометр "*Ti в биотите*" (Henry et al., 2005) применим (и использовался) для определения температуры в щелочных породах (ряд мельтейгит-фонолит) и в карбонатитах (Nadeau et al., 2016). Поскольку в изучаемом фенитовом ореоле ильменит присутствует во всех зонах метасоматической колонки (см. табл. 1), мы использовали геотермометр (Wu, Chen, 2015). Это связано с тем, что для его применения нужно, чтобы породы содержали только рутил или ильменит, в отличие от эмпирического биотитового термометра из работы (Henry et al., 2005), где указано, что в породах должны быть рутил и графит. Авторы статьи (Wu, Chen, 2015) отмечают, что по данным (Henry et al., 2005) и их собственным из четырех возможных обменных реакций между миналами биотита с титаном (в том числе и обмен с кремеземом) ни одна не играет доминирующей роли, из чего следует, что требование  $X_{Si} \rightarrow \max B$ биотите не обязательно.

Температура образования биотита для геотермометра "*Ti в биотите*" (Wu, Chen, 2015) связана с его составом следующим параметрическим уравнением:

 $\ln(T, ^{\circ}\text{C}) = 6.313 + 0.224 \ln(X_{\text{Ti}}) - 0.288 \ln(X_{\text{Fe}}) - 0.449 \ln(X_{\text{Mg}}) - 0.15P \ (\Gamma\Pi a),$ 

где  $X_i = i/(\text{Fe} + \text{Mg} + \text{Al}^{\text{VI}} + \text{Ti}).$ 

На рис. 9 приведены вариации температуры в различных зонах фенитового ореола. Можно выделить несколько групп пород по температуре образования биотита: 1 — фениты внешней части ореола и биотит-кальцитовые породы ( $T = 450-600^{\circ}$ С), 2 — амфибол-биотит-плагиоклазовые и биотит-кальцитовые меланократовые породы, биотит-полевошпатовые породы ( $T = 550-700^{\circ}$ С) и мигматиты ( $T = 600-750^{\circ}$ С), 3 — миаскиты ( $T = 750-850^{\circ}$ С). Подобные оценки температур фенитов близки к оценкам температур для фенитовых ореолов других массивов, в том числе и кольцевых щелочно-ультраосновных-карбонатитовых (Метасоматизм и ..., 1998).

Давление. Оценки давления могут быть сделаны, исходя из составов амфибола в меланократовых биотит-амфибол-кальцитовых телах, см. в работе В.Я. Левина и др. (Щелочно-карбонатитовые ..., 1997). Из существующего арсенала амфиболовых барометров мы использовали эмпирический амфибол-плагиоклазовый геобарометр



**Рис. 4.** Спайдерграммы редких и редкоземельных элементов для пород фенитового ореола: (а) – пород, образующих зональность фенитовых ореолов, (б) – меланократовых метасоматических пород. Составы пород нормированы на состав карбонатита (табл. 2).



**Рис. 5.** Составы биотитов из пород фенитовых ореолов на диаграмме  $X_{Mg}$ -Al (форм. ед.).

1 — миаскиты, 2 — мигматиты, 3 — биотит-полевошпатовые породы, 4 — биотит-кальцитовые меланократовые породы, 5 — фениты (наши данные), 6 — фениты (данные (В.Я. Левин и др. (Щелочно-карбонатитовые ..., 1997)), 7 — гнейсы. Составы биотитов рассчитаны на 8 катионов.

(Molina et al., 2015), который позволяет определять давление в амфиболитах и метабазитах. По соотношению катионов ( $Al^{VI} + Fe^{3+}$ )-Na(M4) амфиболы из меланократовых пород находятся на границе диапазона составов амфиболов, для которых калибровался этот барометр (рис. 10). Поскольку для приведенных в цитируемой монографии составы плагиоклазов не измерялись, в качестве пары для амфиболов использовался средний состав плагиоклаза для меланократовых биотитамфибол-кальцитовых тел (олигоклаз № 14), приведенный в (Шелочно-карбонатитовые ..., 1997). Для расчета давления использовались температуры 600 и 650°С, отвечающие середине интервала оценок температуры формирования этих пород по составу биотита. Оценки давления, при которых формировались меланократовые амфиболсодержащие породы Потаниных гор, попадают в диапазон 5.0-2.0 кбар, т.е. разброс значений довольно значителен. Поскольку заявленная точность барометра составляет 1.5-2 кбар (Molina et al., 2015), можно считать полученную оценку давления полуколичественной. При модельных расчетах мы приняли, что породы фенитового ореола формировались при давлении 3 кбар, что близко к оценкам давления (4-5 кбар) по геологическим соотношениям из (Роненсон, 1966; Самойлов, 1984).

Летучесть кислорода. Поскольку во всех типах пород в ассоциации с биотитом присутствует калиевый полевой шпат (см. ESM\_1.xls в Suppl. 1) и магнетит, можно оценить изменение летучести кислорода, используя реакцию  $Ann + 0.5O_2 = Kf_s + Mag + H_2O$  (Wones, Eugster, 1965). На диаграмме  $T-fO_2$  (рис. 11) показаны значения фугитивности кислорода, рассчитанные для этой реакции по уравнению (Czamanske, Wones, 1973).



Рис. 6. Составы клинопироксенов из фенитов и меланократовых пород: (а) — на классификационной диаграмме Wo, En, Fs-Jd-Ac (Morimoto et al., 1989), (б) — на диаграмме  $Jd-X_{Mg}$ —Al (форм. ед.). 1 — фениты, 2 — меланократовые породы. Залитые фигуры — наши данные, незалитые — данные В.Я Левина и др. из (Щелочно-карбонатитовые ..., 1997). Составы пироксена рассчитаны по схеме (Cawthorn, Collerson, 1974).

Фугитивность воды рассчитывалась в программе Perple\_X 6.7.2 по уравнению состояния CORK (рис. 12 заимствован из (Holland, Powell, 1991, 1998)). Флюид принимался чисто водным. Поскольку фенитизирующие флюиды водно-углекислые, то очевидно, что оценка летучести кислорода должна учитывать парциальное давление углекислоты во флюиде. Влияние углекислоты на положение рассматриваемой реакции подробно рассматривалось в (Абрамов, 2000). При содержании  $X_{CO_2}$  от 0.1 до 0.4 во флюиде (при 2 кбар) и в диапазоне летучести кислорода от HM до QFM этим влиянием можно пренебречь: максимальное смещение реакции влево при  $X_{CO_2} = 0.4$ , буфер QFM составляет  $\approx 1$  лог. ед.  $fO_2$ , или 25–30°C.



**Рис.** 7. Составы калиевых полевых шпатов и плагиоклазов из пород фенитового ореола Потаниных гор на диаграмме *Ab*-*Or*-*An*.

1 — плагиоклазы из фенитов и биотит-полевошатовых метасоматитов, 2 — полевые шпаты из биотит-полевошатовых метасоматитов, 3 — мигматиты, 4 — миаскиты, 5 — составы калиевых полевых шпатов из пироксен-полевошпатовых пород и мигматитов по данным измерения на зонде (наши данные). 1–4 — данные В.Я. Левина и др. в (Щелочно-карбонатитовые ..., 1997)). Показаны линии полевошпатового сольвуса для 600, 700 и 800°С при 3 кбар (Nekvasil, 1992).

Согласно оценке летучести кислорода, выделяются три группы пород: низкотемпературные ассоциации внешней части ореола — передовых зон (с  $X_{Mg}(Bt) = 0.7-0.5$ ,  $T = 450-550^{\circ}$ С), которые формировались в наиболее окисленных условиях



Рис. 8. Концентрации ВаО (мас. %) в биотите и ВаО, SrO в *Kfs*: (а) из пород фенитового ореола;  $La_2O_3$ ,  $Ce_2O_3$ , SrO и MnO (мас. %) в апатите (б) и в кальците (в) из пород фенитового ореола. На диаграмме показаны средние значения концентраций элементов для каждого типа пород по данным ESM\_1.xls (Suppl. 1).

ПЕТРОЛОГИЯ том 28 № 3 2020

(буфер HM). Промежуточным значениям летучести кислорода отвечают породы биотит-полевошпатовых метасоматитов и нефелиновых мигматитов. Наименьшие значения фугитивности кислорода характерны для высокотемпературных слюд из миаскитов (T = 750-800°C), отвечают значениям буфера QFM.

Активность SiO2. Очевидно, что разрез от фенитизированных гнейсов к миаскитам и нефелинсодержащим мигматитам характеризуется градиентом активности кремнезема: от кварцсодержащих фенитизированных гнейсов ( $aSiO_2 = 1$ ) к нефелинсодержащим ассоциациям его внутренних частей, где активность SiO<sub>2</sub> может быть оценена по реакции:  $Ab(ss) = Ne(ss) + SiO_2$ , где ss – альбит в твердом растворе полевого шпата и нефелин в твердом растворе нефелина. Согласно (Шелочно-карбонатитовые ..., 1997), для миаскитов Потаниных гор типична ассоциация К-Na полевого шпата (Ab<sub>30-70</sub>Kfs<sub>70-30</sub>) и нефелина (Ne<sub>80-85</sub>Kfs<sub>20-15</sub>). Исходя из этой реакции, минимальные оценки активности кремнезема в фенитовом ореоле были определены с использованием программы Perple\_X 6.7.2 в интервале  $lgaSiO_2 = -0.58 - 0.55$  при температуре кристаллизации миаскитов, равной 700-800°C.

Давление CO<sub>2</sub>. Начиная с пироксен-полевошпатовой зоны, в метасоматической колонке фенитизации в парагенезисах ореола присутствует кальцит (см. табл. 1). Соответственно, важным параметром равновесий является парциальное давление CO<sub>2</sub>. Оценки величин  $X_{CO_2}$  во флюидах получить из парагенезисов трудно, что обусловлено щелочным характером флюида и переменной активностью кремнезема по разрезу колонки. Рассмотрим топологию реакций в системе Na<sub>2</sub>O– K<sub>2</sub>O–Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>–SiO<sub>2</sub>–CaO–TiO<sub>2</sub>–FeO–O<sub>2</sub>–H<sub>2</sub>O–CO<sub>2</sub> (только минальные реакции без твердых растворов, рис. 12) в зависимости от летучести кислорода и ак-



**Рис. 9.** Температуры образования биотитов в миаскитах и породах фенитовых ореолов Потаниных гор, оцененные по геотермометру "*Ti в биотите*" (Wu, Chen, 2015).

1 — миаскиты, 2 — мигматиты, 3 — биотит-полевошпатовые породы, 4 — биотит-кальцитовые меланократовые породы, 5 — фениты (наши данные), 6 — фениты (данные В.Я. Левин и др. в (Щелочно-карбонатитовые ..., 1997)).

тивности SiO<sub>2</sub> для случая с низким ( $X_{CO_2} = 0.05$ ), промежуточным ( $X_{CO_2} = 0.3$ ) и высоким содержанием ( $X_{CO_2} = 0.5$ ) CO<sub>2</sub> во флюиде при  $T = 600^{\circ}$ C и P = 3 кбар. Значение lg $fO_2$  по мере увеличения содержания СО<sub>2</sub> во флюиде уменьшается, что связано с уменьшением мольной доли воды во флюиде (Абрамов, 2000). Наиболее значительная перестройка топологии системы связана с изменением положения реакций карбонатизации: Hd = Cal + Mag, Cal + Ann = Kfs + Hd, Cal + Ilm = Ttn + Hd. Последовательность преобразований во флюиде вдоль реакции Ann = Kfs + Mag при значениях  $\lg a SiO_2$  от 0 до -0.4 и при  $X_{CO_2} = 0.05$  (рис. 12а) следующая: Kfs + Ilm + Hd + Ttn + Ann + Mag (нонвариантная точка (3)), при  $lgaSiO_2 = 0.33$  образуется Rbk + + Kfs + Ttn + Mag + Acm + Ann + Ilm (нонвариантная точка (1)), далее при понижении  $lgaSiO_2$  геденбергит замещается Mag + Adr, и устойчивой становится ассоциация Ann + Kfs + Mag + Rbk + Adr + An (нонвариантная точка (2)). Кальцит появляется лишь в породах, богатых кальцием (реакция Wo = Cal), а в биотитсодержащих породах парагенезисы с кальцитом не возникают. Пироксен при такой активности углекислоты замещается ассоциацией Mag + Adr при очень низкой lgaSiO<sub>2</sub>, равной -0.45). Андрадитсодержащие фениты в ассоциации со щелочным пироксеном описаны в фенитах кольцевого щелочно-ультраосновного массива Озерная Варака (Козлов, Арзамасцев, 2015).

При  $X_{CO2} = 0.3$  (рис. 126) во флюиде наблюдается следующая последовательность преобразований: ассоциация Kfs + Ilm + Hd + Ttn + Ann + Mag + Rbk



**Рис. 10.** Составы амфиболов из меланократовых пироксен-биотит-амфиболовых пород (данные В.Я. Левин и др. в (Щелочно-карбонатитовые ..., 1997)) на диаграмме  $Al^{VI} + Fe^{3+}$  (форм. ед.)–Na(M4) (форм. ед.). Составы амфиболов рассчитаны на 23 атома кислорода. Заштрихованное поле – область составов амфиболов, для которых разработан геобарометр (Molina et al., 2015).

(нонвариантная точка (9)) при понижении активности кремнезема сменяется ассоциациями Kfs + Cal + Tin + Mag + Hd + Ann + An + Rbk (нонвариантная точка (8)), Kfs + Cal + Tin + Mag + Ann ++ An + Rbk (нонвариантные точки (3)), Kfs + Cal +



**Рис. 11.** Оценки летучести кислорода в миаскитах и породах фенитовых ореолов Потаниных гор по реакции *Ann* +  $0.5O_2 = Kfs + Mag + H_2O$  (Czamanske, Wones, 1973). HM, NNO, QFM – буферы фугитивности кислорода. Условные обозначения см. рис. 9.



+ Acm + Ilm + Rbk + Mag + Ann (нонвариантная точка (4)). Последовательность преобразования  $Hd + Kfs \rightarrow Cal + Ann$  (при относительно высокой активности кремнезема) и Tin + Ann = Kfs + Cal ++ Ilm (при низкой активности кремнезема) совпадает с наблюдаемой последовательностью преобразований в фенитовом ореоле: от пироксеновых фенитов во внешнем ореоле к биотит-кальцитовым породам и далее к биотит-полевошпат-кальцитовым.

311

При  $X_{CO_2} = 0.5$  (рис. 12в) во флюиде наблюдается следующая последовательность преобразований: Kfs + Cal + Ilm + Rbk + Mag + Hd + Ann (нонвариантная точка (5)), при понижении активности кремнезема сменяемая ассоциацией Ab + Kfs + Cal + Acm + Ilm + Rbk + Mag + Ann (HOHвариантная точка (3)). Пироксен образуется в ассоциации с кальцитом (нонвариантная точка (5)), что не соответствует наблюдаемой последовательности: пироксеновые фениты передовых зон не содержат кальцита. Кроме того, поле устойчивости ассоциации титанит + геденбергит ограничено небольшим интервалом значений  $lgaSiO_2 \approx -0.02$ , которые вытесняются кальцитсодержашими парагенезисами. Такая картина изменений не согласуется с наблюдаемыми изменениями: ассоциация пироксена с титанитом типична для пироксеновых фенитов, а титанит устойчив в метасоматитах, вплоть до биотит-полевошпатовой зоны (Щелочно-карбонатитовые ..., 1997).

Поскольку для оценок  $X_{CO_2}$  мы использовали упрощенный вариант мультисистемы (железистая часть, только минальные реакции), возникает вопрос – насколько справедливы такие оценки для моделей систем с твердыми растворам пироксена, биотита и полевых шпатов? Для этих целей были рассчитаны изменения фазового состава фенитов (обр. 601) при десиликации в системе Na<sub>2</sub>O-K<sub>2</sub>O-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-SiO<sub>2</sub>-CaO-TiO<sub>2</sub>-FeO-MgO- $H_2O-CO_2-O_2$  для случая с низким ( $X_{CO_2} = 0.05$ ), промежуточным ( $X_{CO_2} = 0.3$ ) и высоким содержанием ( $X_{CO_2} = 0.5$ ) CO<sub>2</sub> во флюиде при  $T = 600^{\circ}$ C и *P* = 3 кбар. Хотя фазовый состав системы не показывает топологию реакций, тем не менее можно сравнивать последовательность смены минералов для природного состава и смену парагенези-

**Рис. 12.** Топология реакций в системе Na<sub>2</sub>O–K<sub>2</sub>O–Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>–SiO<sub>2</sub>–CaO–TiO<sub>2</sub>–FeO–O<sub>2</sub>–H<sub>2</sub>O–CO<sub>2</sub>, только минальные реакции без твердых растворов (Программа Perple\_X 6.7.2 (Connoly, 2005)) в зависимости от летучести кислорода и активности SiO<sub>2</sub> для случая: (а) – с низким ( $X_{CO_2} = 0.05$ ), (б) – промежуточным ( $X_{CO_2} = 0.3$ ) и (в) – высоким содержанием ( $X_{CO_2} = 0.5$ ) СО<sub>2</sub> во флюиде при  $T = 600^{\circ}$ С и P = 3 кбар. Использованы модели твердых растворов: биотит – Bi(TCC), клинопироксен – Срх(HP), плагиоклаз Pl(h), K-Na полевой шпат – San (см. описание http://www.Perple\_X.ethz.ch/). Стрелочкой показано положение ассоциации Bt + Kfs + Mt (равновесие Ann +  $+0.5O_2 = Kfs + Mt + H_2O$ ).

сов в нашей модельной упрощенной системе. Смена минерального состава породы при переменной активности кремнезема с фиксированным химическим составом различна для варианта с низкой. промежуточной и высокой долей углекислоты во флюиде. При низкой доле углекислоты ( $X_{CO_2} = 0.05$ ) вдоль границы изменения минерального состав (Mag+/Mag-) в составе породы образуется только титанит, а кальцит отсутствует при всех значениях активности кремнезема. В промежуточном варианте ( $X_{\rm CO_2} = 0.3$ ) вдоль границы изменения минерального состав (Mag+/Mag-) при десиликации сначала образуются составы с титанитом, затем с кальцитом, а при минимальных значениях активности кремнезема исчезает плагиоклаз и эта последовательность. При высоких значениях углекислоты ( $X_{CO_2} = 0.5$ ) при десиликации вдоль границы минерального состава (Mag+/Mag-) кальцит появляется при сравнительно невысоких отрицательных значениях активности кремнезема ( $\lg a SiO_2 = -0.08$ ), а титанитсодержащие ассоциации не возникают. Этот расчетный эксперимент показал, что псевдосечения для определенного минерального состава с использованием моделей твердого раствора пироксена, биотита и полевых шпатов имеют ту же последовательность изменения минерального состава при десиликации с варьирующими значениями  $X_{CO_2}$  во флюиде, что и для упрощенной модели без твердых растворов, и поэтому использование таких упрощенных моделей для анализа парагенезисов фенитовых ореолов оправданно.

Содержания фтора и хлора в биотите метасоматитов варьируют в пределах первых мас. % (см. табл. 2), что свидетельствует о невысоких концентрациях этих компонентов в метасоматизирующем флюиде. Расчеты соотношений lg( $fH_2O/fHF$ ) по содержанию фтора в биотите (Munoz, Ludington, 1974; Munoz, 1984) показывают, что доля фтора во флюиде и в фенитах, и в миаскитах была постоянна: для фенитов – в интервале lg( $fH_2O/fHF$ ) = = 3.8–4.04, для миаскитов – 4.8–5.03. Эти значения характеризуют флюид как низкофтористый.

Таким образом, анализ парагенезисов вдоль колонки фенитизации показывает, что изменение состава пород происходило в условиях градиента температур, активности кремнезема и кислорода, флюид имел водно-углекислый состав  $X_{CO_2} = 0.3$ . Температура процесса фенитизации варьировала от 500–550°C во внешней части ореола до 800–850°C в миаскитах и нефелиновых мигматитах при давлении 3 кбар.

## МОДЕЛИРОВАНИЕ МЕТАСОМАТИЧЕСКОГО ПРОЦЕССА ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ПОРОД ФЕНИТОВОГО ОРЕОЛА

Метасоматические преобразования в породах фенитового ореола могут быть воспроизведены при использовании метода моделирования минеральных равновесий для псевдосечений (Connolly, 2005) при интенсивных параметрах, определенных из составов минералов. Учитывая, что породы внешнего и внутреннего частей фенитового ореола формировались при разных температурах и активностях кислорода и кремнезема, целесообразно разбить модельные построения на две части: для сравнительно низкотемпературных пород наименее измененных передовых зон и для пород, образующихся в тыловых высокотемпературных зонах.

#### Фенитизированые породы передовых зон — наименее измененных внешних частей ореола

Рассмотрим псевдосечение в системе Na<sub>2</sub>O-K<sub>2</sub>O-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-SiO<sub>2</sub>-CaO-TiO<sub>2</sub>-FeO-MgO-H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub>–O<sub>2</sub> (программа Perple X, версия 6.7.2 (Connolly, 2005)) для ассоциации пироксеновых фенитов (рис. 13а, 13б, обр. 601) в координатах lgfO<sub>2</sub> $lgaSiO_2$  при 3 кбар и 500°С и для водно-углекислого флюида ( $X_{CO_2} = 0.3$ ). Породы фенитов состоят из *Срх*, *Bt*, *Pl*, *Kfs*, *Ttn*, и в самых передовых зонах (наименее измененных) еще сохранился кварц. Моделирование показывает, что парагенезисы пироксеновых фенитов (обр. 601) с биотитом состава  $X_{Mg} = 0.6$  (рис. 13а) и пироксеном состава Al(*Cpx*) = = 0.1 форм. ед. (рис. 13б) должны образовываться при высокой активности кремнезема (близкой к единице) и высокой летучести кислорода (близкой к буферу НМ), что совпадает с нашими оценками  $fO_2$  и  $aSiO_2$ , определенными из анализа парагенезисов. Расчеты содержания алюминия в биотите Al(Bt) показывают несколько завышенные значения - 1.22 форм. ед., в то время как в обр. 601 биотит имеет состав Al(Bt) = 1.0 форм. ед. Расчетная магнезиальность пироксена ( $X_{Mg} = 0.38$  мол. %) отличается от реальных значений ( $X_{Mg} = 0.58$  мол. %). Разница в магнезиальности обусловлена тем, что в расчетном составе пироксена все железо рассчитано как Fe<sup>2+</sup>, тогда как в реальных составах доля  $Fe^{3+}$  в пироксене варьирует от 50 до 60% от общего содержания железа в минерале. Реальная магнезиальность пироксена и расчетная совпадают. Результаты моделирования также хорошо воспроизводят реальный валовый состав пород (табл. 3).

Были также смоделированы  $fO_2-aSiO_2$  условия для формирования меланократовых пироксен-плагиоклаз-биотитовых пород (обр. 312) из передовых — внешних частей ореола. Согласно оценкам температур по составу биотита, эта по-

Ι	Обр. 601		Обр. 312		Обр. С-3564-10		Обр. 406, 566		Обр. 320, 318	
Иинераль	пирокс фен	сеновый нит	биотит-пироксен- плагиоклазовая порода		биотит-пироксен- кальцитовые породы		биотит- полевошпатовые метасоматиты		миаскиты/Ne-Fsp-Cal метасоматиты	
4	образец	модель	образец	модель	образец	модель	образец	модель	образец	модель
Pl	40	47	15-20	2	ЗН.	1	30-40	60	30	
Kfs	30	30	5	4	ЗН.	1	30	15	10	15
Ne									40	69
Cpx	15-20	15	40	55	30	35				
Bt	1-5	3	20	30	50	50	10-20	20	1-5	10
Cal			ЗН.	_	7	1	5	2-5	5	5
Ttn	5	2	5	8	10	11	5-10	3		0.5
Mag	1-2	3	1-2	0.5					1-3	1

Таблица 3. Минеральный состав природных и модельных составов пород фенитового ореола (об. %)

рода формировалась при  $T = 570 - 590^{\circ}$ С и летучести кислорода, промежуточной между НМ и NNO. Результаты моделирования представлены на рис. 14а, 14б. Парагенезис, отвечающий набору и соотношению определенного количества минералов этой породы — Cpx > Bt > Pl, Kfs, совпадает с модельными составами (табл. 3), положение изоплет составов биотита ( $X_{Mg}$ ) совпадает с реальным составами, а глиноземистость пироксена и биотита оказываются завышенными: в реальных составах Al(Cpx) = 0.18 - 0.19 форм. ед., в модели 0.21-0.22 (рис. 14а), для биотита в реальных составах Al(Bt) = 1.25 - 1.28 форм. ед., в модели 1.45 (рис. 14б). Согласно фазовой диаграмме, составы пироксена в ассоциации с кальцитом должны появляться при большей степени десиликации пород основного состава (lgaSiO<sub>2</sub> = -0.36). В качестве примера был использован состав обр. С-3564-10 В.Я. Левина и др. из (Щелочно-карбонатитовые ..., 1997). Для этих условий мы рассчитали минеральный состав породы (об. %): Bt (51), Cpx (35), K-Na полевой шпат (1), Ttn (11), Cal (1), что почти в точности воспроизводит состав описанного в (Щелочно-карбонатитовые ..., 1997: табл. 1, стр. 36) – Bt (50), Cpx (30), (Pl + Kfs) – ед. зн., Cal (7), Ттп (10). Таким образом, моделирование минеральных равновесий для системы с заданным валовым составом показывает, что минеральный состав фенитов и меланократовых метасоматитов и изменение составов минералов могут определяться десиликацией пород при взаимодействии с водно-углекислым флюидом при переменной летучести кислорода.

#### Метасоматические породы фенитов тыловых зон

Следующей зоной, важной для понимания генезиса фенитового ореола, является полевошпат-биотитовая с кальцитом зона, в которой пироксен полностью вытесняется ассоциацией плагиоклаза,

ПЕТРОЛОГИЯ том 28 № 3 2020

биотита, кальцита и магнетита (реакции нонвариантной точки (8), см. рис. 12б). Согласно оценкам температур и летучести кислорода, полевошпатбиотит-кальцитовые метасоматиты (обр. 406, 566) формировались в температурном интервале 600– 700°С и при летучести кислорода, отвечающей буферу NNO. В минеральном составе породы клинопироксен вытесняется плагиоклазом и биотитом в ассоциации с кальцитом.

Расчеты изменения минерального состава полевошпат-биотит-кальцитовых метасоматитов при переменных  $fO_2 - aSiO_2$  параметрах показывают, что в широком диапазоне летучести кислорода и активности кремнезема пироксен не исчезает из модельных составов. Это свидетельствует о том, что десиликация не является ведущим процессом при трансформации фенитов в породы внутренних (тыловых) зон метасоматической колонки. При переходе от пироксенсодержащих фенитов к биотит-полевошпатовым породам в валовом составе породы меняется отношение (К + Na)/Al (см. рис. 3), резко возрастает содержание глинозема в породе (см. табл. 2) и в породообразующих минералах – пироксене и биотите (см. ESM 1.exl в Suppl. 1). Одновременно растет и щелочность в породах с появлением К-Na полевого шпата и нефелина, что указывает на ведущую роль переноса щелочных компонентов при формировании пород внутренней части фенитового ореола. Таким образом, интенсивным параметром, при котором возможны минеральные равновесия во внутренней части фенитового ореола, является химическая активность щелочей и алюминия. Метод фазовых диаграмм для программного комплекса Perple X 6.7.2 (Connolly, 2005) позволяет моделировать минеральные равновесия в координатах активности химических компонентов. Методика построения диаграмм для систем с вполне подвижными компонентами приведена в (Miller et al., 2009; Goncalves et al., 2012).



**Рис.** 13. Моделирование фазового состава пироксеновых фенитов в системе Na<sub>2</sub>O–K<sub>2</sub>O–Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>–SiO<sub>2</sub>–CaO–TiO<sub>2</sub>– FeO–MgO–O<sub>2</sub>–H<sub>2</sub>O, флюид ( $X_{CO_2} = 0.3$ ) в избытке, при переменных значениях  $fO_2$  и активности кремнезема при  $T = 500^{\circ}$ С и P = 3 кбар.

(а) – фазовый состав с изоплетами состава биотита, (б) – фазовый состав с изоплетами состава пироксена. Кружком отмечена область, отвечающая фазовому составу обр. 601 – пироксеновые фениты. Программа Perple\_X 6.7.2 (Connoly, 2005).

Рассмотрим топологию системы MgO-FeO-SiO<sub>2</sub>-K<sub>2</sub>O-CaO-Na<sub>2</sub>O-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O для изобарно-изотермических условий (T = 600°C, P= = 3 кбар) при вполне подвижном поведении Al и Na (рис. 15; программа Perple X 6.7.2 (Connoly, 2005)). Ограничимся рассмотрением реакций в краевых составах, не рассматривая непрерывные реакции с минералами переменного состава. Зональность фенитового ореола Потаниных гор хорошо отражена в полях устойчивости минералов на данной диаграмме. От поля 1 к полю 2 (рост  $\mu Na_2O$ ) происходит переход от кварцсодержащих пироксеновых фенитов к бесквариевым. При переходе от фенитов к полевошпат-биотитовым метасоматитам олигоклаз замешается альбитом (в K-Na полевом шпате) вследствие реакции Cal + +Ab = An (поле 3). Вытеснение пироксена биотитом происходит в результате реакций Di + Kfs == Phl + Cal + Ab (поля 4 и 5, для Мд-минала Cpx) и Hd + San = Ann + Cal + Ab (для Fe-минала Cpx). Вытеснению пироксена из состава метасоматитов благоприятствует рост активности Na<sub>2</sub>O и  $Al_2O_3$ .

Поле устойчивости пироксена от железистых составов до крайних магнезиальных — узкое. Это, вероятно, и определяет то, что переходные пироксен-полевошпатовые породы (между фенитами и полевошпат-биотитовыми породами) имеют незначительную мощность в разрезе фенитового ореола. Направление изменения состава метасоматитов по зонам схематически можно показать в виде тренда от поля 2 (пироксеновые фениты) через поле 3 (пироксен-полевошпатовые метасоматиты) к полю 5 (полевошпат-биотит-кальцитовые метасоматиты). От поля 2 к полю 3 возрастает активность  $Na_2O$  при постоянной активности  $Al_2O_3$ , переход от поля 3 к полю 5 может происходить либо при возрастании только активности  $Na_2O$ , либо с одновременным ростом активности  $Al_2O_3$  и  $Na_2O$  (рис. 16).

Для определения направления тренда химических изменений при преобразовании пироксенсодержащих метасоматитов в биотит-полевошпатовые рассмотрим фазовую диаграмму для биотит-полевошпатовых метасоматитов при изобарно-изотермических условиях в системе К<sub>2</sub>О-Na<sub>2</sub>O-MgO-FeO-CaO-TiO<sub>2</sub>-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-SiO<sub>2</sub>-CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O  $(X_{CO_2} = 0.3)$  в зависимости от активности натрия и глинозема (рис. 16) для температур 600 и 700°С. Диапазон химических потенциалов Na<sub>2</sub>O и Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> для диаграммы определялся исходя из расчета  $\mu$ Na<sub>2</sub>O и  $\mu$ Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> состава породы в обр. 406 для *P*-*T* условий: 3 кбар, 600 и 700°С, соотвественно, в равновесии с  $H_2O-CO_2$  флюидом и  $lgaSiO_2 = -0.35$ . Активность SiO<sub>2</sub> выбрана согласно положению реакций в системе Na<sub>2</sub>O-K<sub>2</sub>O-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-SiO<sub>2</sub>-СаО-ТіО<sub>2</sub>-FeO-O<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub> (см. рис. 12) в равновесии с флюидом  $X_{CO_2} = 0.3$ ; при такой активности SiO<sub>2</sub> реакции замещения пироксена (нонвариантные точки (4, 8)) должны завершиться.

Точка А на диаграмме для температуры  $600^{\circ}$ С (рис. 16а, 16б) отвечает составу образца 406 (µNa<sub>2</sub>O и µAl<sub>2</sub>O<sub>3</sub> рассчитаны в программе Perple\_X 6.7.2 (Connoly, 2005)). Поле парагенезиса Bt + Pl + Kfs + Cpx + Ttn на представленной диаграмме (рис. 16а) отвечает составу пироксеновых фенитов и находится в поле значений низкой ак-



**Рис. 14.** Моделирование фазового состава меланократовых пироксен-плагиоклаз-биотит-кальцитовых пород в системе Na<sub>2</sub>O-K<sub>2</sub>O-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-SiO<sub>2</sub>-CaO-TiO<sub>2</sub>-FeO-MgO-O<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O, флюид ( $X_{CO_2} = 0.3$ ) в избытке, при переменных значениях  $fO_2$  и активности кремнезема при  $T = 600^{\circ}$ C.

(а) — фазовый состав с изоплетами состава биотита, (б) — фазовый состав с изоплетами состава пироксена. Кружками отмечены области, отвечающие фазовому составу обр. 312 и 3564-10. Программа Perple\_X 6.7.2 (Connoly, 2005).

тивности  $Al_2O_3$ . На рисунке показаны изоплеты содержания  $Al_2O_3$  в *Срх* — на границе исчезновения пироксена содержание  $Al_2O_3$  достигает 0.14 форм. ед., что немного выше, чем в природных составах пироксенов фенитов, где содержание  $Al_2O_3$  варьи-



Рис. 15. Топология реакций в системе Na<sub>2</sub>O–K<sub>2</sub>O– Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>–SiO<sub>2</sub>–CaO–FeO–MgO–O<sub>2</sub>–H<sub>2</sub>O–CO<sub>2</sub>, только минальные реакции без твердых растворов (Программа Perple\_X 6.7.2 (Connoly, 2005)) для изобарноизотермических условий ( $T = 600^{\circ}$ С, P = 3 кбар,  $X_{CO_2} =$ = 0.3) при переменных химических потенциалах оксидов натрия и алюминия (Дж/моль, изобарно-изотермическая диаграмма с вполне подвижным поведением натрия и алюминия). Цифрами отмечены поля диаграммы, отвечающие образованиям зон метасоматической колонки: 1 – кварцсодержащие пироксеновые фениты, 2 – бескварцевые пироксеновые фениты, 4, 5 – полевошпат-биотит-кальцитовые метасоматиты.

рует в диапазоне 0.05-0.12 форм. ед. Траектория преобразования пироксенсодержаших парагенезисов в полевошпат-биотит-кальнитовые поролы может быть определена по положению изоплет содержания Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> в биотите. В изученных породах от фенитов к полевошпат-биотит-кальцитовым метасоматитам содержание Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> возрастает от 1.1 до 1.6 форм. ед. (см. рис. 5). Учитывая это обстоятельство, тренд изменения системы в координатах µNa<sub>2</sub>O-µAl<sub>2</sub>O<sub>3</sub> определяется однозначно – как возрастание активности Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> при незначительном изменении активности Na<sub>2</sub>O. Состав полевого шпата в молельных поролах меняется от *San*<sub>70</sub>*Ab*<sub>30</sub> (точка А) до *San*<sub>80</sub>*Ab*<sub>20</sub> (точка В), состав модельного плагиоклаза меняется от *Ап*<sub>26</sub>*Аb*<sub>74</sub> (точка А) до *Ап*<sub>17</sub>*Аb*<sub>83</sub> (точка В). Состав плагиоклаза, полевого шпата и соотношение плагиоклаза к К-Na полевому шпату в модельных составах отличается от реально наблюдаемых: в реальных метасоматитах плагиоклаз более кислый (олигоклаз № 12–14), в модельных составах это олигоклаз № 17. состав калиевого полевого шпата в модельных составах отличается более натровым составом (вплоть до  $San_{40}Ab_{60}$  в моношпатовых разностях). Как видно из диаграммы (рис. 16а), поле стабильности ассоциации Bt + Kfs + Ttn + Cal (щелочеполевошпатовые метасоматиты) соответствует более низким значениям химического потенциала  $Al_2O_3$ , чем значения химического потенциала  $Al_2O_3$ для ассоциации обр. 406. Возможно, в других частных сечениях (т.е. менее глиноземистых составах фенитов) в модельных составах могут быть получены биотит-полевошпатовые метасоматиты с антипертитовым полевым шпатом. Другим фактором, воздействующем на расхождение реальных и модельных составов для полевошпатовой части породы, является влияние температуры (вернее, погрешности оценки температур образования пород). Изотерма 600°С распада полевого шпата (см. рис. 7) оказывается ниже большинства



**Рис. 16.** Моделирование фазового состава метасоматической колонки фенит-нефелиновый мигматит в системе  $K_2O-Na_2O-MgO-FeO-CaO-TiO_2-Al_2O_3-SiO_2-CO_2-H_2O$ , флюид ( $X_{CO_2} = 0.3$ ) в избытке, при переменных химических потенциалах оксидов натрия и алюминия (Дж/моль, изобарно-изотермическая диаграмма с вполне подвижным поведением натрия и алюминия) при  $T = 600^{\circ}C$  (рис. а, б) и  $T = 700^{\circ}C$  (рис. в, г).

На рис. (а) – пунктирная линия (0.12) – содержание алюминия (форм. ед.) в клинопироксене; на рис. (а, в) – точечные линии – мольная доля альбита в полевом шпате, пунктирные линии (1.2) на рис. (в) – содержание Al в биотите (форм. ед.). На рис. (б, г) – точечные линии – содержание SiO<sub>2</sub> (мас. %) в составе породы, согласно модели; пунктирные линии – содержание Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (мас. %) в составе породы, согласно модели. Точка A – состав биотит-полевошпат-кальцитовых метасоматитов (обр. 406). Точка B – точка для перехода от расчетов при 600°С к расчетам при 700°С (на линии изменения *Fsp–Bt–Cal* порода–нефелиновый мигматит). Штриховка – тренд изменения состава биотита (содержание Al в биотите) в метасоматитах. Программа Perple\_X 6.7.2 (Connoly, 2005).

составов полевых шпатов из биотит-полевошпатовых пород и мигматитов. Это указывает на то, что полевой шпат при этой температуре должен находиться в равновесии с альбитом-олигоклазом, часть составов полевых шпатов из мигматитов и миаскитов попадает в поле гомогенного K-Na полевого шпата в температурном интервале 600-700°С. Такие соотношения показывают, что в метасоматической колонке в приконтактовых к миаскитам зонах в зависимости от вариации распределения температуры могут наблюдаться как моношпатовые, так и двуполевошпатовые парагенезисы. Содержание Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> в породе при таком преобразовании в модельных *Fsp—Bt—Cal* метасоматитах возрастает от 16 до 20 мас. %, что хорошо совпадает с реальными петрохимическими значениями.

Если принять дальнейший путь трансформации системы вдоль изоплеты Al в Bt = 1.6 форм.ед. (к точке B на рис. 16а) на фазовой диаграмме для  $T = 600^{\circ}$ С, ассоциация Bt + Pl + Kfs + Ttn + Calдолжна превращаться в Bt + Pl + Kfs + Ilm + Cal ассоциацию и далее в нефелинсодержащие породы. Температуры образования нефелиновых мигматитов находятся в температурном диапазоне 700-800°С, поэтому рассмотрим процесс трансформации *Fsp*-Bt-Cal в нефелинсодержащие породы на фазовой диаграмме в координатах  $\mu Na_2O - \mu Al_2O_3$  при 700°С. В качестве исходного состава Fsp-Bt-Cal возьмем состав, обозначенный точкой В, который находится вблизи границы фазового поля Bt + Pl + Kfs + Ilm + Cal. Переход от модельной системы при 600°С к фазовой диаграмме при 700°С можно выполнить, определив валовый химический состав в точке В при  $600^{\circ}$ C (SiO<sub>2</sub> = 55 mac. %, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = 20.5 mac. %, Na<sub>2</sub>O = 6.11 мас. %, K<sub>2</sub>O = 4.02 мас. %) и минеральный состав (Bt 20%, Pl 62%, Kfs 15%, Cal 2%, Ttn 1%). Соответственно, положение точки В на диаграмме при 700°С будет определяться в точке с таким же валовым и минеральным составом (рис. 16в, 16г). Поскольку содержание Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> в биотите из полевошпатовых метасоматитов и нефелиновых

мигматитов остается почти неизменным (рис. 5), химическая эволюция системы будет направлена вдоль изоплеты Al в Bt = 1.6 форм. ед., как показано на рис. 16в, 16г. Этот тренд соответствует росту активности Na<sub>2</sub>O при постоянном значении активности Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Валовые составы системы вдоль этого тренда не изменяются вплоть до пересечения фазовой границы, отделяющей безнефелиновые парагенезисы от нефелинсодержащих, где быстро возрастает содержание Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и снижается содержание SiO<sub>2</sub>.

Минеральный состав модельных пород качественно соответствует составу нефелиновых мигматитов, но валовый химический состав отличается от реальных составов (см. табл. 3). Это касается содержаний Na<sub>2</sub>O (в природных мигматитах 7-11 мас. %, в модели 14.8 мас. %) и Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (в мигматитах 20-26 мас. %, в модели 28 мас. %). Минеральный состав нефелинсодержащей модельной породы состоит из 69% Ne, 5% Cal, 15% Bt, 10% Kfs (*San*<sub>71</sub>*Ab*<sub>29</sub>), 0.3% *Ttn*. По нашим данным и данным В.Я. Левина и др. из (Щелочно-карбонатитовые ..., 1997), в составе неосомы нефелиновых мигматитов содержание Ne варьирует в интервале 30-40 об. % (см. табл. 1, 3). Составы нефелиновых мигматитов и миаскитов Потаниных гор на диаграмме плавкости Ne-Kfs-SiO<sub>2</sub> попадают в поле термального минимума для котектики нефелинполевые шпаты при  $P_{\rm H_2O} = 1-5$  кбар. Построение фазовых диаграмм с вполне подвижными компонентами позволяет определить, когда при изменении активности вполне подвижных компонентов начинается плавление и появляется расплав в метасоматических породах, например, для гранитной системы (Safonov et al., 2014). Поскольку в программе Perple X 6.7.2 (Connoly, 2005) отсутствуют модели щелочных расплавов, приходится ограничиваться построением моделей только с преобразованиями флюид-порода.

Таким образом, моделирование преобразований пироксеновых фенитов в биотит-полевошпатовые метасоматиты с помощью изобарноизотермических диаграмм при вполне подвижном поведении глинозема и натрия показывает, что основной причиной вытеснения пироксена ассоциацией биотит-полевой шпат-кальцит является увеличение содержания глинозема (т.е. увеличение активности  $Al_2O_3$ ) при незначительном повышении активности натрия. Преобразование биотит-полевошпатовых метасоматитов в нефелин-полевошпатовые мигматиты происходит с ростом активности натрия при постоянной активности глинозема.

#### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Выполненное моделирование показало, что минеральный состав фенитов и меланократовых метасоматитов и изменение составов минералов могут быть объяснены процессом десиликации

ПЕТРОЛОГИЯ том 28 № 3 2020

пород при взаимодействии с водно-углекислым флюидом при переменной летучести кислорода. Метасоматические процессы в фенитах приводят к выносу кремнезема и кальция и сопровождаются комплементарным ростом глиноземистости пород. Как следствие этого, в процессе метасоматоза биотит и пироксен становятся все более глиноземистыми, и в дальнейшем пироксен вытесняется ассоциацией биотит-полевой шпат-кальцит. В тыловые зоны фенитового ореола помимо воды и углекислоты привносятся шелочи, следовательно, в этой части ореола флюид должен быть щелочесодержащим водно-углекислым. Возможными компонентами такого флюида могли быть комплексы щелочных карбонатов (Na<sub>2</sub>CO<sub>3</sub>, K<sub>2</sub>CO<sub>3</sub>) (Thomas et al., 2006). Источником тепла и флюидов мог быть расплав миаскита, либо сосуществующие миаскит-карбонатитовые расплавы. Согласно экспериментальным данным, в системе SiO<sub>2</sub>-Na<sub>2</sub>O-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-CaO-CO<sub>2</sub> при невысоких давлениях (<10 кбар) силикатный щелочной расплав, насыщенный СО<sub>2</sub>-содержащим флюидом, должен нахолиться в равновесии с карбонатитовым расплавом (Brooker, Kjarsgaard, 2011; de Moor, 2013). Поэтому можно предполагать, что внедряемые щелочные расплавы имели либо трехфазовый состав (карбонатитовый, нефелин-сиенитовый расплавы и флюид), либо двухфазовый (карбонатитовый расплав и флюид). и миаскитовый расплав появлялся in situ только при взаимодействии флюидов с породами коры в фенитовых ореолах. На сосуществование карбонатитов с миаскитовыми расплавами косвенно указывает тот факт, что наиболее ранние биотитовые карбонатиты внедряются и секут породы фенитового ореола и миаскиты, а дайки миаскитов, в свою очередь, секут карбонатиты.

Дополнительные аргументы для уточнения модели образования фенитовых ореолов могут быть получены из данных о концентрации LILEэлементов в минералах и породах фенитового комплекса. Минералы из миаскитов (*Kfs*, Bt, Ap), по сравнению с минералами из фенитового ореола и карбонатитов, обеднены SrO, BaO, La<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и Се<sub>2</sub>О<sub>3</sub> (см. рис. 8). В открытой флюидно-магматической системе, каковой является фенит-миаскит-карбонатитовый комплекс, концентрации элементов в расплавах и породах задаются концентрациями в фильтрующемся флюиде, поэтому фактически концентрации рассеянных и редкоземельных элементов в калиевом полевом шпате, биотите и апатите определяются эффективностью взаимодействия флюида с расплавом или породой (Самойлов, Роненсон, 1987; Расс и др., 2006). Распределение элементов в однотипных минералах показывает, что миаскитовый расплав имел очень низкие концентрации SrO, BaO,  $La_2O_3$  и Ce<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, и поэтому вряд ли может pacсматриваться в качестве первичного источника флюида для пород фенитового ореола. Этот вывод может быть подкреплен сопоставлением экспериментально определенных коэффициентов распределения (при 2 кбар, 700–900°С) флюид– расплав (без галогенов) для некоторых элементов (Song et al., 2016): для карбонатитового расплава  $D_{La}^{f/m} = 0.02-0.08, D_{Yb}^{f/m} = 0.037-0.147, D_{Ba}^{f/m} = 0.048-$ 0.089,  $D_{Sr}^{f/m} = 0.008-0.02$ , и соответственно для силикатного расплава  $D_{La}^{f/m} = 0.002-0.13, D_{Yb}^{f/m} = 0.003-$ 0.02,  $D_{Ba}^{f/m} = 0.0003-0.02, D_{Sr}^{f/m} = 0.006-0.02$ . Эти значения коэффициентов распределения показывают, что флюид, отделявшийся от миаскитовой магмы (при существующей разнице составов), должен иметь меньшие концентрации РЗЭ и крупнозарядных литофильных элементов (LILE), чем флюид – производный карбонатитового расплава.

318

Следовательно, с точки зрения соотношения концентраций редких элементов в минералах метасоматитов и в магматических породах, первичным источником флюида, скорее всего, являлся карбонатит. Более высокие концентрации Ва и Sr в биотитах и полевых шпатах из полевошпат-биотитовых метасоматитов и мигматитов, в сравнении с минералами из карбонатитов, можно объяснить ростом растворимости Ва и Sr в биотите и в полевых шпатах в этих зонах. Это увеличение растворимости, видимо, напрямую связано с ростом глиноземистости пород в этих зонах. Такой механизм растворимости LILE элементов неоднократно демонстрировался для биотитов (флогопитов) (Edgar, 1992; Shaw, Penczak, 1996; Yavuz et al., 2002) и полевых шпатов (Icenhower, London, 1996) щелочных пород. Вхождение Ва в решетку полевых шпатов связано с изоморфизмом (Icenhower, London, 1996): (Ba, Sr)<sup>2+</sup> + K<sup>+</sup> + Al<sup>3+</sup> =  $2Na^+$  + Si<sup>4+</sup>. Вхождение Ва в решетку биотитов описывается замещением: Ba + 2Ti + 3Al = (K + Na + 0.5Ca) ++ 3(Mg + Fe + Mn) + 3Si (Edgar, 1992; Yavuz et al., 2002).

Сопоставление содержаний РЗЭ в породах (см. рис. 4а) также показывает, что миаскиты и мигматиты имеют наименьшие концентрации РЗЭ в сравнении с метасоматитами фенитов и наиболее обогашенными РЗЭ карбонатитами. Кроме того, и мигматиты, и миаскиты имеют хорошо проявленный Еи-минимум, отличающий эти породы от всех остальных типов пород. Низкие концентрации РЗЭ и LILE, наличие глубокой отрицательной Еи-аномалии в мигматитах и миаскитах не могут быть объяснены реакциями флюид-порода или процессами фракционирования плагиоклаза в расплаве (Bau, 1996; Rass, Girnis, 2003; Blundy, Annen, 2016). Появление и эволюция Еи-аномалии соответствуют закономерностям, выявленным при моделировании поведения РЗЭ в процессах магматического замещения и метамагматизма (Абрамов, Курдюков, 1997; Абрамов, 2004), обусловленных фильтрацией флюида через магму с постепенным изменением состава расплава.

Флюидный перенос при образовании фенитов является очень эффективным (Sindern, Kramm, 2000; Preston et al., 2003), в результате чего в метасоматитах возрастают не только концентрации рассеянных элементов, но даже Rb/Sr изотопные метки фенитов трансформируются в мантийные. Фениты Вишневогорского комплекса также переработаны (Недосекова и др., 2009; Nedosekova et al., 2013) и не имеют изотопных отличий в отношении изотопов неодима и стронция от мантийных карбонатитов. Дальнейшее взаимодействие щелочесодержащих водно-углекислых флюидов с миаскитовыми расплавами (метамагматическое взаимодействие) приводит к выносу кальция, редких и рассеянных компонентов из миаскитовых расплавов.

По нашему мнению, процесс образования миаскитов представляет собой комплекс явлений, связанный с фильтрацией и взамодействием шелочесодержащего водно-углекислого флюида с фенитами и образованием *in situ* расплава, а источником флюидов мог быть карбонатитовый расплав, отделившийся на глубине от первичных мантийных расплавов (Xie et al., 2009).

Вероятно, на начальных стадиях взаимодействия глубинных флюидов с коровыми породами происходило формирование фенитовых ореолов вокруг путей подъема карбонатитов и щелочных флюидов. По мере взаимодействия в ходе увеличения температуры фениты плавились, и возникали первичные миаскитовые расплавы, подобные наблюдаемым в корневых частях Вишневогорского щелочно-карбонатитового комплекса – в Потаниных горах. Важным моментом данной модели является то, что каждая следующая зона фенитового ореола, и в итоге зона плавления, является результатом метасоматического изменения под воздействием фильтрующегося флюида. Эта модель образования миаскитов фактически отвечает теории гранитизации в трактовке Д.С. Коржинского. Моделирование показывает, что на диаграмме химических потенциалов Al2O3 и Na2O образование нефелиновых мигматитов является результатом привноса Na<sub>2</sub>O в полевошпат-биотитовые метасоматиты. В результате валовый состав системы начинает соответствовать температурам плавления нефелиновых сиенитов. Линия солидуса нефелиновых сиенитов для 3 кбар и водноуглекислого флюида ( $H_2O = 0.7$ ,  $CO_2 = 0.3$ ) находится в температурном интервале между 700°С (чисто водный флюид) и  $800^{\circ}$ С (флюид H<sub>2</sub>O = 0.5,  $CO_2 = 0.5$ ) (Millhollen, 1971). Это соответствует температурному интервалу формирования полевошпат-биотитовых метасоматитов и мигматитов, поэтому, если в результате метасоматического взаимодействия валовые составы пород приближались к составу нефелиновых сиенитов, то должно было начинаться их плавление. Как показывают результаты моделирования, петрохимические преобразования, связанные с превращением полевошпат-биотитовых метасоматитов в нефелиновые мигматиты, минимальны и требуют только привноса натрия. Вероятно, привнос натрия (например, в виде Na<sub>2</sub>CO<sub>3</sub>) может приводить к образованию гипотетических нефелинсодержащих высокоглиноземистых метасоматитов, на контакте этих метасоматитов и *Fsp—Bt—Cal* пород может начаться плавление с образованием миаскитового расплава. В этом случае, вероятно, должны образовываться более глиноземистые неагпаитовые составы, которые характерны для нефелиновых сиенитов Вишневогорского комплекса. Образование миаскитового расплава должно происходить по схеме: Na<sub>2</sub>CO<sub>3</sub> + *Fsp—Bt— Pl—Cal* = *Ne—Fsp—Bt—Cal* или *Fsp—Bt—Pl—Cal* + *Ne— Fsp—Bt—Cal* = обогащенный Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> миаскитовый расплав + CaCO<sub>3</sub>(флюид).

Какой из вариантов образования миаскитового расплава реализуется зависит от соотношения скоростей процесса метасоматического преобразования и плавления. Судя по тому, что накопление глинозема типично для приконтактовых составов сиенитов, вплоть до образования корундсодержащих разновидностей (Баженов и др., 1979), реализуется вариант с промежуточной стадией образования нефелиновых метасоматитов образованием зоны-призрака (Балашов, Лихтнер, 1991), которая впоследствии уничтожается процессом выплавления расплава. В любом из рассматриваемых вариантов эвтектический расплав нефелиновых сиенитов не может содержать кальций, который находится только в сосуществующем карбонатитовом расплаве (Kiarsgaard, 1998; Lee, Wyllie, 1998). Образованию более основного плагиоклаза чем альбит-олигоклаз (типичный состав для полевошпатовых метасоматитов) в миаскитах препятствует высокая активность углекислоты, поэтому при выплавлении миаскитового расплава кальцит должен растворяться и переходить во флюид. Вследствие этого миаскиты являются гиперсольвусными с K-Na полевым шпатом.

Развитие орелов фенитизированных пород вокруг интрузивов нефелиновых сиенитов, логично связать с внедрением щелочных и (или) карбонатитовых мантийных расплавов. Допустим, что источником тепла и флюидов являлись мантийные щелочно-ультраосновные расплавы (Недосекова и др., 2009), внедряющиеся в породы рамы, где возникают фенитизированные измененные породы, подвергающиеся плавлению. В результате в магматической камере происходит смешение дифференциатов первичных мантийных магм с расплавами, выплавляемыми на месте. Это модифицированная AFC модель (DePaolo et al., 1992; Spera, Bohrson, 2001), поскольку состав выплавляемых при контаминации расплавов отражает состав не первичных боковых пород, а метасоматически измененных приконтактовых пород (Абрамов и др., 1994). В таком варианте должна наблюдаться продолжительная кристаллизации продуктов взаимодействия, а магматические породы должны находиться на линиях смешения гибридизации магмы (вследствие ассимиляции

боковых пород). Примером такого взаимодействия может служить зонально-кольцевой щелочной интрузив Кангерлусуак, Восточная Гренландия (Riishuus et al., 2008), массив нефелиновых сиенитов Мессум, Намибия (Harris et al., 1999). Однако миаскиты Потаниных гор (и вообще Вишневогорского интрузива) – анхиэвтектоидные породы, имеющие ярковыраженный устойчивый состав, соответствующий термальному минимуму кристаллизации расплава в системе Na<sub>2</sub>O-K<sub>2</sub>O-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-SiO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O (Щелочнокарбонатитовые ..., 1997). Выполненное моделирование показало, что зональность фенитовых ореолов является результатом взаимодействия щелочесодержащих водно-углекислых флюидов с гнейсовым субстратом, а петрохимичекая и геохимическая специфика миаскитового комплекса может быть объяснена только с учетом взамодействия щелочесодержащих флюидов на гнейсовый субстрат и появления специфических эвтектических миаскитовых расплавов. В такой трактовке развитие миаскитовых интрузивов в коровых породах отвечает модели магматического замещения Д.С. Коржинского (1952).

Выполненное моделирование метасоматических изменений методом псевдосечений показало, что метасоматические процессы при формировании фенитового ореола происходят при изменении (т.е. при вполне подвижном поведении ) химических потенциалов  $SiO_2$ ,  $Al_2O_3$ ,  $Na_2O$  и  $K_2O$ в колонке фенитового ореола, установлено дифференциальное поведение (режимы активности) компонентов во внешней (десиликация, вынос кремнезема) и внутренней части (подвижное поведение глинозема и щелочей) метасоматического ореола. Причинами различного поведения компонентов могут быть различия в зависимости реакций диссоциации для водных частиц Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и SiO<sub>2</sub> от температуры и щелочности и/или рост проницаемости изменяемых пород во внутренней мигматитовой части ореола. Однако без знания химии фенитизирующих растворов вряд ли возможно сделать такой анализ в рамках настоящей работы. Для определения форм переноса этих компонентов необходимы данные флюидных и расплавных включений из минералов и моделирование реальных процессов массопереноса в пакетах термодинамических программ, нацеленных на такие залачи.

Предложенная модель образования миаскитов флюидно-магматическим взаимодействием глубинного карбонатитового флюида и коровых плагиогнейсов на количественном уровне обосновывает основные моменты петрологических моделей образования щелочно-карбонатитового комплекса Вишневых гор, предложенных в работах Б.М. Роненсона, В.Я. Левина, В.С. Самойлова, В.А. Утенкова.

#### выводы

Моделирование метасоматических пород фенитового ореола корневой части Вишневогорского миаскитового массива показало:

1. Фенитовый ореол формировался в температурном интервале 450–750°С при 2–5 кбар.

2. В породах фенитового ореола наблюдается значительный градиент летучести кислорода. Передовые, низкотемпературные, внешние части ореола являются сильноокисленными породами — летучесть кислорода достигала значений НМ-буфера, тогда как в тыловой, внутренней части ореола летучесть кислорода варьировала в интервале QFM.

3. Флюид, производящий фенитизацию, был щелочно-водно-углекислый при  $X_{CO_2} = 0.3$ .

4. Моделирование метасоматических преобразований фенитового ореола методом фазовых диаграмм позволило установить, что внешние и внутренние части фенитового ореола формировались при различных режимах равновесия. Во внешней части ореола, представленной фенитизированными гнейсами и пироксеновыми фенитами, преобладает метасоматизм, характеризующийся выносом SiO<sub>2</sub> (и, соответственно, снижением активности  $SiO_2$ ). Преобразование пироксеновых фенитов в полевошпат-биотит-кальцитовые метасоматиты можно объяснить накоплением  $Al_2O_3$ (но не снижением активности  $SiO_2$ ) и ростом активности Na2O в породах внутренней части фенитового ореола. Молелирование процесса преобразования полевошпат-биотит-кальцитовых метасоматитов в нефелинсодержащие метасоматиты показывает, что при реальных параметрах активности  $Na_2O$  и  $Al_2O_3$  метасоматиты могут либо подвергаться плавлению (при привносе щелочей) с выплавлением нефелинового сиенита, либо должны образовываться промежуточные высокоглиноземистые нефелинсодержащие метасоматиты, которые впоследствии подвергаются плавлению с образование миаскитового (плюмазитового), т.е. с  $(Na_2O + K_2O)/Al_2O_3 < 1$ , нефелин-сиенитового расплава.

5. Соотношение концентраций SrO, BaO, La<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и Ce<sub>2</sub>O<sub>3</sub> в минералах и породах в ряду фенит-полевошпат-биотитовый метасоматит-миаскит-карбонатит показывает, что источником флюидов являлись карбонатиты – производные мантийных расплавов, а миаскитовые расплавы образовывались *in situ* при плавлении пород фенитового обрамления в результате магматического замещения плагиогранитов и амфиболитов, измененных в процессе фенитизации под действием глубинного флюида, магматическим расплавом.

6. Предшествующие выплавлению миаскитового расплава метасоматиты содержат 4–5 об. % кальцита, который в процессе образования миаскитового расплава должен растворяться и выноситься флюидом в процессе метамагматического взаимодействия миаскитового расплава и флюида. Этот процесс выноса кальция и связанных с ним редких и рассеянных элементов объясняет геохимические особенности миаскитов корневой части комплекса.

Благодарности. Авторы благодарны В.Л. Русинову за инициирование исследования флюидномагматического взаимодействия, А.В. Гирнису и Е.Б. Курдюкову за помощь в теоретическом обосновании появления Еu-аномалий в спектрах РЗЭ в отсутствие плагиоклаза и В.А. Утенкову за неоценимую помощь в сборе необходимых образцов и проб.

Источники финансирования. Работа выполнена при поддержке базового финансирования ИГЕМ РАН темы НИР: № 0136-2018-0029 "Метаморфизм и метасоматоз в нижней коре" и № 0136-2016-0002 "Внутриплитный и окраинно-континентальный магматизм как петрологический индикатор комбинированных геотектонических обстановок (на примере Восточно-Европейского кратона и его складчатого обрамления)".

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Абрамов С.С. Термодинамическое моделирование устойчивости биотита в ассоциации с полевым шпатом, кварцем, фаялитом, магнетитом, пирротином и ильменитом в С–О–H–S–F флюиде в интервале 427–1027°С и 2 кбар // Геохимия. 2000. № 5. С. 516–532.

Абрамов С.С. Фильтрация флюида через кислые магмы: петрологические и геохимические свидетельства метамагматизма // Петрология. 2004. Т. 12. № 1. С. 22–45.

Абрамов С.С., Курдюков Е.Б. Геохимические признаки генезиса чарнокит-эндербитовых комплексов путем магматического замещения // Геохимия. 1997. № 3. С. 260–268.

Абрамов С.С., Русинов В.Л., Коваленкер В.А. Петрологическая модель формирования комплекса порфировых гранитоидов (Срединный Тянь-Шань) // Петрология. 1994. Т. 2. № 4. С. 411–440.

Арзамасцев А.А., Арзамасцева Л.В., Зарайский Г.П. Контактовое взаимодействие агпаитовых магм с гнейсами фундамента: на примере Хибинского и Ловозерского массивов // Петрология. 2011. Т. 19. № 2. С. 115–139.

Балашов В.Н., Лихтнер П.Ч. Исчезающие зоны в инфильтрационно-метасоматической зональности // Докл. АН СССР. 1991. Т. 321. № 6. С. 1242–1246.

Банева Н.Н., Русин А.И. Структурно-вещественная эволюция и изотопный возраст Ильмено-Вишневогорского комплекса (Южный Урал) // Литосфера. 2014. № 2. С. 131–137.

Багдасаров Ю.А. О главных петро- и геохимических особенностях карбонатитах линейного типа и условиях их образования // Геохимия. 1990. № 8. С. 1108–1119.

Баженов А.Г., Иванов Б.Н., Кутепова Л.А. О гранат- и корундсодержащих сиенитах Ильменских гор. Щелочные породы и гранитоиды Южного Урала. Свердловск: УНЦ АН ССР, 1979. С. 31–42.

Баженов А.Г., Баженова Л.Ф., Кринова Т.В., Хворов П.В. Калийферрисаданагаит  $(K, Na)Ca_2(Fe^{2+}, Mg)_3(Fe^{3+}, Al)_2$  [Si<sub>5</sub>Al<sub>3</sub>](OH)<sub>2</sub> – новый минеральный вид в группе

амфиболов (Ильменские горы, Южный Урал) // Зап. ВМО. 1999. № 4. С. 50-55.

Бычкова Я.В., Синицын М.Ю., Петренко Д.Б. и др. Методические особенности многоэлементного анализа горных пород методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой // Вест. МГУ. 2016. Сер. 4. № 6. С. 56–63.

*Гинзбург А.И., Самойлов В.С.* К проблеме карбонатитов // Зап. ВМО. 1983. Ч. 112. Вып. 2. С. 164–176.

*Еськова Е.М.* Щелочные метасоматиты Урала. М.: Наука, 1976. 278 с.

Козлов Е.Н., Арзамасцев А.А. Петрогенезис метасоматитов зон фенитизации шелочно-ультраосновного комплекса Озерная Варака (Кольский п-ов) // Петрология. 2015. Т. 23. № 1. С. 50–74.

Кононова В.А., Крамм У., Грауерт Б. Возраст и источник вещества миаскитов Ильмено-Вишневогорского комплекса на Урале (данные Rb–Sr-метода) // Докл. АН СССР. 1983. Т. 273. № 5. С. 1226–1230.

Коржинский Д.С. Гранитизация как магматическое замещение // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1952. № 2. С. 56–69.

Левин В.Я., Роненсон Б.М. О происхождении миаскитовых нефелиновых сиенитов // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1980. № 11. С. 19–31.

Метасоматизм и метасоматические породы // Ред. Жариков В.А., Русинов В.Л. М.: Научный мир, 1998. 490 с.

Недосекова И.Л., Владыкин Н.В., Прибавкин С.В., Баянова Т.Б. Ильмено-вишневогорский миаскит-карбонатитовый комплекс: происхождение, рудоносность, источники вещества (Урал, Россия) // Геология рудн. месторождений. 2009. Т. 51. № 2. С. 157–181.

Расс И.Т., Абрамов С.С., Утенков В.А. и др. Роль флюидов в петрогенезе карбонатитов и щелочных пород: геохимические индикаторы // Геохимия. 2006. № 7. С. 692–711.

*Роненсон Б.М.* Происхождение миаскитов и их связь с редкометальным оруденением. М.: Недра, 1966. 173 с.

Самойлов В.С. Геохимия карбонатитов. М.: Наука, 1984. 191 с.

Самойлов В.С., Роненсон Б.М. Геохимические особенности щелочного палингенеза // Геохимия. 1987. № 11. С. 1537—1544.

Собаченко В.Н., Гундобин А.Г., Сандимирова Г.П. и др. Изотопы стронция в породах формационного типа приразломных щелочных карбонатно-силикатных метасоматитов и связанных с ними карбонатитов // Геология и геофизика. 1994. Т. 35. № 3. С. 60–69.

Щелочно-карбонатитовые комплексы Урала // Под ред. Левина В.Я., Роненсон Б.М., Самкова В.С. и др. Екатеринбург: Уралгеолком, 1997. 274 с.

*Bau M.* Controls on fractionation of isovalent trace elements in magmatic and aqueous systems: Evidence from Y/Ho, Zr/Hf and lanthanide tetrad effect // Contrib. Mineral. Petrol. 1996. V. 123. P. 323–333.

Blundy J.D., Annen C.J. Crustal Magmatic Systems from the Perspective of Heat Transfer // Enigmatic Relationship Between Silicic Volcanic and Plutonic Rocks. Elements. 2016. V. 12. № 2. P. 115–120.

Brooker R.A., Kjarsgaard B.A. Silicate–carbonate liquid immiscibility and phase relations in the system  $SiO_2$ – $Na_2O-Al_2O_3-CaO-CO_2$  at 0.1–2.5 GPa with applications to carbonatite genesis // J. Petrol. 2011. V. 52. P. 1281–1305.

*Buhn B., Rankin A.H.* Composition of natural, volatile-rich Na-Ca-REE-Sr carbonatitic fluids trapped in fluid inclusions // Geoch. Cosmoch. Acta. 1999. V. 63. Iss. 22. P. 3781–3797.

*Cawthorn R.G., Collerson K.D.* The recalculation of pyroxene end-member parameters and the estimation of ferrous and ferric iron content from electron microprobe analyses // Amer. Mineral. 1974. V. 59. P. 1203–1208.

*Czamanske G.K., Wones D.R.* Oxidation during magmatic differentiation, Finnmarka Complex, Oslo area, Norway: Part 2 // J. Petrol. 1973. V. 14. P. 349–380.

*Connolly J.A.D.* Computation of phase equilibria by linear programming: A tool for geodynamic modeling and its application to subduction zone decarbonation // Earth Planet. Sci. Lett. 2005. V. 236. P. 524–541.

*de Moor J.M.* Magmatic volatiles at rifts and arcs: Sources and fractionation effects // Earth Planet. Sci. 2013. http://digitalrepository.unm.edu/eps\_etds/16

*DePaolo D.J., Perry F.V., Baldridge W.S.* Crustal versus mantle sources of granitic magmas: a two-parameter model based on Nd isotopic studies // Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sci. 1992. V. 83. P. 439–446.

*Edgar A.D.* Barium-rich phlogopite and biotite from some Quaternary alkali mafic lavas, West Eifel, Germany // Eur. J. Mineral. 1992. V. 4. P. 321–330.

*Elliott H.A.L., Wall F., Chakhmouradian A.R. et al.* Fenites associated with carbonatite complexes: A review // Ore Geol. Rev. 2018. P. 38–59.

*Goncalves P., Oliot E., Marquer D., Connolly J.A.D.* Role of chemical processes on shear zone formation: an example from the Grimsel metagranodiorite (Aar massif, Central Alps) // J. Metamorph. Geol. 2012.

https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.2012.00991.x

*Harris C., Marsh J.S., Milner S.C.* Petrology of the alkaline core of the Messum igneous complex, Namibia: Evidence for the progressively decreasing effect of crustal contamination // J. Petrol. 1999. V. 40. № 9. P. 1377–1397.

*Hawthorne F.C., Oberti R., Harlow G.E. et al.* IMA report, nomenclature of the amphibole supergroup // Amer. Mineral. 2012. V. 97. P. 2031–2048.

*Henry D.J., Guidotti C.V., Thomson J.A.* The Ti-saturation surface for low-to-medium pressure metapelitic biotites: implications for geothermometry and Ti-substitution mechanisms // Amer. Mineral. 2005. V. 90. P. 316–328.

*Hetzel R., Glodny J.A.* Crustal-scale, orogen-parallel strikeslip fault in the Middle Urals: age, magnitude of displacement, and geodynamic significance // Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch). 2002. V. 91. P. 231–245.

*Holland T.J.B., Powell R.* A Compensated-Redlich-Kwong (Cork) equation for volumes and fugacities of  $CO_2$  and  $H_2O$  in the range 1 bar to 50 kbar and 100–1600°C // Contrib. Mineral. Petrol. 1991. V. 109. P. 265–273.

*Holland T.J.B., Powell R.* An internally consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest // J. Metamorph. Geol. 1998. V. 16. P. 309–343.

*Icenhower J., London D.* Experimental partitioning of Rb, Cs, Sr, and Ba between alkali feldspar and peraluminous melt // Amer. Mineral. 1996. V. 81. P. 719–734.

*Kjarsgaard B.A.* Phase relations of a carbonated high-CaO nephelinite at 0.2 and 0.5 GPa // J. Petrol. 1998. V. 39. P. 2061–2075.

*Kogarko L.N., Kononova V.A., Orlova M.P., Woolley A.R.* Alkaline rocks and carbonatites of the World. Part 2: Former USSR. London etc.: Chapman & Hall, 1995. 226 p.

*Lee W-J., Wyllie P.J.* Petrogenesis of carbonatite magmas from mantle to crust, constrained by the system CaO– $(MgO + FeO^*)-(Na_2O + K_2O)-(SiO_2 + Al_2O_3 + TiO_2)-CO_2 // J.$  Petrol. 1998. V. 39. P. 495–517.

*Molina J.F., Moreno J.A., Castro A. et al.* Calcic amphibole thermobarometry in metamorphic and igneous rocks: New calibrations based on plagioclase/amphibole Al-Si partitioning and amphibole/liquid Mg partitioning // Lithos. 2015. V. 232. P. 286–305.

*Miller D.P., Marchall H.R., Schumacher J.C.* Metasomatic formation and petrology of blueschist-facies hybrid rocks from Syros (Greece): Implications for reactions at the slab–mantle interface // Lithos. 2009. V. 107. P. 53–67.

*Millhollen G.L.* Melting of nepheline syenite with  $H_2O$  and  $H_2O + CO_2$ , and the effect of dilution of the aqueous phase on the beginning melting // Amer. J. Sci. 1971. V. 270. P. 244–254.

*Morimoto N., Fabries J., Ferguson A.K. et al.* Nomenclature of pyroxenes. Subcommittee on pyroxenes // Amer. Mineral. 1989. V. 73. P. 1123–1133.

Morogan V. Ijolite versus carbonatite as sources of fenitization // Terra Nova. 1994. V. 6. № 2. P. 166–176.

*Munoz J.L.* F–OH and Cl–OH exchange in micas with applications to hydrothermal ore deposits // Rev. Mineral. 1984. V. 13. P. 469–493.

*Munoz J.L., Luddington S.D.* Fluoride–hydroxyl exchange in biotite // Amer. J. Sci. 1974. V. 274. № 4. P. 396–413.

*Nadeau O., Stevenson R., Jebrak M.* Evolution of Montviel alkaline–carbonatite complex by coupled fractional crystallization, fluid mixing and metasomatism. Part I: Petrography and geochemistry of metasomatic aegirine–augite and biotite: Implications for REE–Nb mineralization // Ore Geol. Rev. 2016. V. 72. P. 1143–1162.

*Nekvasil H.* Ternary feldspar crystallization in high-temperature felsic magmas // Amer. Mineral. 1992. V. 77. P. 592–604.

*Nedosekova I.L., Belousova E.A., Sharygin V.V. et al.* Origin and evolution of the Ilmeny-Vishnevogorsky carbonatites (Urals, Russia): insights from trace-element compositions, and Rb–Sr, Sm–Nd, U–Pb, Lu–Hf isotope data // Mineral. Petrol. 2013. V. 107. P. 101–123.

Preston R.F., Stevens G., McCarthy T.S. Fluid compositions in equilibrium with silica-undersaturated magmas in the system  $Na_2O-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ : clues to the composition of fenitizing fluids // Contrib. Mineral. Petrol. 2003. V. 144. P. 559–569.

*Puustinen K.* Geology of the Siilinjarvi carbonatitic complex of eastern Finland // Bull. Com. Geol. Finl. 1971. V. 245. 43p.

*Rass I., Girnis A.* Missing Eu in carbonatite fnd related magmas: evidence for fluid-melt interaction? // 4<sup>th</sup> Eurocarb, Spain. Abstr. vol., 2003. P. 14–16.

*Riishuus M.S., Peate D.W., Tegner C. et al.* Petrogenesis of cogenetic silica-oversaturated and -undersaturated syenites by periodic recharge in a crustally contaminated magma chamber: the Kangerlussuaq Intrusion, East Greenland // J. Petrol. 2008. V. 49. № 3. P. 493–522.

*Robins B., Tusseland M.* The geology, geochemistry and origin of ultrabasic fenites associated with the pollen carbonatite (Finn-mark, Norway) // Chem. Geol. 1983. V. 40. № 1/2. P. 65–95.

*Rubie C.D, Gunter W.* The role of speciation in alkaline igneous fluids during fenite metasomatism// Contrib. Mineral. Petrol. 1983. V. 82. P. 165–175.

Safonov O.G., Kosova S.A., Reenen D.D. Interaction of biotite-amphibole gneiss with H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub>-(K, Na)Cl fluids at 550 MPa and 750 and 800°C: Experimental study and applications to dehydration and partial melting in the middle crust // J. Petrol. 2014. V. 55. No 12. P. 2419–2456.

*Schmidt M.W.* Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-inhornblende barometer // Contrib. Mineral. Petrol. 1992. V. 110. P. 304–310.

Secher K., Larsen L.M. Geology and mineralogy of the Sarfartoq carbonatite complex, SW Greenland // Lithos. 1980. V. 13. № 2. P. 199–212.

*Shaw C.S.J., Penczak R.S.* Barium- and titanium-rich biotite and phlogopite from the Western and Eastern Gabbro, Coldwell Alkaline complex, Northwest Ontario // Canad. Mineral. 1996. V. 34. P. 967–975.

*Sindern S., Kramm U.* Volume characteristics and element transfer of fenite aureoles: A case study from the Iivaara al-kaline complex, Finland // Lithos. 2000. 51. P. 75–93.

Sokolova E., Hawthorne F.C., Kabalov Yu. et al. The crystal chemistry of potassic-ferrisadanagaite // Canad. Mineral. 2000. V. 38. P. 669–674.

*Song W., Xu C., Veksler I.V., Kynicky J.* Experimental study of REE, Ba, Sr, Mo and W partitioning between carbonatitic melt and aqueous fluid with implications for rare metal mineralization // Contrib. Mineral. Petrol. 2016. V. 171. https://doi.org/10.1007/s00410-015-1217-5

*Spera F.J., Bohrson W.A.* Energy-constrained open-system magmatic processes I: General model and energy-constrained assimilation and fractional crystallization (EC-AFC) formulation // J. Petrol. 2001. V. 42. P. 999–1018.

*Thomas R., Webster J.D., Rhede D. et al.* The transition from peraluminous to peralkaline granitic melts: Evidence from melt inclusions and accessory minerals // Lithos. 2006. V. 91. P. 137–149.

*Veksler I.V., Keppler H.* Partitioning of Mg, Ca and Na between carbonatite melt and hydrous fluid at 0.1–0.2 GPa // Contrib. Mineral. Petrol. 2000. V. 138. P. 27–34.

*Whitney D.L., Evans B.W.* Abbreviations for names of rockforming minerals // Amer. Mineral. 2010. V. 95. P. 185– 187.

*Wones D.R., Eugster H.P.* Stability of biotite: experiment, theory and application // Amer. Mineral. 1965. V. 50. P. 1228–1271.

*Wu Ch.M., Chen H.X.* Revised Ti-in-biotite geothermometer for ilmenite or rutile-bearing crustal metapelites // Sci. Bull. 2015. V. 60. P. 116–121.

*Xie Y., Hou Ze., Yin Sh. et al.* Continuous carbonatitic melt–fluid evolution of a REE mineralization system: Evidence from inclusions in the Maoniuping REE deposit, Western Sichuan, China // Ore Geol. Rev. 2009. V. 36. P. 90–105.

*Yavuz F., Gültekin A., Orgun Y. et al.* Mineral chemistry of barium- and titanium-bearing biotites in calc-alkaline volcanic rocks from the Mezitler area (Baltkesir-Dursunbey), Western Turkey // Geochem. J. 2002. V. 36. P. 563–580.

# Fenites of the Vishnevye Gory Miaskite-Carbonatite Complex, Southern Urals: Origin of the Metasomatic Zoning and Thermodynamic Modeling of Parameters of the Processes

S. S. Abramov<sup>1</sup>, I. T. Rass<sup>1, #</sup>, and N. N. Kononkova<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Institute of the Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy, and Geochemistry, Russian Academy of Sciences, Moscow, 119017, Russia <sup>2</sup>Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry, Russian Academy of Sciences, Moscow, 119991, Russia <sup>#</sup>e-mail: rass@igem.ru

Mineral zoning in fenites around miaskite intrusions of the Vishnevye Gory complex can be interpreted as a magmatic-replacement zonal metasomatic aureole, according to D.S. Korzhinskii: the metasomatic transformations of the fenitized gneisses under the effect of deep alkaline fluid eventually result in the derivation of nepheline synite eutectic melt. Based on the  $P-T-fO_2$  parameters calculated from the composition of the coexisting minerals in the successive zones, isobaric–isothermal  $fO_2$ –SiO<sub>2</sub> and  $\mu$ SiO<sub>2</sub>– $\mu$ Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> sections were constructed with the Perplex program package to model how fenites interact with  $H_2O-CO_2$  fluid (in the Na-K-Al-Si-Ca-Ti-Fe-Mg-O-H-C system). The results indicate that the fluid-rock interaction mechanisms are different in the outer (fenite) and inner (migmatite) parts of the zonal aureole. Its outer portion was dominated by desilification of rocks, which led, first, to quartz disappearance from these rocks and then to an increase in the Al# of the coexisting minerals (biotite and clinopyroxene). In the inner part of the aureole, fenite transformations into biotite-feldspathic metasomatic rocks and nepheline migmatite were triggered by an increase in the activities of Na and Al in the system alkaline  $H_2O-CO_2$  fluid-rock. As a consequence, the metasomatites were enriched in  $Al_2O_3$  and alkalis, and these transformations led to the development of biotite in equilibrium with K-Na feldspar and calcite at the sacrifice of pyroxene. The further introduction of alkalis induced melting of the biotite-feldspathic metasomatic and the origin of nepheline migmatite. The simulated model sequence of metasomatic zones developing when gneiss is fenitized and geochemical features of the successive zones (differences in the LILE and REE concentrations in the rocks and minerals of the fenitization aureole and the Sm-Nd isotope systematics of the rocks of the alkaline complex) indicate that the source of the fluid responsible for the origin of zonal fenite-miaskite complexes may have been carbonatite, a derivative of mantle magmas, whereas miaskites are produced by metasomatic transformations of gneisses and subsequent melting under the effect of fluid derived from carbonatite magmas.

*Keywords:* fenitization, metasomatic zoning, origin parameters, thermodynamic simulations, Vishnevye Gory miaskite–carbonatite complex

УДК 550.34:551.1

# ПЕТРОФИЗИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ СТРУКТУРЫ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ СЕВЕРНОЙ ЕВРАЗИИ И ИХ ПРИРОДА

# © 2020 г. Н.И. Павленкова\*

Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Ул. Б. Грузинская, 10, Москва, 123242 Россия \*e-mail: ninapav@mail.ru Поступила в релакцию 07.06.2019 г.

Принята к публикации 27.09.2019 г.

Глубинные сейсмические исследования верхней мантии при проведении ядерных взрывов и лабораторные исследования мантийного вещества при высоких *P*-*T* параметрах выявили новые структурные и петрофизические особенности верхней мантии Северной Евразии, которые трудно объяснить на основе современных представлений о структуре континентальной литосферы. Например, в области, выделяемой по тепловому полю астеносферы, по сейсмическим данным не наблюдается соответствующего уменьшения скоростей, а слои пониженных скоростей установлены внутри литосферы на глубине около 100-150 км. Астеносфера выделяется по пониженной добротности и по структурным особенностям сейсмических границ. Это означает, что она представлена слоем повышенной пластичности, но без частичного плавления. По лабораторным исследованиям также установлено, что сейсмические скорости не зависят от состава мантийных пород и определяются в основном температурой субстрата. Это дало возможность по сейсмическим данным определить температурный режим верхней мантии. Проведенные на этой основе расчеты показали, что мощность литосферы стабильна под Северной Евразией и составляет 300-350 км. Эти данные не согласуются с результатами, полученными при определении подошвы литосферы по измеренному на поверхности тепловому потоку. Объяснить это несогласие можно большим влиянием глубинных флюидов на петрофизические параметры мантийных пород. На глубинах, где резко меняются механические свойства вещества и увеличивается его пористость, происходит уменьшение плотности глубинных флюидов с выделением большого количества тепла. В результате формируются астенолиты (плюмы), возможно содержащие расплав, и увеличивается поверхностный тепловой поток. Этим объясняется формирование астенолитов на глубине 100-150 км и различия в определении температурного режима по сейсмическим данным и по тепловому потоку. Глубинные флюиды инициируют также физико-химические преобразования вещества, в частности формирование деплетированного вещества пониженной плотности при неизменной скорости сейсмических волн. Нарушение прямой зависимости между скоростью и плотностью отмечается и при комплексной интерпретации сейсмических и гравиметрических данных. Физико-химическими преобразованиями вещества в зонах концентрации глубинных флюидов можно объяснить и образование сложных отражающих границ, выявленных в верхней мантии сейсмическим методом.

*Ключевые слова:* литосфера, астеносфера, петрофизика, глубинные флюиды, сейсмические границы, слои пониженных скоростей

**DOI:** 10.31857/S0869590320030048

## введение

Основными методами изучения структуры верхней мантии является в настоящее время глубинное сейсмическое зондирование, проведенное с большими взрывами, и детальные сейсмологические исследования. Эти методы существенно дополняются другими геофизическими данными, например гравиметрическими и данными теплового потока. Большой объем новых материалов получен также в результате лабораторных исследований петрофизики мантийного вещества при высоких *P-T* параметрах. Однако, чем больше накапливается экспериментальных данных, характеризующих структурную неоднородность верхней мантии, изменчивость ее теплового режима и особенности геофизических полей, тем очевидней становится их несогласованность при определении принципиально важных особенностей верхних оболочек Земли и природы их формирования. Оказалось также, что значительная часть используемых в настоящее время методов интерпретации геофизических материалов практически неприемлема для решения этих проблем. В настоящей работе рассматриваются эти проблемы и делается попытка найти для них достаточно обоснованные решения.

# СТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ

Наиболее надежные геофизические данные о структуре верхней мантии получены в настоящее время в России на основании сейсмических работ



**Рис. 1.** Схема сверхдлинных сейсмических профилей, отработанных с ядерными взрывами. Утолщенными линиями показан профили "Кварц" и "Кимберлит", по которым на рис. 2 приведены сейсмические разрезы. На всех профилях дано их название и отмечено местоположение отработанных ядерных взрывов (буквами даны их названия). Контуры: 1 – Сибирского кратона, 2 – Вилюйской впадины.

по сверхдлинным профилям с регистрацией ядерных взрывов (рис. 1) (Егоркин и др., 1981; Egorkin, Chernyshov, 1983; Егоркин, 2004; Павленкова Н.И., Павленкова Г.А., 2014). Эти работы позволили построить детальные скоростные разрезы до глубины 700 км для таких крупных структур как Восточно-Европейская и Сибирская древние платформы и молодая Западно-Сибирская плита. На этой территории хорошо изучены также гравитационные и магнитные поля, тепловой поток (Поляк, 1988; Pollak et al., 1993; Гордиенко, 2010) и проведены сейсмологические исследования (Oreshin et al., 2002; Koulakov, Bushenkova, 2010). Все эти данные широко используются для комплексной их интерпретации: по сейсмическим материалам изучаются структурные особенности земной коры и верхней мантии, по тепловому потоку определяется мощность литосферы (Artemieva, Mooney, 2001), по гравитационному полю - плотностная ее неоднородность (Грачев, Кабан, 2006; Егорова, Павленкова, 2015). В ре-ЭТИХ исследований зультате всех выявлено множество новых необычных особенностей в строении верхней мантии этого региона.

На рис. 2 приведен сводный сейсмический разрез земной коры и верхней мантии по двум сверхдлинным профилям "Кварц" и "Кимберлит" (см. рис. 1). Профили пересекают все главные структу-

ПЕТРОЛОГИЯ том 28 № 3 2020

ры Северной Евразии. Мощность земной коры меняется незначительно, в среднем от 40 до 45 км, скорости в верхней мантии без резких скачков нарастают с глубиной от 8.1—8.3 км/с на границе М до 8.6 км/с в кровле переходной зоны к нижней мантии на глубине около 400 км. Важной особенностью этого разреза является деление верхней мантии на несколько слоев с четкими отражающими границами. Это границы N1, N2, L и H на глубинах около 100, 150, 200 и 300 км соответственно.

Такую расслоенность литосферы платформенных регионов трудно объяснить изменчивостью слагающего ее вещества, и никаких доказательств о наличии фазовых переходов на этих глубинах не получено. Различаются эти слои в основном по реологическим свойствам: степени пластичности, вязкости, пористости и др. Особенно четко эти различия наблюдаются между верхним жестким слоем литосферы мощностью 100-150 км, характеризующимся существенной горизонтальной неоднородностью, и более глубокой однородной ее частью, где из-за повышенной пластичности эта неоднородность не сохранились. Эти два слоя литосферы разделены сложной переходной зоной (границы N1, N2 на рис. 2) и с необычными для литосферы древних платформ слоями пониженных скоростей (волноводами).



**Рис. 2.** Сводный скоростной разрез по профилям "Кварц" и "Кимберлит", пересекающим Восточно-Европейскую, Западно-Сибирскую и Сибирскую платформы от Балтийского щита до Вилюйской впадины (Павленкова Н.И., Павленкова Г.А., 2014).

1 – границы слоев с разными скоростями продольных волн (км/с), 2 – отражающие площадки, 3 – слои пониженной скорости, 4 – высокоскоростные блоки, 5 – области высокой гетерогенности верхней мантии, 6 – область пониженной на 0.03-0.05 г/см<sup>3</sup> плотности в литосфере Сибирского кратона, определенной по гравиметрическим данным (Егорова, Павленкова, 2015), 7 – глубина до границы литосфера—астеносфера (LAB – lithosphere-asthenosphere boundary), определенная по тепловому потоку (Artemieva, Mooney, 2001). WS, Q1, Q2, K1–K3 – местоположение отработанных ядерных взрывов; М – подошва земной коры, N1, N2, L, H – сейсмические границы в верхней мантии, T – кровля переходной зоны к нижней мантии. Геофизические поля:  $T\Pi$  – тепловой поток (м $BT/M^2$ ),  $\Delta g$  – аномалии Буге (м $\Gamma$ ал). Условные обозначения к верхнему рисунку: пунктирная линия — тепловой поток, сплошная — гравитационное поле.

Ниже будем называть такую зону зоной N. В работе (Thybo, Perchuc, 1997) она названа 8-градусной границей, так как волны от нее регистрируются на удалении 8° от источника.

Необычной оказалась структура и других сейсмических границ: на них не наблюдается резких изменений скоростей, но отраженные от них волны имеют большую интенсивность и сложную многофазовую запись. На рис. 3 представлен типичный монтаж сейсмограмм, полученных от ядерного взрыва в точке С1 по профилю "Кратон". На них на расстоянии от источника 750 км (около 8°) в первых вступлениях четко выделяется разрыв ("зона тени"), соответствующий волноводу на глубине около 100 км, а в последующих вступлениях регистрируются многофазовые отраженные волны  $P_{N1}$ ,  $P_{N2}$ ,  $P_L$  и  $P_H$  от границ N1, N2, L и Н соответственно. Математическое моделирование показало, что такие отражения формируются в слоях со сложной внутренней неоднородностью (Павленкова, 2011).

Другой необычной особенностью описываемой сейсмической модели верхней мантии является отсутствие четко выраженной астеносферы. По данным теплового потока, кровля астеносферы, как слоя частично расплавленного вещества, располагается в данном регионе на глубине 150–200 км (рис. 2) (Artemieva, Mooney, 2001). По сейсмическим данным, такая астеносфера должна выделяться как область пониженных скоростей, но такие области, несмотря на высокую детальность исследований, на сверхдлинных профилях нигде не выявлены.

Однако астеносферу не обязательно рассматривать как слой частичного плавления (тепловая астеносфера), это может быть слой пониженной вязкости. Тогда ее выделение может быть основано на изучении добротности вещества верхней мантии (его пластичности и вязкости), а также с учетом структурных особенностей скоростной модели. Возможное наличие такой астеносферы в Северной Евразии подтверждено сверхдлинными профилями. По спектральным характеристикам сейсмических волн на глубине более 250 км наблюдается резкое уменьшение добротности мантийного вещества (Егоркин и др., 1981), и на этой же глубине отмечается ряд структурных особенностей сейсмических границ, характеризующих



**Рис. 3.** Монтаж сейсмограмм, записанных вдоль профиля "Кратон" от ядерного взрыва в точке C1 (рис. 1). Монтаж представлен в редуцированном виде, при котором из наблюдаемого времени *t* (с) вычтена величина расстояния от взрыва *d* (км), деленная на скорость редукции 8.7 км/с. P<sub>n</sub> – преломленные волны в верхах мантии (от границы М), P<sub>N1</sub>, P<sub>N2</sub>, P<sub>L</sub> P<sub>H</sub> – отраженные волны от границ N1, N2, L и H в верхней мантии, P<sub>410</sub>, P<sub>520</sub>, P<sub>680</sub> – волны от границ переходной зоны между верхней и нижней мантией на соответствующих глубинах.

изостатическое выравнивание плотностной неоднородности литосферы. Например, граница Н прогибается под подъемом вышележащей границы L (рис. 2), и это дает основание предполагать, что она является кровлей астеносферы.

В целом, на основании описанного материала, обобщенную модель верхней мантии Северной Евразии можно представить следующим образом (рис. 4а). Литосфера мощностью 300 км подразделяется на три слоя разной степени пластичности, они разделены сейсмическими границами, характеризующимися сложной внутренней структурой. Астеносфера выделяется условно по ряду косвенных данных как слой пониженной вязкости. Дополнительными данными о возможной глубине до такой астеносферы являются данные по гипоцентрии глубоких землетрясений, по которым на глубине от 300 км до кровли переходной зоны к нижней мантии (410 км) часто наблюдается так называемая "немая зона", т.е. ослабленная зона, где полностью отсутствуют землетрясения (рис. 4б). Однако эта модель существенно отличается от модели по данным теплового потока.

Таким образом, проведенные в последнее время детальные исследования структуры литосферы и петрофизических характеристик вещества верхней мантии выявили ряд особенностей ее строения, которые пока не получили согласованных объяснений. Неясна природа резкой изменчивости реологических особенностей литосферы, наличие в ней сложных сейсмических границ и слоев пони-

ПЕТРОЛОГИЯ том 28 № 3 2020

женных скоростей. Противоречивые данные получены о мощности литосферы, определенной по тепловому потоку и по сейсмическим материалам. Неясно, существует ли вообще астеносфера под древними платформенными регионами?

Для объяснения всех этих необычных структурных особенностей верхней мантии большое значение приобретают полученные в последнее время данные лабораторных исследований мантийных пород при высоких *P*-*T* параметрах.

#### Петрофизические характеристики мантийного вешества

Наиболее полные исследования петрофизических свойств мантийного вещества удалось провести в настоящее время для Сибирского кратона. На основании лабораторных исследований больших коллекций глубинных ксенолитов при высоких *P-T* параметрах получено много нового важного материала (Boyd et al., 1997; Глебовицкий и др., 2001; Ionov et al., 2010; Ashchepkov et al., 2010; Doncet et al., 2014 и др.). Они показали, что с увеличением глубины существенно меняются соотношения между основными физическими параметрами мантийного вещества, его состава и температурного режима. При этом закономерности этих изменений по своей природе отличаются от закономерностей, выявленных ранее для земной коры и самых верхов мантии.

На рис. 5 приведены результаты определения скорости распространения продольных волн (Vp) и

#### ПАВЛЕНКОВА



**Рис. 4.** (а) Обобщенная скоростная модель верхней мантии Северной Евразии, построенная по сверхдлинным профилям (кривая 2) в сопоставлении с референтной сейсмологической моделью IASP-91 (Kennet, Engdahl, 1991) (кривая 1). На обобщенной модели сейсмические границы N, L и H показаны как многослойные пачки, TZ – кровля переходной зоны к нижней мантии, M – подошва земной коры.

(б) График распределения очагов землетрясений с глубиной для региона Камчатки.

плотности для мантийных пород разного состава для двух кондуктивных геотерм, соответствующих тепловым потокам 35 и 50 мВт/м<sup>2</sup> (Кусков и др., 1914). Как и предполагалось, сейсмическая скорость и плотность закономерно меняются с ростом температуры и давления. Неожиданным оказалось, что сейсмические скорости для мантийных пород разного состава практически не различаются, а плотность у них разная. Например, пониженная плотность характерна для деплетированного вещества (гранатового гарцбургита Hzb и гранатового перидотита GP), а скорость практически не отличается от скорости для других мантийных пород.

Выявленная для верхней мантии зависимость сейсмических скоростей только от температуры ограничивает возможности сейсмического метода при интерпретации гравитационных полей, но она открывает для него новые возможности по определению температурного режима верхней мантии, и, соответственно, проходящих в ней геодинамических процессов (Кусков, Кронрод, 2007; Cammarano et al., 2009).

В работе (Кусков и др., 1914) температурный режим верхней мантии был определен по сейсмическим скоростям для всех сверхдлинных профилей Сибирского кратона по специально разработанной методике с учетом и петролого-геохимических данных по составу ксенолитов гранатовых перидотитов (GP) и фертильного вещества примитивной мантии (PM). Впервые была проведена реконструкция термального состояния литосферной мантии Сибирского кратона на глубинах 100—300 км с учетом эффектов фазовых превращений и изменения упругости (Кронрад, Кусков, 2007). На рис. 6 приведены результаты таких расчетов для трех точек профиля "Кратон", расположенных между пунктами взрыва К2 и К3 на расстоянии 1100, 1900 и 2300 км соответственно от начала профиля (рис. 1).

Эти расчеты показали, что мощность литосферы (по глубине изотермы 1300°) стабильна под Сибирским кратоном и составляет около 300 км. Это хорошо согласуется с предполагаемой по сейсмическим данным глубиной до подошвы литосферы, границы Н, что не согласуется с представлениями о температурном режиме верхней мантии, полученными по результатам анализа теплового потока. По этим данным граница между литосферой и астеносферой (LAB) выделена на глубине 200 км (рис. 2).

В целом проведенные расчеты показали достаточно высокую достоверность определения температурного режима литосферы по сейсмическим скоростям. Однако это не касается подошвы литосферы. При глубине более 250 км объем сейсмических данных резко сокращается (рис. 6) и на глубине 300 км, где температура достигает 1450°С, лишь предполагается наличие области возможного ча-



**Рис. 5.** Графики изменения физических параметров мантийных пород с глубиной: Vp – скорость продольных волн (a) и плотность (б) для гранатового гарцбургита (Hzb), лерцолита (Lh), гранатового перидотита среднего состава (GP) и фертильного вещества примитивной мантии (PM), рассчитанные вдоль геотерм 35 мВт/м<sup>2</sup> (пунктир) и 50 мВт/м<sup>2</sup> (сплошные линии) (Кусков и др., 2014).

стичного плавления (тепловой астеносферы), но соответствующего слоя пониженных скоростей здесь не обнаружено. Таким образом, полученные данные не дают решения проблемы неоднозначности в определении кровли астеносферы и ее природы.

Проблема усугубляется еще и тем, что зона пониженных скоростей (волновод) часто наблюдается в верхней части литосферы на глубине 100—150 км (рис. 2). В регионах с повышенным тепловым потоком этот волновод часто интерпретируется как астеносфера. Но такие волноводы имеют обычно небольшую мощность (20—30 км) и подстилаются четкой отражающей границей с обычной для мантии сейсмической скоростью 8.1—8.3 км/с.

Как отмечалось выше, изучение мантийных ксенолитов выявило еще одну проблему – нарушение прямой связи между сейсмическими скоростями и плотностью: при неизменной скорости плотность деплетированных пород существенно ниже средней плотности мантийного вещества (рис. 5). Это дает возможность объяснить отмеченные выше расхождения между скоростными моделями и гравитационным полем в районе Сибирского кратона, когда при высоких сейсмических скоростях, связанных с пониженным тепловым режимом литосферной мантии кратона, наблюдается гравитационный минимум (рис. 2). В работе (Грачев, Кабан, 2006) предполагалось сохранение линейной связи между скоростью и плотностью для мантийного вещества, и наблюдаемый гравитационный минимум объяснялся авторами наличием под литосферой Сибирского кратона плюма. По сейсмическим данным, никаких признаков существования какого-либо плюма не было обнаружено. С учетом новых данных о пониженной плотности деплетированных пород Сибирского кратона для объяснения наблюдаемого гравитационного минимума более обосновано предпола-

ПЕТРОЛОГИЯ том 28 № 3 2020

гать уменьшение плотности по всей толще литосферы (Егорова, Павленкова, 2015) (рис. 2).

Новые важные результаты получены при лабораторных исследованиях мантийных пород, насыщенных флюидами, а также при изучении самих флюидов и изменчивости их физических свойств с глубиной. Эти исследования дают основание предполагать, что многие структурные особенности верхней мантии, наличие в ней слоев пониженных сейсмических скоростей и наличие сложных сейсмических границ, и даже изменение состава мантийного вещества могут быть связаны именно с энергетическими и геохимическими особенностями глубинных флюидов, т.е. с дегазацией Земли.

## РОЛЬ ФЛЮИДОВ В ФОРМИРОВАНИИ СЕЙСМИЧЕСКОЙ НЕОДНОРОДНОСТИ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ

## О дегазации Земли и особенностях адвекции глубинных флюидов

О дегазации Земли, о составе и физических свойствах глубинных флюидов в настоящее время получен большой объем фактических данных. Многочисленные и многоплановые исследования Земли, основанные на большом комплексе геолого-геофизических, геохимических и астрономических исследований, показали, что важной характеристикой Земли, отличающей ее от других планет, является большое содержание в ней флюидов, основными компонентами которых являются водород, гелий и углерод. Эти флюиды не только сформировали атмосферу и гидросферу Земли, они также играли большую роль во многих геодинамических процессах и в преобразовании вещества планеты.

В этой связи важным направлением по решению геодинамических проблем является изучение фактических данных о дегазации Земли, о свойствах



**Рис. 6.** Распределение температур в верхней мантии под Сибирским кратоном, восстановленное по сейсмическим моделям вдоль профиля "Кратон" для трех точек профиля 1100, 1900 и 2300 для состава гранатового перидотита (GP) (Кусков и др., 2014).

Залитые и незалитые звезды — равновесные *P*-*T* параметры для низко- и высокотемпературных ксенолитов (Глебовицкий и др., 2001; Ionov et al., 2010). Штриховая линия — мантийная адиабата с потенциальной температурой 1300°С. AK-135/GP — осредненная континентальная геотерма, определенная по референтной сейсмологической модели AK-135 для перидотитовой мантии, AK-135/PM — для примитивной мантии. Тонкие штриховые линии — кондуктивные геотермы для тепловых потоков от 32.5 до 50 мВт/м<sup>2</sup>.

глубинных флюидов и их роли в преобразовании вещества планеты (Williams, Hemley, 2001; Gilat, Vol, 2005). Здесь следует отметить, прежде всего, большой объем данных, накопленных при изучении природных газов (Поляк, 1988; Griffin et al., 2003; O'Reilly, Griffin, 2006; Валяев, Дремин, 2015), а также экспериментальные данные о водородной дегазации планеты. Это стало возможным после непосредственных измерений водородной дегазации в разных частях планеты, выполненных в последние годы, но пока неопубликованных (В.Н. Ларин, устная информация), а также на основании глобальных исследований озонового слоя, который разрушается под воздействием потоков водорода (Сывороткин, 2002). Эти исследования показали, что в настоящее время водородная дегазация наиболее активна в южном полушарии, являясь основной причиной образования крупных озоновых дыр над Антарктидой. Интенсивные потоки водорода наблюдаются также в пределах срединно-океанических хребтов и других нарушенных зон тектоносферы.

В настоящее время накоплен также большой экспериментальный материал по изучению процессов физико-химического преобразования вещества с участием флюидов, и о влиянии флюидов на его физические свойства. Термин "флюиды" означает в русской геологической литературе не просто жидкость, как в прямом переводе с английского.

Наиболее полно понятие флюида описано в работах Ф.А. Летникова (1999, 2006), основанных на большом экспериментальном материале изучения физических свойств мантийного вещества и линамических особенностей флюидов при высоком давлении и температуре. Флюид определяется в них как существенно водно-газовая или газовая система, состоящая из ряда компонентов в соединении с петрогенными, рудными и иными элементами. Основными компонентами глубинных флюидов являются водород (Н), гелий (Не) и углерод (С), их соединения и оксиды (H<sub>2</sub>, CO<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub>, CO) (Gilat, Vol, 2005). Предполагается, что с течением времени, по всей видимости, происходили изменения соотношений этих составляющих в сторону общего окисления флюидных систем.

В верхах мантии флюиды представляют собой газовые смеси, где  $H_2O$  находится в газообразном состоянии, поскольку существование водных растворов возможно только в верхних слоях земной коры. Установлено также, что в отличие от жидкого практически несжимаемого флюида, газовые смеси могут быть сжаты до высоких плотностей, и тогда в небольшом объеме газа будет заключено значительное количество тепловой энергии. В результате газовый флюид является универсальным теплоносителем, накапливая тепло и химическую энергию в недрах Земли и перенося ее к поверхности. Правда,

существуют предположения, что литосфера насыщена флюидами в результате субдукции и дегидратации слэбов (Williams, Hemlay, 2001). Однако такие флюиды не несут с собой тепловой энергии и не могут играть большой роли в глобальных процессах.

Энергоемкие глубинные флюиды распространяются на большой глубине в рассланцованных породах на субмолекулярном уровне (Летников, 1999, 2006). Они не теряют своей энергии при транспортировке с больших глубин, а выделяют ее лишь при резком изменении *P-T* условий, увеличении пористости и трещиноватости пород. Это приводит к разуплотнению флюидов с выделением большего количества тепловой энергии.

Таким образом, в результате флюидной адвекшии температура меняется с глубиной неравномерно по некоторой адиабате, как это принято при интерпретации данных теплового потока, а на глубине, где в связи с резким изменением физикомеханических свойств мантийного вещества и физического состояния самих флюидов, образуются ограниченные по мощности области повышенной температуры, астенолиты. Такие неравномерные изменения температуры с глубиной были рассчитаны и на основе адвективно-полиморфной гипотезы (Гордиенко, 2010). Этот вывод позволяет объяснить описанную выше структурную расслоенность верхней мантии по сейсмическим скоростям. Это позволяет также объяснить расхождение между сейсмическими данными и данными теплового потока о температурном режиме на больших глубинах.

Адвекцией глубинных флюидов можно объяснить и процессы преобразования мантийного вещества, вызывающие изменение его плотности при неизменной сейсмической скорости. Это – процессы формирования "корней" континентов, сложенных деплетированным веществом. Ранее деплетирование мантийного вещества связывали с архейским периодом и с очень высокими температурами мантии в то время (Walter, 1998). Предполагалось, что выплавление коматиитов и базальтовых компонентов привело к обеднению верхней мантии Fe, Al, Ca и, соответственно, к уменьшению ее плотности в интервале глубин 200–300 км (Griffin et al., 2003).

По модели Ф.А. Летникова (2006), формирование континентальной верхней мантии, сложенной деплетированным веществом, происходило в течение длительной геологической истории. При высоких *P-T* параметрах, характерных для верхней мантии, происходило обогащение сосуществующих флюидов такими компонентами, как SiO<sub>2</sub>, К и Na. Последующий их вынос вместе с флюидами из мантии в земную кору приводил к формированию гранитогнейсового слоя земной коры и к деплетированию вещества верхней мантии, к повышению температуры солидуса мантийной матрицы, ее кристаллизации, т.е. к формированию литосферы с пониженной плотностью. Это позволяет объяснить отмеченное выше несогласие между

высокоскоростной моделью литосферы Сибирского кратона и гравитационным полем.

Описанные свойства глубинных флюидов дают возможность объяснить и природу формирования в литосфере волноводов и протяженных сейсмических границ.

#### Природа мантийных волноводов и сейсмических границ

Природа волноводов или слоев пониженной скорости прохождения сейсмических волн, выявленных на глубине около 100 км, широко обсуждалась в литературе. Их существование в тектонически активных регионах объясняли высокой температурой, даже возможным частичным плавлением вещества, и эти слои часто относили к астеносфере (Artemieva, Mooney, 2001; Heit et al., 2007). Для районов древних щитов такое объяснение представлялось невозможным (Павленкова, 2011). Более естественно связывать волноволы со слоями высокой пористости и насыщенности глубинными флюидами. Это представление обосновано лабораторными исследованиями, по которым наличие в веществе флюидов существенно снижает его сейсмические скорости (Lambert, Wyllie, 1970; Лебедев и др., 1989; Kern, 1993; Doncet et al., 2014). Такая трактовка подтверждается и данными электромагнитных исследований. по которым зона N на глубине 100-150 км часто отличается повышенной электропроводностью (Jones et al., 2009).

Свойства слоев пониженных скоростей могут быть связаны также с различными процессами метасоматоза мантийного вещества, которые меняют физические свойства вещества, в частности уменьшают его сейсмические скорости. Например, в процессе лабораторных исследований показано, что под высоким давлением воды при температуре ~400– 800°С, что характерно для континентальной литосферы на глубине около 100–150 км, происходит снижение скоростей продольных волн в дуните на 0.3 км/с (Лебедев и др., 2017). Это связано с физикохимическими преобразованиями структуры дунита: в нем образуются трещины, заполненные водой и серпентинитом.

Наиболее важным фактором формирования слоев пониженных скоростей является, по всей видимости, преобразование самих флюидов. При изменении степени трещиноватости пород происходит изменение физического состояния отдельных флюидных компонент: газовые компоненты переходят в жидкое состояние. При этом сконцентрированная в газах тепловая энергии выделяется с большой интенсивностью. В результате слои пониженных скоростей могут сформироваться и за счет увеличения температуры на этих *P-T* уровнях. При большом выделении тепловой энергии, связанной с переходом газовых флюидов в жидкость, могут даже образоваться слои частично расплавленного вещества (астенолиты). На рис. 7 в схематичной форме показаны особенности адвекции глубинных флюидов в литосфере континентов. Флюидный поток, поднимающийся с больших глубин, неоднороден по интенсивности, однако, трудно сказать, каким образом он формируется и как преобразуется в нижней мантии. Более определенно можно судить лишь о характере флюидной адвекции в литосфере, изученной по данным лабораторных исследований. По этим данным интенсивность флюидного потока определяется, как отмечено выше, проницаемостью литосферы, меняющейся с глубиной, и физическим состоянием самих флюидов.

Проницаемость литосферы во многом зависит от ее структурной неоднородности и реологических свойств вещества. В этом плане литосфера четко подразделяется на два слоя с принципиально разным строением, и природа флюидной адвекции в этих слоях существенно разная. В нижней, более пластичной части литосферы наиболее интенсивные потоки флюидов связаны с зонами высоких напряжений. Флюиды на этих глубинах представлены газами с большой плотностью, и они мигрируют по зонам высоких напряжений на субмолекулярном уровне по рассланцованным породам.

Верхняя, жесткая часть литосферы характеризуется повышенной пористостью, а глубинные разломы — высокой трещиноватостью. Это принципиальным образом меняет физическую природу миграции глубинных флюидов, свободно распространяющихся по порам и трещинам. Наиболее интенсивные потоки наблюдаются в сейсмофокальных зонах глубоких землетрясений на краях континентов (в так называемых зонах субдукции) и других шовных зонах между литосферными плитами.

Главное, как отмечалось выше, в пористом веществе при определенных *P*-*T* условиях отдельные компоненты глубинных флюидов переходят в жидкое состояние, выделяя при этом большой объем тепловой энергии. Эти процессы наиболее интенсивно протекают в зоне N, на подошве жесткой литосферы, где могут образовываться слои пониженных скоростей, представленные частично расплавленным веществом (астенолиты). В результате именно эти слои, а не астеносфера становятся основным источником тепловой энергии, обеспечивающей преобразования в земной коре и различные тектонические процессы.

Флюидной адвекцией можно объяснить и более глубокие сейсмические границы L и H. Очевидно, на глубине порядка 200 и 300 км тоже происходят физико-химические преобразования флюидов с выделением тепловой энергии. При этом образуются ослабленные слои, в которых возможно течение вещества, формирующее анизотропию скоростей, часто наблюдаемую на границе L. Кроме этого, повышенное содержание флюидов снижает температуру плавления пород, что может привести к частичному плавлению мантийного вещества на этих глубинах. Это подтверждается и данными по ксенолитам: статистика этих данных по кимберлитовым провинциям Сибирского кратона (Соловьева и др., 1994) показала, что в кимберлитах, полученных с глубины описанных сейсмических границ, часто отмечаются следы пленочного плавления.

Следует отметить, что флюидная адвекция играет большую роль и в формировании плюмов, при этом принципиальным образом меняется природа плюмов. По существующим представлениям, образование плюмов происходит в результате тепловой конвекции, то есть в результате подъема с больших глубин разогретого вещества. Это длительный процесс, при котором большая часть энергии теряется при подъеме вещества. В сейсмической модели такой плюм должен выражаться в виде широкого и глубокого канала пониженных скоростей. Фактически плюмы выделяются по сейсмическим данным в верхних частях литосферы, как локальные скоростные аномалии. Именно такую форму имеют плюмы, созданные флюидной адвекцией, так как флюиды не теряют своей энергии в процессе миграции на больших глубинах и выделяют ее в верхних слоях литосферы. Происходит это, как показано выше, при смене реологических свойств литосферы, чаще всего, в слое N (рис. 7).

Таким образом, именно неравномерным по глубине выделением тепловой энергии флюидная адвекция и связанные с ней геодинамические процессы существенно отличаются от процессов обычной тепловой конвекции. Это дает возможность объяснить наблюдаемую расслоенность литосферы, природу сложных сейсмических границ и неравномерность изменения с глубиной температурного режима. Адвекцией глубинных энергоемких флюидов, возможно, объясняются и описанные выше расхождения между оценками мощности литосферы, полученными по сейсмическим материалам и по данным о тепловом потоке.

## Проблема литосферы-астеносферы

Модель литосфера—астеносфера является основной для многих геотектонических концепций, особенно в тектонике литосферных плит. При этом важно знать, существует ли вообще такой слой, тем более сфера, способная обеспечить крупные перемещения литосферных плит (Eaton et al., 2009).

Как отмечалось выше, по сверхдлинным профилям, полученным российскими исследователями, астеносфера, как слой возможного частичного плавления и пониженных сейсмических скоростей, нигде не выделяется. Это характерно и для других континентов. По сейсмологическим данным, только по поверхностным волнам наблюдается понижение сейсмических скоростей в низах верхней мантии (Artemieva, Vinnik, 2016), однако уменьшение скорости начинается на глубине около 200 км, что совершенно не согласуется с данными по распространению продольных волн. Имеются единичные случаи выделения тонких слоев пониженных скоростей на глубине более 300 км по продольным и обменным волнам


Рис. 7. Модель адвекции глубинных флюидов в верхней мантии.

1 — контуры консолидированной земной коры, 2 — сложно расслоенные сейсмические границы, 3 — глубинные нарушения, разломы, 4 — слои пониженных скоростей (волноводы), 5 — фокальная зона глубоких землетрясений, LAB возможная подошва литосферы, TZ — кровля переходной зоны между верхней и нижней мантией. Более темными оттенками показано увеличение добротности вещества верхней мантии в трех ее основных слоях.

методом приемных функций (Vinnik, Farra, 2007; Vinnik et al., 2009). По референтным скоростным моделям, например IASP-91 и AK-135, построенным тоже по сейсмологическим данным, в низах верхней мантии скорость продольных волн, напротив, резко возрастает от 8.6 до 9.1 км/с (Kennett, Engdahl, 1991) (рис. 4а). Это не согласуется со скоростной моделью для верхней мантии по сверхдлинным профилям, по которой на глубине более 300 км скорость не превышает 8.6 км/с (рис. 2).

Такая неопределенность в выделении астеносферы по сейсмологическим и сейсмическим данным может быть связана с ограниченными возможностями этих методов по определению скорости в слоях над резкими сейсмическими границами, в данном случае в слое над кровлей переходной зоны к нижней мантии (граница TZ на рис. 4). В сейсмологии построение скоростных моделей основано на интерпретации только первых волн, т.е. волны, проникающие на глубину более 250 км и регистрируемые только во вторых вступлениях (волны Р<sub>н</sub> на рис. 3), вообще не используются этим методом, и скорости в низах мантии фактически не определяются. В референтных моделях, построенных по первым волнам, приведено некоторое осреднение скоростей в этой "немой" зоне. и их значения оказались гораздо выше скоростей, определенных по ядерным взрывам. О том, что скорости в низах верхней мантии по референтным моделям действительно завышены, свидетельствуют и данные по определению температуры в низах верхней мантии по референтной модели AK-135 (рис. 6). Полученная по ней изотерма рисует на глубине 200 км труднообъяснимый изгиб в сторону очень низких температур.

Достоверность определения скорости в низах верхней мантии по сверхдлинным профилям гораздо выше, чем по сейсмологическим данным, так как при этом используются не только первые вступления (преломленные волны), но и отраженные волны в последующих вступлениях (волны  $P_H$  и  $P_{410}$  на рис. 3). Из-за сложной записи этих многофазовых волновых профилей точность определения пластовой скорости между границами H и T невысокая,  $\pm 0.2$  км/с. Это означает, что в этих пределах скорость в низах верхней мантии может быть пониженной, но доказать этот факт пока не представляется возможным.

В целом утверждать отсутствие астеносферы под древними кратонами Евразии нет достаточных оснований. Можно только считать доказанным, что она не представлена мощным слоем частично расплавленного вещества (тепловой астеносферой). Это может быть слой пониженной вязкости. Выше уже отмечалось, что наличие такого слоя под Сибирским кратоном подтверждается величиной добротности, определенной по сейсмическим записям ядерных взрывов, и многочисленными данными по кимберлитам, глубина формирования которых даже в условиях более высокой температуры в протерозое не превышала 230 км (рис. 6). Косвенными данными о глубине до астеносферы под континентами являются также данные о гипоцентрии глубоких землетрясений (рис. 46), по которым отмечается практически полное исчезновение землетрясений на глубине 300 км.

Наличие слоя пониженной вязкости в низах верхней мантии Северной Евразии следует также из наблюдаемого изостатического выравнивания плотностной ее неоднородности. Выше отмечалось, что такое выравнивание происходит за счет прогиба границы Н под разуплотненной литосферой Сибирского кратона (рис. 2). Это подтверждается также удивительно стабильной глубиной до границы Т (подошвы верхней мантии) при высокой неоднородности ее верхней части.

Все эти косвенные данные свидетельствуют о наличии слоя повышенной пластичности и пониженной вязкости в низах верхней мантии, но остается неизвестным – какова структура этого слоя, меняется ли его мощность в зависимости от теплового потока и насколько резко меняются его физические параметры, по которым можно было бы определить глубину до подошвы литосферы. Такая неопределенность не позволяет оценить роль этого слоя в геодинамических процессах верхней мантии, например, определить возможности движения литосферных плит по этому слою. В этом плане может быть не следует называть такой слой астеносферой, за которым закрепилось общепринятое представление, как об энергетически емком слое частичного плавления.

Таким образом, несмотря на накопленный в последнее время геофизический материал по структуре верхней мантии и многочисленных данных по лабораторным исследованиям, полученных для вещества верхней мантии, проблема литосферы—астеносферы остается нерешенной.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, детальные сейсмические исследования верхней мантии, выполненные на сверхдлинных профилях с использованием ядерных взрывов, выявили ряд необычных структурных особенностей континентальной верхней мантии и их несогласованность с интерпретацией данных, полученных другими геофизическими методами:

 предполагаемая по тепловому полю астеносфера не выделяется как слой пониженной сейсмической скорости;

 – литосфера четко подразделяется на два слоя с разными петрофизическими особенностями, жесткий слой мощностью 100–150 км и более пластичный нижний слой;

 – эти слои разделены сейсмическими границами и зонами пониженных скоростей (волноводами);

 выделены четкие сейсмические границы N, L и H на глубинах около 100, 200 и 300 км соответственно, характеризующиеся сложной внутренней структурой;

 нарушается прямая корреляционная связь между сейсмической неоднородностью верхней мантии и гравитационным полем.

Новые интересные результаты получены также и при лабораторном изучении мантийного вещества, в том числе глубинных флюидов:

 – сейсмические скорости не зависят от состава мантийных пород, но плотность зависит, она резко уменьшается в деплетированом веществе;

 – существенное влияние на скорости сейсмических волн оказывают реологические свойства вещества, степень его пластичности, пористости, трещиноватости и флюидонасыщенности;

 – глубинные флюиды обладают высокой энергоемкостью и при резкой смене проницаемости вещества выделяют большое количество тепловой энергии. При этом происходят существенные изменения петрофизических свойств мантийного вещества.

Эти результаты лабораторных исследований мантийного вещества и глубинных флюидов позволяют объяснить большую часть перечисленных выше структурных особенностей верхней мантии и несогласованность этих особенностей с геофизическими полями.

Деление литосферы на два слоя с разными реологическими свойствами с формированием между ними переходной зоны с волноводами и сложно построенными сейсмическими границами можно объяснить влиянием дополнительного источника тепла, связанного с флюидной адвекцией (с дегазацией Земли). Так. на глубине 100–150 км. где меняются механические свойства вещества и увеличивается его пористость, происходят физико-химические преобразования глубинных флюидов, переход их газовых составляющих в жидкое состояние с выделением большого количества тепла. В результате формируются астенолиты (плюмы), возможно содержащие расплав. и увеличивается поверхностный тепловой поток. То есть тепловой поток характеризует в этом случае не глубину до астеносферы, а температурный режим верхов литосферы. Адвекция глубинных флюидов приводит к разделению и более глубокой части верхней мантии на отдельные слои с разными реологическими свойствами с формированием между ними сложно построенных сейсмических границ.

Многие выявленные особенности структуры верхней мантии могут быть объяснены большой ролью глубинных флюидов в преобразовании глубинного вещества. Энергоемкие потоки флюидов действуют неравномерно как во времени, так и в пространстве, что способствует формированию разных типов литосферы, в частности, мощной литосферы древних платформ, сложенной разуплотненным веществом. Тем самым объясняется соотношение контуров высокоскоростной мантии древних платформ с отрицательными аномалиями в поле силы тяжести.

Проблемой остается природа астеносферы. Это связано в большой мере с ограниченными возможностями сейсмических и сейсмологических методов, используемых для изучения строения низов верхней мантии, глубже 300 км. Лишь по косвенным данным можно предположить наличие в низах верхней мантии астеносферы как слоя пониженной вязкости. Какова природа пониженной вязкости такой астеносферы, связана ли она с частичным плавлением или с какими-то другими изменениями физического состояния вещества однозначно определить невозможно. Для изучения этой проблемы необходимо разрабатывать новые методы обработки сейсмических волновых полей разной природы и новую методологию комплексной интерпретации геофизических данных. Это касается, прежде всего, методов изучения физической природы температурного режима и механизма переноса вещества и энергии с больших глубин. Современные метолы определения теплового режима верхней мантии основаны на конлуктивном или конвективном переносе тепловой энергии из астеносферы. и они не учитывают адвекцию энергоемких глубинных флюидов.

*Благодарности*. Автор благодарит О.Л. Кускова и его сотрудников, а также Е.Б. Лебедева за сотрудничество и за большую помощь в проведенных исследованиях.

Источники финасирования. Представленные исследования выполнены по Госзаданию ИФЗ РАН.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Валяев Б.М., Дрёмин И.С. Дегазация Земли и природа процессов нефтегазонакопления (изотопно-геохимические и геодинамические аспекты) // Геология и полезные ископаемые мирового океана. 2015. № 2. С. 33–49.

Глебовицкий В.А., Никитина Л.П., Хильтова В.Я. Термальное состояние мантии, подстилающей докембрийские и фанерозойские структуры (по данным гранат-ортопироксеновой термобарометрии ксенолитов гранатовых перидотитов в кимберлитах и щелочных базальтах) // Физика Земли. 2001. № 3. С. 3–25.

Гордиенко В.В. О природе аномалий скорости продольных сейсмических волн в верхней мантии // Геофизический журнал. 2010. № 3. С. 43–63.

*Грачев А.Ф., Кабан М.К.* О причинах высокого стояния Сибирской платформы // Физика Земли. 2006. № 12. С. 20–33.

*Егоркин А.В.* Строение мантии Сибирской платформы // Физика Земли. 2004. № 5. С. 37–46.

*Егоркин А.В., Кун В.В., Чернышев Н.М.* Поглощение продольных и поперечных волн в коре и верхней мантии Западно-Сибирской плиты и Сибирской платформы // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1981. № 2. С. 37–50.

*Егорова Т.П., Павленкова Г.А.* Сейсмо-плотностные модели земной коры и верхней мантии Северной Евразии по сверхдлинным сейсмическим профилям "Кварц", "Кратон" и "Кимберлит" // Физика Земли. 2015. № 2. С. 98–115.

Кронрод В.А., Кусков О.Л. Моделирование термической структуры континентальной литосферы // Физика Земли. 2007. № 1. С. 96–107. Кусков О.Л., Кронрод В.А. Состав, температура и мощность литосферы архейского кратона Каапвааль // Физика Земли. 2007. № 1. С. 45–66.

Кусков О.Л., Кронрод В.А., Прокофьев А.А., Павленкова Н.И. Петролого-геофизические модели внутреннего строения литосферной мантии Сибирского кратона // Петрология. 2014. Т. 22. № 1. С. 21–49.

Лебедев Е.Б., Кадик А.А., Зебрин А.М., Дорман А.М. Экспериментальное изучение влияния воды на скорости упругих волн глубинных пород // Докл. АН СССР. 1989. Т. 309. № 5. С. 1090–1093.

Лебедев Е.Б., Павленкова Н.И., Луканин О.А. Экспериментальное изучение влияния воды на скорости упругих волн в дуните и серпентините (к вопросу о природе зоны низких скоростей в верхней мантии Земли) // Докл. АН. 2017. Т. 472. № 1. С. 1–4.

*Летников* Ф.А. Флюидные фации континентальной литосферы и проблемы рудообразования // Смирновский сборник-99 (научно-литературный альманах). Москва. 1999. С. 63–98.

Летников Ф.А. Флюидный режим эндогенных процессов и проблемы рудогенеза // Геология и геофизика. 2006. Т. 47. № 12. С. 1296–1307.

Павленкова Н.И. Реологические свойства верхней мантии Северной Евразии и природа региональных границ по данным сверхдлинных сейсмических профилей // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. С. 1287—1301. Павленкова Н.И., Павленкова Г.А. Строение земной коры и верхней мантии Северной Евразии по данным сейсмического профилирования с ядерными взрывами. М.: Изд. ГЕОКАРТ-ГЕОС, 2014. 192 с.

Поляк Б.Г. Тепломассопоток из мантии в главных структурах земной коры. М.: Наука, 1988. 192 с.

Соловьева Л.В., Владимиров Б.М., Днепровская Л.В. и др. Кимберлиты и кимберлитовые породы; вещество верхней мантии под древними платформами. Новосибирск: Сибирская издательская фирма "Наука", 1994. 256 с.

Сывороткин В.М. Глубинная дегазация Земли и глобальные катастрофы. М.: ООО "Геоинформцентр", 2002. 250 с.

*Artemieva I.M., Mooney W.D.* Thermal thickness and evolution of Precambrian lithosphere: A global study // J. Geophys. Res. 2001. V. 106 (B8). P. 16 387–16 414.

Artemieva I.M., Vinnik L.P. Density structure of cratonic mantle in southern Africa: 1. Implication for dynamic topography // Gondwana Res. 2016. V. 39. P. 204–216.

Ashchepkov I.V., Pokhilenko N.P., Vladykin N.V. et al. Structure and evolution of the lithospheric mantle beneath Siberian craton, thermobarometric study // Tectonophysics. 2010. V. 485. P. 17–41.

*Boyd F.R., Pokhilenko N.P., Pearson D.G. et al.* Composition of the Siberian cratonic mantle: evidence from Udachnaya peridotite xenoliths // Contrib. Mineral. Petrol. 1997. V. 128. P. 228–246.

*Cammarano F., Romanowicz B., Stixrude L. et al.* Inferring the thermochemical structure of the upper mantle from seismic data // Geophys. J. Internat. 2009. V. 179. P. 1169–1185.

*Doncet L.S., Peslier A.H., Ionov D.A. et al.* High water contents in the Siberian cratonic mantle linked to metasomatism an FTIR study of Udachnaya peridotite xenoloths // Geochim. Cosmochim. Acts. 2014. V. 137. P. 159–187.

*Eaton D.W., Darbyshire F., Evans R.L. et al.* The elusive lithosphere–asthenosphere boundary (LAB) beneath cratons // Lithos. 2009. V. 109. P. 1–22.

*Egorkin A.V., Chernyshov N.M.* Peculiarities of mantle waves from long-range profiles // J. Geophys. 1983. V. 54. P. 30–34.

ПЕТРОЛОГИЯ том 28 № 3 2020

*Gilat A., Vol A.* Primordial hydrogen-helium degassing, an overlooked major energy source for internal terrestrial processes // HAIT J. Science and Engineering B. 2005. V. 2. Iss. 1–2. P. 125–167.

*Griffin W.L., O'Reilly S.Y., Abe N. et al.* The origin and evolution of Archean lithospheric mantle // Precambr. Res. 2003. V. 127. P. 19–41.

*Heit B., Sodoudi F., Yuan X., Biandui M., Kind R.* An S receiver function analysis of the lithosphere structure in South America // Geophys. Res. Lett. 2007. V. 34. L14307. https://doi.org/10.1029/2007GL030317

*Ionov D.A., Doucet L.S., Ashchepkov I.V.* Composition of the lithospheric mantle in the Siberian Craton: new constraints from fresh peridotites in the Udachnaya-East kimberlite // J. Petrol. 2010. V. 51. P. 2177–2210.

Jones A.G., Evans R.L., Eaton D.W. Velocity–conductivity relationships for mantle mineral assemblages in Archean cratonic lithosphere based on a review of laboratory data and Hashin–Shtrikman extremal bounds // Lithos. 2009. V. 109. P. 131–143.

*Kennett B.L.N., Engdahl E.R.* Traveltimes for global earthquake location and phase identification // Geophys. J. Internat. 1991. V. 105. P. 429–465.

*Kern H.M.* Physical properties of crustal and upper mantle rocks with regards to lithosphere dynamics and high pressure mineralogy // Phys. Earth Planet. Int. 1993. V. 79. P. 113–136.

Koulakov I., Bushenkova N. Upper mantle structure beneath the Siberian craton and surrounding areas based on regional tomographic inversion of P and PP travel times // Tectonophys. 2010. V. 486. P. 81–100.

*Lambert I.B., Wyllie P.J.* Low-velocity zone of the Earth's mantle: incipient melting caused by water // Science. 1970. V. 169. P. 764–766.

*O'Reilly S.Y., Griffin W.L.* Imaging global chemical and thermal heterogeneity in the subcontinental lithospheric mantle with garnets and xenoliths: Geophysical implications // Tectonophys. 2006. V. 416. P. 289–309.

*Oreshin S., Vinnik L., Makeyeva L. et al.* Combined analysis of *SKS* splitting and regional *P* traveltimes in Siberia // Geophys, J. Int. 2002. V. 151. P. 393–402.

*Pollack H.N., Hurter S.J., Johnson J.R.* Heat flow from the Earth's interior: analysis of the global data set // Rev. Geophys. 1993. V. 31. P. 267–280.

*Thybo H., Perchuc E.* The seismic 8° discontinuity and partial melting in continental mantle // Science. 1997. V. 275. P. 1626–1629.

*Vinnik L., Farra V.* Low S velocity a top the 410-km discontinuity and mantle plumes // Earth Planet. Sci. Lett. 2007. V. 262(3–4). P. 398–412.

*Vinnik L., Oreshin S., Kosarev G. et al.* Mantle anomalies beneath southern Africa: evidence from seismic S and P receiver functions // Geophys. J. Int. 2009. V. 179(1). P. 279–298. *Walter M.J.* Melting of garnet peridotite and the origin of komatiite and depleted lithosphere // J. Petrol. 1998. V. 39. P. 29–60.

*Williams Q., Hemley R.J.* Hydrogen in the deep Earth // Ann. Rev. Earth Planet. Sci. 2001. V. 29. P. 365–418.

## Petrophysical Features of the Upper Mantle Structure of Northern Eurasia and Their Nature

## N. I. Pavlenkova<sup>#</sup>

O.Y. Schmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, Moscow, 123242 Russia <sup>#</sup>e-mail: ninapav@mail.ru

Deep seismic studies of the upper mantle conducted in Russia with nuclear explosions and laboratory studies of mantle matter at high pressure and temperature revealed new structural and petrophysical features of the upper mantle of Northern Eurasia, which can be hardly explained by the modern concepts of the continental lithosphere's structure. For example, in the region of the asthenosphere assumed by the thermal field, the corresponding decrease of seismic velocities has not observed, but the lower velocity layers are revealed inside the lithosphere at the depth of 100–150 km. However, the asthenosphere may be distinguished by the structural features of seismic boundaries. That means it is represented by a layer of increased plasticity without the partial melting. The laboratory studies have shown that seismic velocities do not depend on the composition of mantle rocks and are determined mainly by temperature. This made it possible to determine the temperature regime of the upper mantle from the seismic data. The calculations carried out on this basis showed that the lithosphere thickness is stable under the Siberian craton and it is 300–350 km. These data do not correspond to the result of the lithosphere bottom's determination by the heat flow. This discrepancy may be explained by the greater influence of the deep fluids on the heat flows and the petrophysical parameters of the mantle rocks. At the depths where the rock's mechanical properties are changing and increasing of its porosity, the deep fluids density is decreasing and they produce a large amount of heat. As a result, the low velocity layers (plumes) with a possible partial melt are formed and the surface heat flow is increased. This explains the formation of low velocity layers at the depth of 100-150 km and the differences in the temperatures determined from the seismic data and the heat flow. Deep fluids also initiate physical and chemical transformations of the mantle matter, for instance, the formation of depleted matter of reduced density at a constant velocity. Such violation of the linear relationship between velocity and density is observed by the complex interpretation of seismic and gravimetric data. The physico-chemical transformations of matter in the areas of deep fluids concentration can also explain the formation of the complex reflective boundaries observed in the lithosphere.

Keywords: lithosphere, asthenosphere, petrophysics, deep fluids, seismic boundaries, layers of lower velocities