

СОДЕРЖАНИЕ

Том 30, номер 4, 2022

Возраст, состав и тектонические обстановки формирования позднебайкальских комплексов Кичерской зоны Байкало-Витимского пояса (Северное Прибайкалье): геологические, геохронологические (ID-TIMS, SIMS) и Nd-изотопные данные <i>А. А. Андреев, Е. Ю. Рыцк, С. Д. Великославинский, Е. В. Толмачева, Е. С. Богомолов, Ю. М. Лебедева, А. М. Федосеенко</i>	345
Условия формирования расслоенных интрузий Мончегорского магматического узла <i>В. С. Семенов, О. В. Казанов, С. И. Корнеев, Е. Б. Сальникова, С. В. Семенов</i>	379
Рифей-венд-кембрийский магматизм Маньхамбовского блока (Приполярный Урал): геохимическая типизация, корректировка геодинамических представлений, роль плюм-литосферного взаимодействия <i>В. В. Холоднов, Г. Ю. Шардакова, В. А. Душин, А. В. Коровко, Е. С. Шагалов</i>	404
Экспериментальное изучение растворимости фторидов во флюидонасыщенном расплаве калиевого сиенита <i>О. Е. Плюснина, В. Ю. Чевычелов, А. В. Самсонов, А. А. Вирюс</i>	432
Растворимость родия в силикатных расплавах <i>А. А. Борисов</i>	444

УДК 552.3+552.4+551.24+550.4+550.93

ВОЗРАСТ, СОСТАВ И ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ ПОЗДНЕБАЙКАЛЬСКИХ КОМПЛЕКСОВ КИЧЕРСКОЙ ЗОНЫ БАЙКАЛО-ВИТИМСКОГО ПОЯСА (СЕВЕРНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ): ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ, ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ (ID-TIMS, SIMS) И Nd-ИЗОТОПНЫЕ ДАННЫЕ

© 2022 г. А. А. Андреев^а, * Е. Ю. Рыцк^б, С. Д. Великославинский^б, Е. В. Толмачева^б,
Е. С. Богомолов^б, Ю. М. Лебедева^б, А. М. Федосеенко^б

^а Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия

^б Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия

*e-mail: axel-foley@yandex.ru

Поступила в редакцию 30.11.2021 г.

После доработки 21.12.2021 г.

Принята к публикации 14.01.2022 г.

Рассматривается геологическое строение Кичерской зоны Байкало-Витимского пояса (БВП), занимающего пограничное положение между краевой частью Сибирского кратона и Баргузино-Витимским супертеррейном Центрально-Азиатского орогенного пояса. В Кичерской зоне БВП выделены и охарактеризованы раннебайкальские и позднебайкальские структуры и комплексы, приведена геохимическая характеристика пород, результаты U-Pb геохронологического (циркон, SIMS и ID-TIMS) и Nd-изотопного исследования пород различных участков в ее пределах, в том числе представительных ассоциаций пород нюрндуханского мигматит-тоналит-метабазитового комплекса, включающего толеиты MORB-типа и толеиты с внутриплитной геохимической спецификой. Показано, что в источниках раннебайкальских комплексов Кичерской зоны, метаморфизованных на рубеже 0.76–0.74 млрд лет в результате аккреционных событий в краевой части кратона, преобладает раннедокембрийская рециклированная кора. Типоморфные для Кичерской зоны позднебайкальские комплексы были образованы в течение криогения–эдиакария (720–545 млн лет) за счет преобладающих ювенильных источников. Проведенные исследования позволяют полагать, что метабазиты нюрндуханского комплекса формировались в обстановке сегментированных троговых прогибов синсдвиговой палеорифтовой системы Кичерской зоны и могут сопоставляться с редуцированным комплексом офиолитов континентальных окраин, преобразованных в период 630 ± 7 – 615 ± 3 млн лет. Деструкция древней континентальной коры кратона завершилась сводообразованием и эксгумацией глубинных пород в позднем эдиакарии, внедрением адакитовых гранитов постколлизийного геохимического типа и формированием грабенов, сложенных терригенным комплексом. Ювенильная и рифтогенная кора, образованная в процессе позднебайкальского тектонического развития Кичерской зоны рифтогенеза, не имеет признаков зрелой коры континентального типа.

Ключевые слова: Байкало-Витимский пояс, Кичерская зона, раннебайкальские и позднебайкальские комплексы, синсдвиговые палеорифтовые структуры, ювенильная кора

DOI: 10.31857/S0869590322040021

ВВЕДЕНИЕ

Байкало-Витимский вулcano-плутонический пояс (БВП) – один из тектонотипов неопротерозойских структур Центрально-Азиатского орогенного пояса (ЦАОП) (Ярмолюк, Дегтярев, 2019). Формирование этой структуры обычно связывалось с аккрецией океанических, островодужных,

турбидитовых и метаморфических террейнов позднего докембрия (Конников и др., 1999; Гусев и др., 1992; Гусев, Хаин, 1995; Dobretzov et al., 1995; Булгатов и др., 2004; Цыганков, 2005; Парфенов и др., 2003; Гордиенко, 2019, 2021 и др.). В процессе исследований в строении БВП выделены раннебайкальские (1000–720 млн лет) и позднебайкальские (720–545 млн лет) структурно-вещественные комплексы, для которых предложены “аллохтонная” и “автохтонная” модели формирования, с различных позиций интерпретирующие геоло-

Дополнительная информация для этой статьи доступна
doi: 10.31857/S0869590322040021 для авторизованных пользователей.

гические взаимоотношения между ними (Рыцк и др., 2007, 2011; Ярмолюк и др., 2012).

В последние годы выполнен ряд новых геологических, петрологических, геохронологических и изотопно-геохимических исследований Байкало-Витимского пояса (Рыцк и др., 2018а, 2018б, 2018в; Котов и др., 2013; Андреев и др., 2015; Skuzovatov et al., 2016, 2019а, 2019б; Kröner et al., 2015 и др.), результаты которых показали, что многие сложившиеся представления о возрасте, последовательности формирования, взаимоотношениях и главных этапах формирования магматических и метаморфических комплексов БВП требуют уточнения или пересмотра. Особенно показательна в этом плане Кичерская зона БВП в Северном Прибайкалье, где в составе “нюрндукуканской толщи”, которой придается решающее значение в геодинамических реконструкциях Байкальского региона (Цыганков, 2005; Федотова и др., 2014; Гордиенко, 2019, 2021; Булгатов, 2015), оказались магматические и метаморфические породы различного возраста.

Принимая во внимание сказанное, а также учитывая актуальность проблемы выделения ранне- и позднебайкальских комплексов в ЦАОП (Ярмолюк и др., 2017 и др.), решение дискуссионных вопросов геологического строения, возраста и обстановок формирования высоко метаморфизованных структурно-вещественных комплексов Кичерской зоны приобрело ключевое значение для реконструкции тектонического развития Байкало-Витимского пояса в целом. В настоящей статье приведены новые данные о геологическом строении Кичерской зоны, результаты U-Pb геохронологического (циркон, SIMS и ID-TIMS) и Nd-изотопного исследования пород различных участков в ее пределах, включая наиболее представительные ассоциации пород нюрндукуканского комплекса, и обсуждаются тектонические обстановки формирования позднебайкальских комплексов Кичерской зоны в структуре Байкало-Витимского пояса.

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ И ОБЩЕЕ СТРОЕНИЕ БАЙКАЛО- ВИТИМСКОГО ПОЯСА

Тектоническая позиция БВП определяется его пограничным положением между краевой частью Сибирского кратона и Баргузино-Витимским супертеррейном ЦАОП (рис. 1) (Рыцк, 2020). В строении пояса его западный и восточный сегменты имеют разные внешние тектонические границы с кратоном. На большинстве геологических схем и карт эти границы показаны крупными надвигами (Гусев, Хаин, 1995; Парфенов и др., 2003; Булгатов и др., 2004 и др.), однако, согласно исследованиям (Рыцк, 2020), в западном сегменте они имеют сдвиговый характер, а в восточном — комбинированный сдвиговый с надвиговой компонентой. Краевую часть кратона в Северном

Прибайкалье представляет Маректинский выступ фундамента и система линейных рифтогенных структур Олоkitской зоны, осадочные породы и континентальные базальты которых были сформированы в возрастном диапазоне от 840 млн лет (Ковач и др., 2020) до 711 ± 6 млн лет (ID-TIMS) — 728 ± 3.4 млн лет (LA-ICP-MS) (Рыцк и др., 2002; Agiskin et al., 2013).

Анамакит-Муйский террейн, по нашим представлениям, не входит в состав Байкало-Муйского пояса (Салоп, 1964; Рыцк и др., 2007; Ярмолюк, Дегтярев, 2019 и др.), а является составной частью Баргузино-Витимского супертеррейна, образуя его северный фланг. Поэтому в настоящей статье для структур, зажатых между Сибирским кратоном и Баргузино-Витимским супертеррейном, мы используем название “Байкало-Витимский пояс”.

В Байкало-Витимском поясе совмещены ранне- и позднебайкальские структурно-вещественные комплексы. Глубоко метаморфизованные породы раннебайкальских вулканогенно-карбонатно-терригенных комплексов образуют Муйскую структурную зону, а также разобщенные тектонические блоки в восточном и западном сегментах БВП (рис. 1). Позднебайкальские комплексы новообразованной ювенильной коры и продуктов ее метаморфических преобразований выделяются в Парам-Шаманской и Каралон-Мамаканской зонах восточного сегмента, в Янской и Кичерской зонах западного сегмента БВП (рис. 1). Янская зона частично охватывает район тектонического сочленения восточного и западного сегментов в междуречье Конкудеры и Мамы и от синсдвиговых структур Кичерской зоны отделена Орколиканским блоком ранних байкалитов (рис. 1).

Как показывают новые материалы, аллохтонная и автохтонная модели формирования ранне- и позднебайкальских комплексов БВП сохраняют свою актуальность, отражая особенности крупных ранне- и позднебайкальских этапов тектонического развития Байкало-Витимского пояса.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ КИЧЕРСКОЙ ЗОНЫ

Кичерская зона БВП (Северное Прибайкалье) вытянута вдоль Верхнеангарского хребта от верховий р. Лево́й Мамы на северо-востоке до Котельниковского мыса оз. Байкал на юго-западе (400×15 –40 км), где срезается субмеридиональными структурами кратона (рис. 2). Чая-Нюрндукуканский тектонический шов отделяет Кичерскую зону БВП от раннебайкальских структур краевой части кратона и Маректинского выступа раннедокембрийского фундамента, а с внутренней юго-восточной стороны границы Кичерской зоны скрыты акваторией северной части оз. Бай-

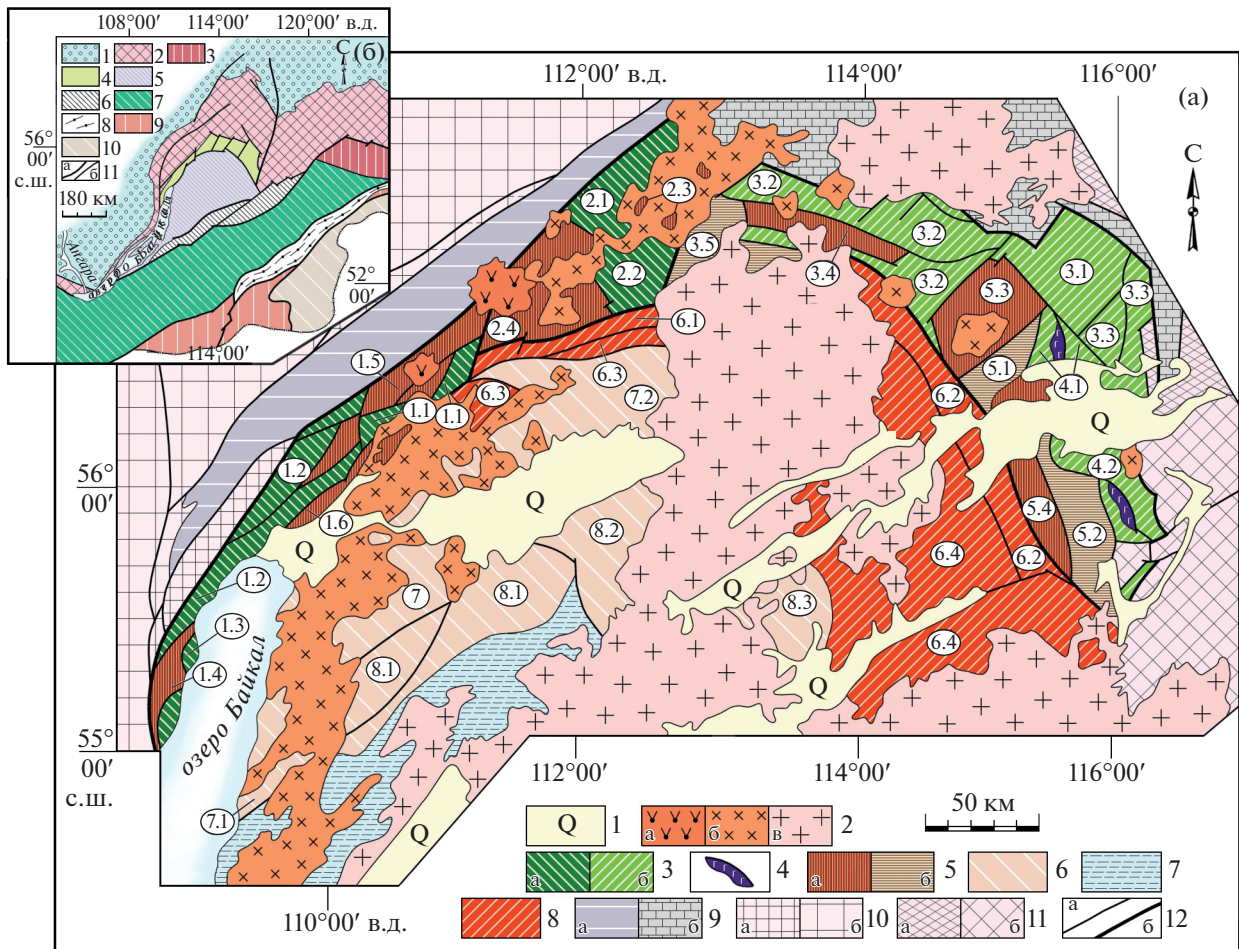
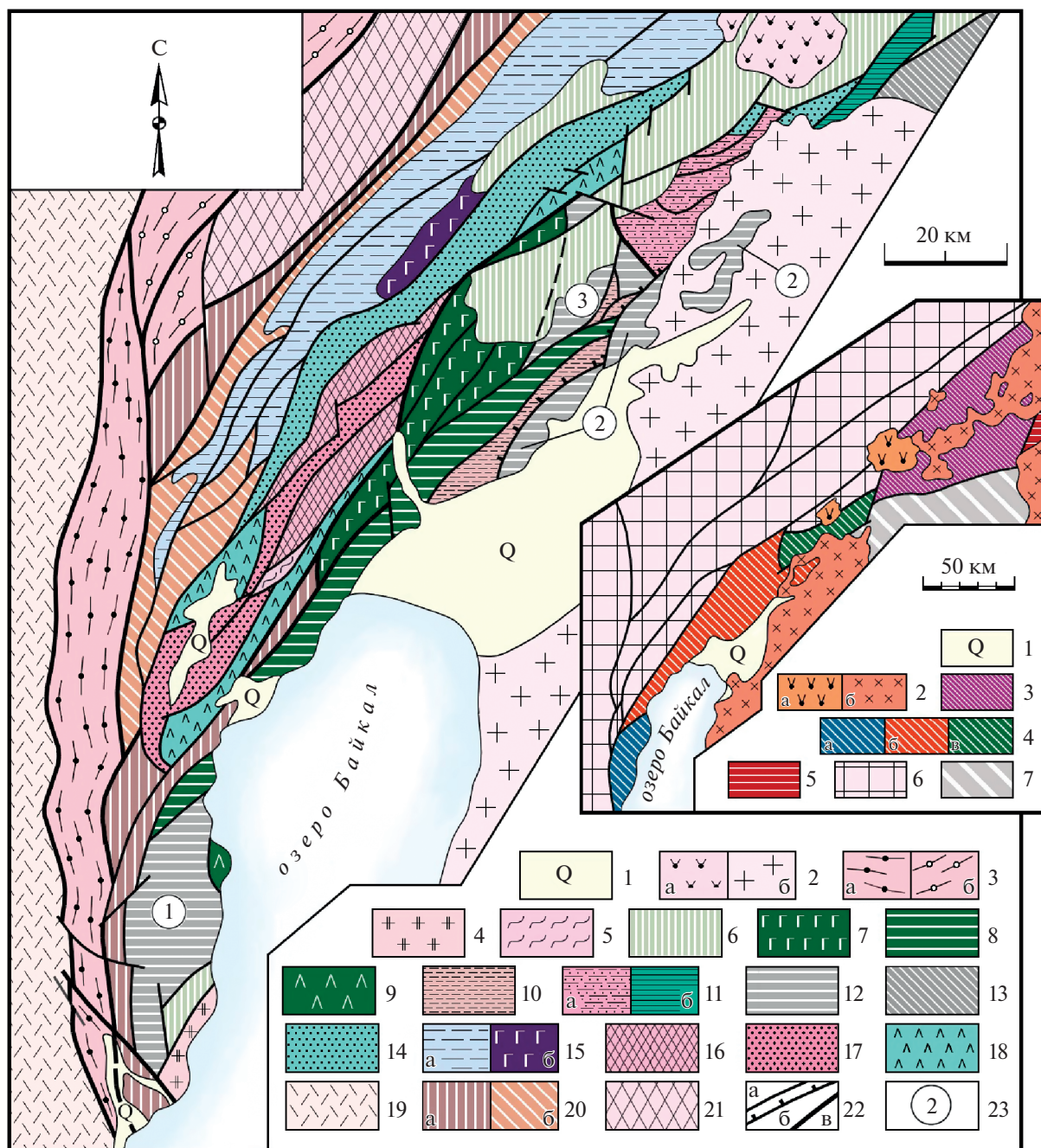


Рис. 1. Схема тектонического районирования Байкало-Витимского пояса. Составлена Е.Ю. Рыцком.

(а): 1 – четвертичные впадины Байкальской рифтовой системы; 2 – магматические комплексы позднего палеозоя – щелочной (а), монцитит-граносиенит-гранитоидные (б), граносиенит-гранитоидные (в); **Байкало-Витимский пояс** (3–5): 3 – позднебайкальские структуры западного (а) и восточного (б) сегментов; 4 – СЛМ ультрабазиты; 5 – раннебайкальские блоки метаморфических (а), терригенных и вулcano-плутонических комплексов (б); **Баргузино-Витимский супертеррейн** (ЦАОП) (6–8): 6, 7 – позднебайкальские Верхнеангарский (6) и Баргузинский (7) бассейны; 8 – раннебайкальский Анамакит-Муйский террейн; **Сибирский кратон** (9–11): 9 – раннебайкальские структуры Байкало-Патомского пояса: Олоkitская рифтогенная зона (а), Делон-Уранский осадочный бассейн (б); **Выступы фундамента** (10, 11): 10 – Маректинский (а) и Байкало-Тоновский (б), 11 – Тунгус-Дабанский (а) и Каларский (б); 12 – тектонические швы и границы (а), в том числе главные (б). Цифры в кружках – зоны, подзоны и блоки: **Байкало-Витимский пояс**. *Кичерская зона*, подзоны – северо-восточная (1.1), центральная (1.2) и юго-западная (1.3); блоки – Горемыкский (1.4), Водораздельный (1.5) и Умоликитский (1.6). *Янская зона*, подзоны – Кавергская (2.1) и Иликанская (2.2); блоки – Горбылокский (2.3) и Орколиканский (2.4). *Каралон-Мамаканская зона*, подзоны – Каралонская (3.1), Якорная (3.2) и Таллаинская (3.3); блоки – Конкудерский (3.4) и Верхнеконкудерский (3.5). *Парам-Шаманская зона*, подзоны – Парамская (4.1) и Шаманская (4.2). *Муйская зона*, блоки – Самокутский (5.1), Кедровский (5.2), Северо-Муйский (5.3) и Киндиканский (5.4). **Баргузино-Витимский супертеррейн**. Анамакит-Муйский террейн, зоны – Дзялоканская (6.1) и Келяно-Иракиндинская (6.2); блоки – Угдокитский (6.3) и Бамбукойский (6.4). *Светлинская зона* (7), подзоны – Томпудинская (7.1) и Чуро-Уклоньская (7.2); *Катера-Уакитская зона*, подзоны – Няндонинская (8.1), Катерская (8.2) и Уакитская (8.3).

(б): Схема тектонического районирования Восточной Сибири.

Сибирский кратон (1, 2): 1 – раннепалеозойский чехол, 2 – раннедокембрийский фундамент и Байкало-Патомский пояс; **Центрально-Азиатский орогенный пояс** (3–9): 3 – Джуджуро-Становой супертеррейн; 4 – Байкало-Витимский пояс; 5 – Баргузино-Витимский супертеррейн; 6 – *Байкало-Каларский* коллизивно-сдвиговый пояс; 7 – Селенгино-Западно-Становой геоблок; 8 – *Пришилкинский* коллизивно-сдвиговый пояс; 9 – Монголо-Охотский складчатый пояс. 10 – Аргунский террейн; 11 – граничные тектонические швы (а), главные разломы (б).



кал, долиной р. Кичера и позднепалеозойскими гранитоидами (рис. 2).

Основные представления о геологии Кичерской зоны сформированы в ходе ГК-200/1 (В.В. Балханов, П.В. Дедюхин), крупномасштабных съемок 60–70-х гг. (В.А. Чабаненко, В.П. Сафронов, Н.М. Мошкин, А.Г. Степин и др.), поисковых работ на редкометальное, титано-магнетитовое и Cu-Ni сульфидное оруденение (В.П. Бушуев, В.Н. Руденко, А.Г. Крапивин и др.), а также прогнозно-металлогенических работ на Pb-Zn (Е.Ю. Рыцк). Главным

объектом детальных петрологических исследований в Кичерской зоне являлись многочисленные гипербазит-базитовые массивы, для которых отмечалось сходство с фрагментами разреза кумулятивной серии офиолитов Тихама-Азир Красноморского рифта (Добрецов, 1983), либо с надсубдукционными офиолитами (Amelin et al., 1997). В итоге были выявлены и доказаны интрузивные контакты габброидов с вмещающими метаморфическими породами и все эти массивы отнесены к “раннеорогенным” образованиям (Конников и др., 1999; Цыганков, 2005). Вместе с тем условия фор-

мирования пространственной ассоциации ультрамафит-мафитовых интрузий и высокотемпературных метаморфических пород Кичерской зоны, остаются актуальным вопросом тектонических реконструкций, одно из решений которого предложено в работе (Федотова и др., 2014) на примере изучения Байкальского участка юго-западного фланга Кичерской зоны.

Большая часть Кичерской зоны в междуречье Холодная–Кичера сложена породами амфиболитовой фации (рис. 3), среди которых доминируют амфиболиты, плагиогнейсы и плагиомигматиты, включающие жильные тела тоналитов, трондjemитов и субпластовые массивы $Act + Chl + Zo \pm Bt$ диорито-гнейсов (рис. 4а, 4б) с реликтами магматического парагенезиса $Pl + Hbl(бурая) \pm Cpx(\pm Ar \pm Tm)$; символы минералов приведены по (Whitney, Evans, 2010). Геохронологические данные о возрасте метаморфизма пород этой части Кичерской зоны отсутствуют либо устарели (520–580 млн лет) (Неймарк и др., 1991).

На юго-западе Кичерской зоны, в бассейне р. Рель (рис. 3б), среди метаморфических пород амфиболитовой фации были выявлены двупироксеновые кристаллосланцы (Макрыгина и др., 1989), отвечающие НТ-ЛР гранулитам (4–6.7 кбар и 730–900°C, Лебедева и др., 2018), локализованным в небольших синсдвиговых структурах. Геологические представления о раннедокембрийском возрасте этих гранулитов (Макрыгина и др., 1993; Скублов, 1994; Конников и др., 1999 и др.) давно опровергнуты на основании геохронологических данных (Амелин и др., 2000; Kröner et al., 2015).

Традиционно метаморфические и магматические породы Кичерской зоны объединялись в нюрндукуканскую толщу (Митрофанова и др., 2010), строение которой интерпретировалось как тектонический меланж сдвиговой зоны (Цыганков, 2005).

При отсутствии стратотипического разреза (Митрофанова и др., 2010) и внутренней стратификации, выделение нюрндукуканской толщи такого состава носит условный характер. К северо- и юго-востоку от центральной части Кичерской зоны, сложенной породами амфиболитовой фации, степень метаморфизма снижается до биотитовой субфации в метавулканитах и метаосадочных породах аюлиндинской толщи (Митрофанова и др., 2010). Никаких предполагавшихся фациальных переходов (Конников и др., 1999; Цыганков, 2005 и др.) между метаосадочными породами аюлиндинской толщи и амфиболитами нюрндукуканской толщи в пределах Кичерской зоны нами не установлено.

Геологические и изотопные исследования, выполненные в последние десятилетия (Рыцк и др., 2007, 2013а, 2018б, 2018в; Андреев и др., 2015 и др.), позволили обосновать проявление в Кичерской зоне высокотемпературного метаморфизма и гранитообразования в конце раннего неопротерозоя (тония) (~755 млн лет) и в конце криогения (~630 млн лет). В результате выделены *раннебайкальские комплексы* (1.0–0.72 млрд лет), которые в пределах Кичерской зоны образуют Горемыкский, Умоликитский и Водораздельный тектонические блоки (см. рис. 1 и 2). Несмотря на сравнительно недостаточную изученность, Nd-изотопные параметры большей части пород этих блоков ($\epsilon_{Nd}(T) \leq 0$ и $T_{Nd}(DM) \geq 1.8$ млрд лет) позволяют уверенно отличать их от пород позднебайкальских комплексов ($\epsilon_{Nd}(T) \geq 0$ и $T_{Nd}(DM) \leq 1.25$ млрд лет, данные настоящей работы).

Позднебайкальские комплексы (0.72–0.54 млрд лет) являются типоморфными для Кичерской зоны и формировались в два этапа (табл. 1). В течение криогения–раннего эдиакария (0.72–0.61 млрд лет) были сформированы *гипербазитовый, нюрндукуканский мигматит-тоналит-метабазитовый и ки-*

Рис. 2. Схема геологического строения Северного Прибайкалья. Составлена Е.Ю. Рыцком по материалам геологических съемок ГК/200-1 (В.В. Балханов, П.В. Дедюхин), ГК/50 (В.А. Чабаненко, В.П. Сафронов, Н.М. Мошкин, А.Г. Крапивин и др.) и прогнозно-металлогенических исследований (Е.Ю. Рыцк).

1 – четвертичные отложения, 2 – позднепалеозойские щелочные (а) и гранитоидные (б) массивы, 3 – Даванская (а) и Миня-Кутимская (б) шовные сдвиговые зоны, 4 – гранитоиды Горячинского плутона, 5 – зеленосланцевые диафториты, 6 – терригенный комплекс позднего эдиакария; *Кичерская зона БВП* (7–12). *Позднебайкальские структуры* (7–11): 7 – Гасан-Дякитский блок, 8 – Слюдинско-Курлинская пластина в магистральной зоне деформаций главного сдвига, 9 – Богучанская пластина, 10 – Гаяндская пластина, 11 – Верхнечайский (а) и Сольский прогибы (б); 12 – *раннебайкальские* тектонические блоки БВП; 13 – Анамакит-Муйский террейн; *Крайняя часть Сибирского кратона* (14–21). *Олоkitская рифтогенная зона* (14–18): 14 – Тья-Холоднинский прогиб, 15 – Олоkitо-Мамский прогиб (а) и Довыренский плутон (б), *Маректинский выступ* (16–18): 16 – комплекс раннего докембрия; неопротерозойские грабены (17, 18); 17 – высокозрелые метаосадки авкитской свиты, 18 – зеленые сланцы тыйской свиты; Палеопротерозойские комплексы (19, 20): 19 – Аkitканский, 20 – Иловирьский амфиболит-гнейсовый (а) и карбонатно-метариолит-гнейсовый (б); 21 – *Кутимский выступ* фундамента; 22 – геологические границы (а), тектонические швы с надвиговой компонентой (б), граничные сдвиговые швы (в); 23 – цифрами обозначены *Горемыкский* (1), *Умоликитский* (2), *Водораздельный* (3) тектонические блоки;

На врезке: Схема сегментированного строения Кичерской зоны.

1 – Верхнеангарская четвертичная впадина; 2 – щелочные массивы (а) и гранитоиды (б) позднего палеозоя; 3, 4 – западный сектор БВП: 3 – Янская зона, Орколиканский и Горбылюкский тектонические блоки ранних байкалид, 4 – подзоны Кичерской зоны – юго-западная (а), центральная (б), северо-восточная (в); 5 – фрагмент восточного сектора БВП; 6 – крайняя часть кратона; 7 – Анамакит-Муйский террейн.

черский вулканогенно-осадочный комплексы, включающие единичные тела гнейсо-гранитов онколнокитского и ультрамафит-мафитовые интрузии чая-нюрндуханского комплексов (табл. 1). С поздним эдиакарием (0.61–0.54 млрд лет) связаны сводообразование, внедрение интрузий и даек адакитовых гранитов (нижнеангарский и богучанский комплексы) и образование наложенных грабен и впадин, выполненных осадочными породами холоднинской свиты *терригенного комплекса*.

Структура Кичерской зоны

Общая структура Кичерской зоны обычно сопоставлялась с крупным антиклинорием, характеризующимся покровно-складчатым строением (Цыганков, 2005 др.). Согласно нашим данным, основные черты геологического строения Кичерской зоны определяются структурными элементами, связанными с длительной эволюцией сдвиговых зон, преобразованных в ходе высокотемпературного метаморфизма в систему сложно деформированных тектонических блоков и пластин различной мощности (Котов и др., 2013), отличающихся друг от друга соотношением линейных размеров. Однако вследствие незначительного масштаба тектонического транспорта, было бы крайним упрощением полагать, что Кичерская зона представляет тот или иной вариант покровно-складчатой

структуры. Кроме этого, последние исследования показали, что Кичерская зона имеет общее латерально-сегментированное строение и значительно более сложную структуру, которая образована нестандартным сочетанием трех структурных компонентов – разобщенных раннебайкальских тектонических блоков (1), позднебайкальских автохтонных и субавтохтонных синсдвиговых (2) и складчато-надвиговых структур (3) (см. рис. 2 и 3а).

Латерально-сегментированное строение Кичерской зоны определяется структурными подзонами различного строения, сменяющимися друг друга по простиранию (рис. 2, врезка). В северо-восточной подзоне находятся фрагменты Верхнечайского и Сольского прогибов, сложенные метаосадочными толщами кичерского комплекса. В центральной подзоне преобладают метабазиты и метаосадки позднебайкальских нюрндуханского и кичерского комплексов, которым подчинены раннебайкальские толщи амфиболитов и ортогнейсов Умоликитского и Водораздельного блоков. В юго-западной подзоне (рис. 2а) преобладают раннебайкальские толщи Горемыкского блока и только вдоль береговой полосы оз. Байкал распространены метабазиты нюрндуханского комплекса (рис. 3б).

Позднебайкальский структурный каркас Кичерской зоны состоит из насыщенной бластомилонитами магистральной зоны деформаций главного сдвига и симметрично оперяющих ее тыловых областей растяжения в *Гасан-Дякитском блоке* на се-

Рис. 3. Схемы геологического строения Кичерской зоны (составлены Е.Ю. Рыцком и А.А. Андреевым с использованием геологосъемочных материалов Северо-Байкальской ГРЭ (В.П. Сафронов, А.Г. Крапивин, Н.М. Мошкин, А.Г. Степин и др.)).

(а): Центральная подзона. 1 – четвертичные отложения, 2 – палеозойские микроклиновые граниты. *Позднебайкальские образования* (3–12): *поздний эдиакарий* (3, 4): 3 – холоднинская свита (а – конгломераты; б – гравелиты, песчаники, алевролиты), 4 – адакитовые граниты нижнеангарского комплекса; *криогений–ранний эдиакарий* (5–12): 5 – ультрамафит-мафитовый интрузивный комплекс: габбро (а), габбро-диориты (б), амфиболитизированные габбро и габбронориты (в), оливинное габбро (г), перидотиты (д), реликты эндоконтактных зон (е); 6 – *Kfs* гнейсо-граниты; 7 – *кичерский комплекс*: биотитовые сланцы, метапесчаники (а), углеродистые сланцы с редкими линзами известняков (б), метабазалты (в), метапорфириты (г); *Нюрндуханский комплекс* (8–11): 8 – плагиомигматиты, тоналитовые ортогнейсы (а), аллохтонные трондьемиты и тоналиты (б); 9 – диорито-гнейсы и метадиориты; 10 – расланцованные и мигматизированные метагаббро (а), метагаббро с сохранившейся массивной текстурой (б); 11 – амфиболовые, биотит-амфиболовые, эпидот-амфиболовые сланцы (а), амфиболиты и плагиогнейсы (б); 12 – автономные тела метагипербазитов; 13 – *раннебайкальские* метаморфические комплексы Умоликитского и Водораздельного блоков. *Маректинский выступ* (14, 15): 14 – неопротерозойские осадочные толщи наложенных грабен (а – зеленые сланцы тыйской свиты, б – глиноземистые сланцы, кварциты, доломиты авкитской свиты, в – зеленые сланцы и известняки тыйской свиты), 15 – гнейсы и гнейсо-граниты раннего докембрия (а), в том числе амфиболиты (б). *Прочие обозначения.* 16 – сдвиговая система тектонических швов (а – тектониты, милониты, б – сдвиги и сдвиго-надвиги, в – граничные тектонические швы, г – то же с преобладанием надвиговой компоненты); 17 – места отбора образцов для геохронологических исследований и их номера: 1 – 28/96, 2 – 16-4/11, 3 – R14-25-1, 4 – 23-6-11, R14-22-2 и 9-10/02, 5 – 20-2/12, 6 – НА.

Врезка на схеме (а). Тектоническое районирование центральной подзоны Кичерской зоны (1–4): 1 – Холоднинский грабен; 2 – Нижнехолоднинский массив габбро; 3 – Гаяндская пластина, сложенная кичерским комплексом; 4 – Гасан-Дякитский блок (а) и Слюдинско-Курлинская (б) тектоническая свита, сложенные нюрндуханским комплексом. 5 – тектонические блоки ранних байкалид; 6 – Маректинский выступ раннедокембрийского фундамента кратона.

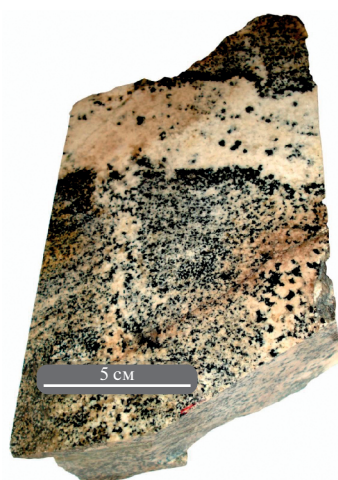
(б): Байкальский участок юго-западной подзоны. 1 – четвертичные отложения. *Позднебайкальский комплекс Богучанской тектонической пластины* (2–4): 2 – лейкократовые граниты, 3 – диориты и габбро Лударьского массива, 4 – амфиболиты, амфиболовые гнейсы, метагаббро и НТ-LP гранулиты (а), плагиомигматиты и агматиты Лударьского горизонта (б). *Раннебайкальский комплекс Горемыкского блока* (5–8): 5 – гнейсо-граниты и апогранитные бластомилониты; 6 – *Grt-Vt ± Crd ± Sil* гнейсы; 7 – гиперстеновые эндербит-чарнокитовые гнейсы, метагабброиды; 8 – амфиболиты, гнейсы. 9 – бластомилониты и тектониты; 10 – главные тектонические швы (а), надвиг на границе Богучанской пластины (б); 11 – места отбора образцов для геохронологического изучения и их номера.



(a)



(б)



(в)



(г)



(д)



(е)

веро-востоке и Горемыкском блоке на юго-западе (рис. 2 и 3а).

Преобразование первичных синсдвиговых структур в сложно деформированные тектонические блоки и пластины обусловлено позднебайкальским высокотемпературным метаморфизмом. Разномасштабные шер-зоны (shear zones) в породах

нюрундуканского комплекса, включающие пакеты изоклиальных и сжатых складок F_{n+2} , разделенные мощными зонами рассланцевания S_{n+2} , бластомилонитами и сдвиго-надвиговыми тектоническими швами (Котов и др., 2013), проявлены в Гасан-Дякитском блоке и развиты в пределах зоны главного сдвига, которая преобразована таким об-

разом в *Слюдинско-Курлинскую тектоническую пластину* (рис. 4). С юго-востока к этой пластине метабазитов по тектоническому шву примыкает *Гаяндская тектоническая пластина*, сложенная толщами метаосадочных пород и метабазитов кичерского комплекса, которые в свою очередь по надвигу перекрыты раннебайкальской толщей метаморфических пород Умоликитского блока (рис. 2 и 3а). В юго-западной подзоне Горемыкский блок также с юго-восточной стороны тектонически совмещен с *Богучанской пластиной* метабазитов нюрнудуканского комплекса (Андреев и др., 2015).

Раннебайкальские комплексы тония

В составе раннебайкальского комплекса Горемыкского блока преобладают апогранитные blastsмилониты и реоморфизованные гнейсо-граниты (755 ± 15 млн лет), которые включают тектонические линзы амфиболитов, метагабброидов, *Grt-Sil-Crd-Bt* гнейсов и эндербито-гнейсов, возраст (SHRIMP-II) магматических протолитов которых превышает ≥ 800 млн лет (Köner et al., 2015; Рыцк и др., 2018б) (рис. 3б). Условия метаморфизма пород этого комплекса отвечают амфиболитовой—гранулитовой фациям (6–8 кбар и $600\text{--}870^\circ\text{C}$, Лебедева и др., 2018).

Умоликитский и Водораздельный тектонические блоки сложены амфиболитами, плагиогнейсами и тоналитовыми ортогнейсами с возрастом 762 ± 5 млн лет (ID-TIMS данные в настоящей работе). Опубликованные ранее Sm-Nd оценки возраста по валовым образцам амфиболитов центральной подзоны 1035 ± 92 млн лет (Неймарк и др., 1991) и 907 ± 120 млн лет (Рыцк и др., 2001) следует интерпретировать как примерную оценку возраста источника.

Комплексы криогения—раннего эдиакария

В интервале криогений—ранний эдиакарий в Кичерской зоне были сформированы породы гипербазитового, нюрнудуканского мигматит-тоналит-метабазитового, кичерского вулкано-

генно-осадочного, онколнокитского гнейсо-гранитного и чая-нюрнудуканского ультрамафит-мафитового интрузивного комплексов.

Комплекс гипербазитов. Представлен редкими тектоническими линзами гипербазитов небольших размеров и тектоническими будинами гранатовых пироксенитов (Яршинский, Душкачанский, Уктинский массивы) (Цыганков, 2005), которые группируются вдоль тектонических швов магистральной зоны деформаций главного сдвига (рис. 3а). В составе этого комплекса также рассматривались гарцбургиты центрального тела Чайского ультрамафит-мафитового массива с возрастом 627 ± 25 млн лет и $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$ от +7.1 до +6.7 (Amelin et al., 1997).

Нюрнудуканский мигматит-тоналит-метабазитовый комплекс. Породы этого комплекса, по нашим данным, слагают большую часть площади центральной и частично юго-западной подзоны Кичерской зоны, определяя строение Гасан-Дякитского блока и крупных тектонических пластин.

В Слюдинско-Курлинской пластине центральной подзоны преобладают амфиболиты, амфиболовые ортогнейсы и плагиогнейсы, которые включают субпластовые тела метаморфизованных высокотитанистых габбро-норитов, анортозитов и апогаббровых blastsмилонитов, а также протяженные (до 15 км) плитообразные и реже дискордантные интрузии рассланцованных метадиоритов и метагаббро-диоритов, участвующих в складчатых деформациях и рассланцевании. Возраст формирования амфиболитов нюрнудуканского комплекса оценивался в $614 \pm 12\text{--}640 \pm 12$ млн лет (LA-ICP-MS, циркон), а возраст метадиоритов (ID-TIMS, циркон) — 641 ± 4 млн лет (Котов и др., 2013).

В Гасан-Дякитском блоке широко развиты классические теньевые и венитовые плагиомигматиты с постепенными переходами к немигматизированным амфиболитам и амфиболовым гнейсам. С плагиомигматитами ассоциируют жильные и субсогласные тела катаклазированных тоналитов и трондьемитов, в кварц-плагиоклазовом матриксе которых нередко развиты метасоматические

Рис. 4. Взаимоотношения пород позднебайкальских комплексов.

- (а) — сжатые складки F_{n+2} , ограниченные субпараллельными зонами рассланцевания S_{n+2} и blastsмилонитов (плагиогнейсы и амфиболовые гнейсы нюрнудуканского комплекса, Слюдинско-Курлинская пластина, район третьего туннеля);
 (б) — совместно деформированные диорито-гнейсы и метабазиты нюрнудуканского комплекса (Слюдинско-Курлинская пластина, район четвертого туннеля);
 (в) — пологое жильное тело тоналитов в плагиомигматитах с апофизой (?), секущей метаморфическую полосчатость вмещающих пород нюрнудуканского комплекса (Гасан-Дякитский блок, район Гула — Пьяный ключ, левый борт долины р. Холодной);
 (г) — агматиты нюрнудуканского комплекса (Богучанская пластина, мыс Лударь);
 (д) — адакитовые граниты (нижеангарский комплекс), секущие сланцеватость S_{n-2} blastsмилонитов и метаморфических пород нюрнудуканского комплекса (Слюдинско-Курлинская пластина, район второго туннеля);
 (е) — пакет даек тоналитов и адакитовых гранитов (богучанский комплекс) в замке складки (?) с субгоризонтальным шарниром в наложенной сдвиговой зоне ультрамафит-мафитового массива Тонкий мыс.

Таблица 1. Позднебайкальские комплексы Кичерской зоны: состав и последовательность формирования

Этапы и события	комплексы	Юго-западная подзона	Центральная подзона	Северо-восточная подзона	Возраст, млн лет
Поздний эдиакарий					
Зоны бластомилонитов метаморфизм <i>Snl-Ser</i> субфации	?	Горячинский плутон гранитоидов			545 ± 6
	Терригенный	Гуилгинская толща	Холодининская свита	Холодининская свита	
	Нижнеангарский		Адакитовые и пегматитовид. граниты		581 ± 2
Осадконакопление в грабенах	Богучанский	Дайки субщ габбро и адакитовых гранитов			600 ± 2–606 ± 3*
Криогений–ранний эдиакарий					
Экстумация и сводообразование	Чая-Нюрундуканский	Интрузивные массивы габбро-норитов, габбро и анортозитов	hMg/hTi		625 ± 20**
	Онколнокитский	Аллохтонные массивы <i>Kfs-Ms</i> гнейсо-гранитов		Жильные <i>Kfs</i> граниты	615 ± 3
Локальные НТ-LP гранулиты	Нюрундуканский мигматит-тоналит-метабазитовый	Жильные эндробиты, анортозиты, плагиомигматиты, агматиты, пластовые тела и дайки метагабро, <i>Amr</i> гнейсы, амфиболиты <i>Srx-Opx</i> гранулиты, эндробито-гнейсы	Тоналиты, трондлемиты, плагиомигматиты, пластовые тела и дайки метагабро, <i>Amr</i> плагиогнейсы, (\pm <i>Grt</i>) амфиболиты диорито-гнейсы	<i>Вt-Pl-Qz</i> , <i>Grt-Bt</i> , <i>Bt-Ms-Qz</i> сланцы, зеленые оргосланцы	617 ± 5 640 ± 5***
		Базальты hTi WP и MORB, hTi габбро	Габбро-диоритовые субпластовые интрузии		641 ± 4
Осадконакопление и вулканизм				Кичерский вулканогенно-осадочный комплекс	
Вулканизм в троговых прогибах	Гипербазитовый		Альпинотиновые гипербазиты		

Примечание. Серым цветом выделен нюрундуканский мигматит-тоналит-метабазитовый комплекс. * Неопубликованные авторские данные; ** Sm-Nd изохронные данные; *** литературные данные (Gröner et al., 2015).

Bt-Amp-Grt ассоциации с различно ориентированным актинолитом. На водоразделе рек Холодная—Кичера (рис. 3а) тоналиты образуют полого залегающие тела с апофизами, секущими метаморфическую полосчатость вмещающих плагиомигматитов и гнейсов (рис. 4в). Тоналиты и трондземиты относились к габбро-плагиогранитному “муйскому” интрузивному комплексу или объединялись в мигматит-плагиогранитную ассоциацию (Конников и др., 1999; Врублевская, Цыганков, 1997; Цыганков, 2005). Ранее полученные дискордантные значения возраста плагиогранитов Гасан-Дякитского блока указывают лишь на их верхнюю возрастную границу 656 ± 2 млн лет (Неймарк и др., 1995).

Богучанская пластина юго-западной структурной подзоны сложена гнейсами, амфиболитами, диоритовыми агматитами (рис. 4г) и HT-LP гранулитами, прослеженными вдоль береговой полосы оз. Байкал между мысом Лударь и мысом Тонкий (рис. 3б). Тектонический контакт Богучанской пластины с раннебайкальской метаморфической толщей маркируется высокотемпературными бластомилонитами (рис. 3б). Возраст жильных эндербитов мыса Писаный Камень составляет 617 ± 5 млн лет (ID-TIMS, циркон) (Амелин и др., 2000), а вмещающих эндербито-гнейсов — 640 ± 5 млн лет (U-Pb, циркон, SHRIMP-II) (Kröner et al., 2015). Опубликованные значения Rb-Sr возраста плагиомигматитов (577 ± 50 млн лет) и гнейсовидных аляскитовых гранитов (483 ± 56 млн лет) Байкальского участка, полученные по валовым пробам (Конников и др., 1994; Цыганков и др., 2000), не соответствуют современным геохронологическим стандартам.

В кичерский вулканогенно-осадочный комплекс нами объединены стратифицированные толщи, выделявшиеся ранее в качестве харгитуйской, кичерской (Рыцк и др., 2007) или аюлиндинской толщ (Митрофанова и др., 2010).

Эти толщи образуют Гаяндскую пластину и прослежены нами вдоль правого борта долины р. Кичеры центральной подзоны на водораздел Номама—Чая и далее в долину р. Левого Мама (рис. 2), где находятся фрагменты осадочных прогибов северо-восточной подзоны. Отдельные тектонические линзы метаосадочных пород также картируются вдоль северо-западного тектонического контакта Кичерской зоны с Маректинским выступом фундамента кратона (см. рис. 1 и 2).

Комплекс подразделяется на две толщи. Нижняя толща — это *Bt-Pl-Qz*, *Grt-Bt*, *Bt-Ms-Qz* полосчатые тонкозернистые алевросланцы, туфосланцы и метапесчаники с горизонтными известково-силикатных и углеродистых сланцев и единичными прослоями темных известняков. Верхняя толща сложена низкотитанистыми метабазальтами, которые по геохимическим характеристикам (данные на-

стоящей работы) близки амфиболитам нюрнду-канского комплекса центральной подзоны (рис. 5а, 5б) и включают редкие тела метариолитов и тонкие прослои углеродистых и зеленых сланцев. Видимая мощность составляет не менее 1.5 км.

Онколнокитский комплекс (Рыцк и др., 2018) представлен редкими жильными телами и небольшими аллохтонными массивами *Kfs* порфиробластических двуслодных и биотитовых гранатсодержащих гнейсо-гранитов, которые, согласно (Кориковский, 1987), являются синметаморфическими и обычно завершают формирование зональных метаморфических ореолов. В Северном Прибайкалье зональный метаморфический ореол дискуссионного возраста, охватывающий Кичерскую и прилегающую часть Олоkitской зоны, выделялся давно (Бороденков и др., 1987).

Ультрамафит-мафитовый чая-нюрнду-канский комплекс объединяет многофазные интрузии, в составе которых преобладают амфиболитизированные габбро-нориты, включающие редкие и небольшие тела серпентинизированных перидотитов, троктолитов и оливиновых габбро, а также дайки офитовых габбро и пикритов (Конников, 1986; Конников и др., 1999; Цыганков, 2005; Врублевская и др., 2003). В некоторых массивах (Безымянный, Холоднинский) в заметных количествах присутствуют габбро-диориты и кварцевые диориты (Леснов, 1972; Касьянов, 1973). В габбро-норитах и норитах Чайского массива местами развита наложенная низкотемпературная ассоциация *Act + Tlc ± Chl ± Cal*, а в большинстве других массивов обычны рассланцевания.

Минералогические и геохимические характеристики пород отдельных массивов весьма сильно варьируют. Характерны кокардовые текстуры, образованные крупными монокристаллами пироксена, замещенного цоизитом и хлоритом (массивы Отторженец, Слюдинский и Тонкий мыс) и в различной степени проявленная магматическая расчлененность (чередование магнезиальных габбро, лейкогаббро и анортозитов). Формирование магматических пород чая-нюрнду-канского комплекса связывается с глубинной дифференциацией толеитовых магм (Конников и др., 1999; Цыганков, 2005 и др.). Строение и морфология интрузивных массивов весьма различны. Так, массив Отторженец — это развернутый относительно вмещающих пород тектонический блок расслоенных габбро-норитов, а Чай-Безымянный массив — крупный лакколлит и его субпластовые сателлиты в поздних складчатых структурах Верхнечайского прогиба. В то же время морфология Слюдинского, Нюрнду-канского и ряда других массивов близка тектоническим макролинзам и будинам, в центральных частях которых сохраняются первичная магматическая полосчатость и массивные текстуры амфиболитиро-

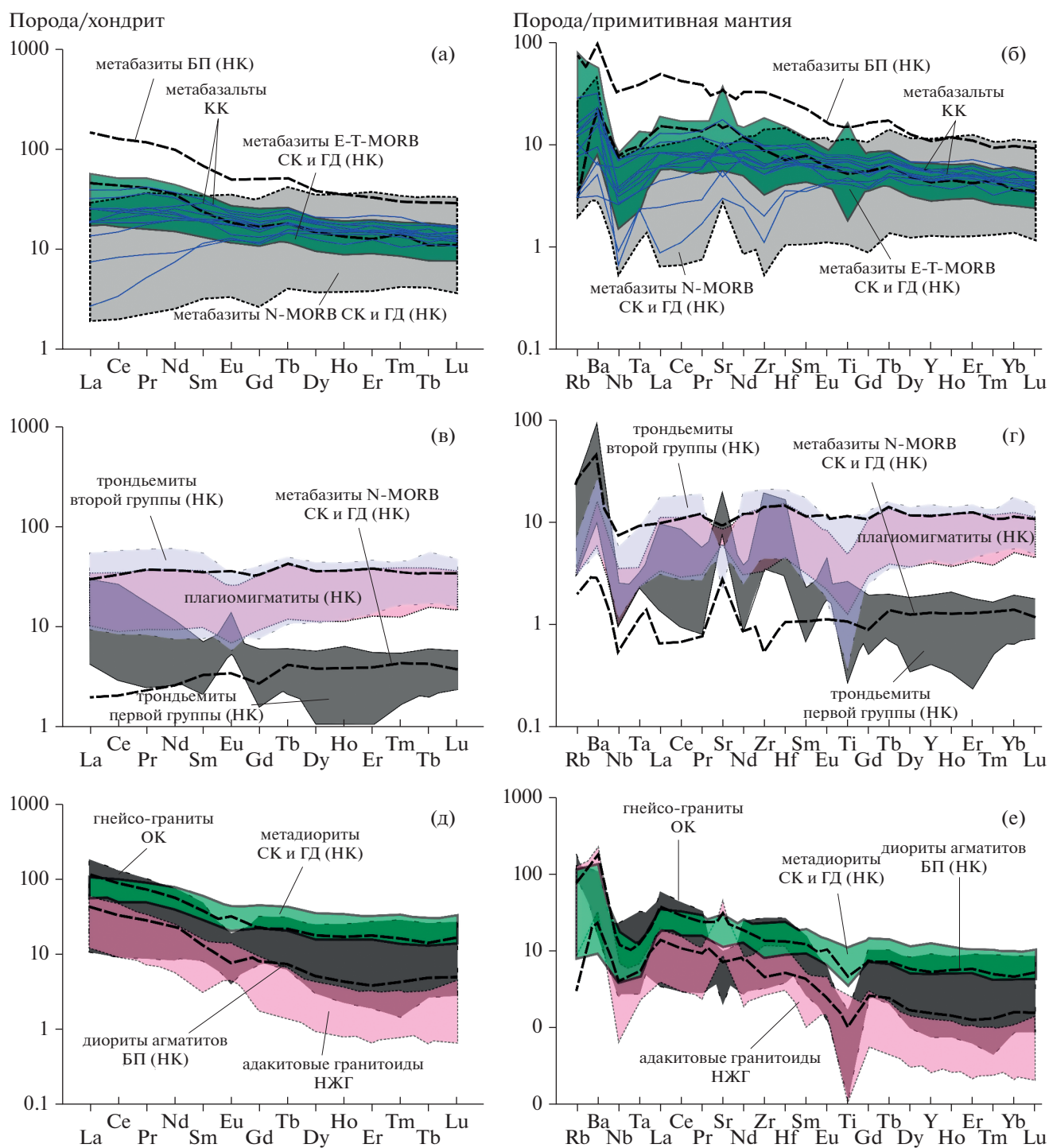


Рис. 5. Распределение микроэлементов в породах Кичерской зоны, нормированных к составам хондрита (Taylor, McLennan, 1985) (а, в, д) и примитивной мантии (Sun, McDonough, 1989) (б, г, е). БП – Богучанская пластина, СК – Слюдинско-Курлинская пластина, ГД – Гасан-Дякитский блок, НК – нюрундуканский комплекс, КК – кичерский комплекс, ОК – онколнокитский комплекс, НЖГ – нижнеангарский комплекс.

ванных габбро-норитов (Цыганков, 2005). Имеющиеся Sm-Nd оценки возраста интрузивных пород (Чайский массив – 627 ± 25 млн лет, Тонкий мыс – 585 ± 22 млн лет (Amelin et al., 1997), Слюдинский массив – 618 ± 61 млн лет (Макрыгина и

др., 1993), пегматоидное габбро Тонкого мыса – 570 ± 29 млн лет (данные авторов)) лишь с большой погрешностью указывают на эдиакарский возраст ультрамафит-мафитовых массивов чаянюрундуканского комплекса.

Комплексы позднего эдиакария

В позднем эдиакарии были сформированы нижнеангарский и богучанский комплексы адакитовых гранитов и терригенный комплекс.

Адакитовые граниты (нижнеангарский и богучанский комплексы). На адакитовые геохимические характеристики тоналитов и лейкократовых гранитов в дайках из крутозалегающей зоны наложенных сдвиговых деформаций в ультрамафит-мафитовом массиве Тонкий мыс (рис. 4е) впервые было обращено внимание в работе (Федотова и др., 2014). Для гранитов получены оценки возраста (LA-ICP-MS) 595 ± 5 млн лет (Федотова и др., 2014) и 606 ± 3 млн лет (циркон, ID-TIMS) (неопубликованные данные авторов). Возраст формирования дайки субшелочных габбро на мысе Писаный Камень синхронен с возрастом адакитовых гранитов и составляет (циркон, ID-TIMS) 600 ± 5 млн лет (Котов и др., 2013). Адакитовые характеристики также отмечены в гранитоидах Горячинского массива с возрастом 545 ± 6 млн лет (Рыцк и др., 2019).

Однако наиболее широко *Bt* и *Ms-Bt* адакитовые граниты развиты в центральной подзоне, где они слагают Нижнеангарский массив (15×2 км) и множество пластовых, жильных и дайковых тел различной мощности (первые метры) и протяженности (десятки—сотни метров), которые образуют пояс длиной более 100 км. В мощных телах наблюдается магматическая полосчатость с чередованием темно-серых порфиroidных *Bt* ($\pm Ms$) трондьемитов и массивных светло-серых *Ms* гранитов и пегматоидных лейкогранитов.

Тела адакитовых гранитов пересекают сланцеватость S_{n+2} , бластомилониты шер-зон и пакеты складок F_{n+2} вмещающих метаморфических пород (рис. 4д), а также гнейсовидные *Kfs-Ms* граниты онколнокитского комплекса. Вместе с тем проявление разнообразных наложенных синдвиговых деформаций в самих жильных гранитах обусловлено их внедрением в долгоживущую зону главного сдвига на фоне низкотемпературного метаморфизма и бластомилонитизации вмещающих метаморфических пород, в которых большая часть амфиболов представлена вторичным актинолитом, содержащим реликты магнезиальной роговой обманки и эденита, а плагиоклаз-амфиболовый матрикс нередко замещен вторичным цоизит-эпидотовым агрегатом.

Терригенный комплекс (холоднинская свита и гуилгинская толща). Состоит из толщи монотонных зеленовато-серых массивных, слоистых и кослоистых песчаников холоднинской свиты с прослоями гравелитов и редких известняков, а также базальных конгломератов, залегающих с угловым несогласием на различных метаморфических породах и содержащих их гальку. Полимиктовые и аркозовые гравелиты и пес-

чаники также содержат плохо окатанные обломки кварца и полевых шпатов, метавулканитов и гранитов. Цемент обычно представлен тонкозернистым кварц-серицит-эпидот-хлоритовым агрегатом, местами с тонкораспыленным углеродистым веществом, отвечая условиям метагенеза или *Chl-Ser* субфации зеленосланцевой фации. Возраст этих изменений в песчаниках холоднинской свиты остается не выясненным. На контакте с позднепалеозойскими гранитоидами песчаники ороговикованы и приобретают пятнистый облик за счет кордиерита. Терригенными породами комплекса мощностью не менее 2 км сложены протяженный Холоднинский грабен и небольшие наложенные впадины. К этому комплексу также отнесена гуилгинская толща зеленых метапесчаников и алевросланцев одноименного грабена, наложенного на структуры Горемыкского блока в пределах юго-западной подзоны Кичерской зоны.

ОБРАЗЦЫ ДЛЯ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКОГО И Nd-ИЗОТОПНОГО ИССЛЕДОВАНИЯ

Геохронологические исследования предшественников были сконцентрированы на изучении пород небольшого Байкальского участка юго-западной подзоны (Макрыгина и др., 1993; Конников и др., 1999; Амелин и др., 2000; Котов и др., 2013; Федотова и др., 2014; Kröner et al., 2015). В связи с этим для геохронологического и Nd-изотопного исследования в настоящей работе выбраны объекты центральной и юго-западной подзоны Кичерской зоны, в строении которых преобладают наиболее представительные ассоциации пород нюрндуханского комплекса, для которых не имеется геохронологической информации.

В юго-западной подзоне для уточнения возрастных рубежей проявления ранне- и позднебайкальских метаморфических событий нами изучены сильно измененные тектонические фрагменты эндербито-гнейсов, локализованные в раннебайкальских гнейсо-гранитах Горемыкского блока, а также диориты агматитов нюрндуханского комплекса Богучанской пластины (рис. 3б). С целью оценки возраста протолитов и высокотемпературного метаморфизма пород нюрндуханского комплекса центральной подзоны Кичерской зоны в настоящей работе приведены результаты U-Pb геохронологического исследования метадiorитов, диорито-гнейсов, плагиомигматитов и анатектических трондьемитов, а также *Kfs* гнейсо-гранитов онколнокитского комплекса и адакитовых гранитоидов нижнеангарского комплекса. Точки отбора образцов показаны на схемах (рис. 3), их координаты — в табл. 2.

Таблица 2. Полученные оценки возраста пород Кичерской зоны БВП

№ п/п	Номера образцов	Порода	Геологическое и географическое местоположение	Координаты	Возраст, млн лет				Метод, прибор	
					магм протолит среднезв	анатексис среднезв.	анатексис конкорд	метаморфизм среднезв.		
1	12-8/16	Эндербито-гнейс	Горемыкский блок, район с. Байкальское	55°21'40" 109°10'1"	823 ± 5	793 ± 5 772 ± 4	793 ± 3 772 ± 2	622 ± 2	SHRIMP-II	Конкорданные оценки возраста кристаллизации
2	R14-25-1	Диорито-гнейс	Гасан-Дякит. блок, устье руч. Шумный	56°05'20" 109°48'13"	652 ± 6			624 ± 7	SHRIMP-II	
3	23-6-11	Плагиомигматит	Гасан-Дякит. блок, левый борт р. Холодная	55°57'4" 109°42'59"	644 ± 11	627 ± 13			SHRIMP-II	
4	R14-22-2	Плагиомигматит	Гасан-Дякит. блок, левый борт р. Холодная	55°57'4" 109°43'6"	650 ± 10	627 ± 10			SHRIMP-II	
5	9-10/02	Трондьемит	Гасан-Дякит. блок, левый борт р. Холодная	55°57'7" 109°43'6"		630 ± 7			SHRIMP-II	
6	52-1/17	Диорит агматита	Богучанская пластина, мыс Лударь, оз. Байкал	55°21'33.7" 109°12'30.6"	627 ± 15			617 ± 9	SHRIMP-II	
7	28/96	Тоналитовый гнейс	Умоликитская пластина, низовья руч. Чэстен	56°06'50" 110°16'4"					ID-TIMS	762 ± 3
8	16-4/11	Метадиорит	Акуканский массив, сред. теч. руч. Акукан	55°55'50" 109°47'16"					ID-TIMS	641 ± 4
9	20-2/12	K ₂ гнейсо-гранит	Онколнокитский массив, истоки р. Нюрнлукан	55°58'48" 109°37'52.9"					ID-TIMS	615 ± 3
10	HA	Адакитовый гранит	Нижнеангарский массив, 11 км Северобайк. Дороги	55°43'24" 109°28'52"					ID-TIMS	581 ± 2

АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДИКИ

U-Pb геохронологические исследования выполнены классическим методом изотопного датирования (ID-TIMS) и локальными методами (SIMS) для отдельных зерен циркона. Разложение циркона и выделение Pb и U проводились по модифицированной методике Т. Кроу (Krogh, 1973). Для удаления поверхностного загрязнения зерна циркона обрабатывались спиртом и уксусом в ультразвуковой ванне, а затем последовательно 1M HNO₃ и 1M HCl в течение 20 мин на теплой плитке. Для изотопных исследований использовался трассер ²³⁵U-²⁰²Pb. В некоторых случаях для уменьшения степени дискордантности использовался метод предварительной кислотной обработки (Mattinson, 1994). Уровень холостого опыта за период исследований не превышал 15 пг Pb и 1 пг U. Точность определения U/Pb отношений и содержаний U и Pb составила 0.5%. Определение изотопного состава Pb и U выполнено на масс-спектрометре TRITON TI как в статическом режиме, так и при помощи счетчика ионов. Обработка экспериментальных данных проводилась с использованием программ "PbDAT" и "ISOPLOT" (Ludwig, 1991, 1999). При расчете возрастов использованы общепринятые значения констант распада урана (Steiger, Jager, 1976). Поправки на обычный свинец введены в соответствии с модельными величинами (Stacey, Kramers, 1975). Все ошибки приведены на уровне 2σ.

Изотопное датирование отдельных зерен циркона осуществлялось на ионном микрозонде SHRIMP-II в ЦИИ ВСЕГЕИ по методике (Williams et al., 1998). Для выбора участков измерения, изучения их внутреннего строения и определения генезиса зерна циркона исследовались в проходящем свете, в режимах обратно-рассеянных электронов и катодолюминесценции на сканирующем электронном микроскопе CamScan MX2500. Интенсивность первичного пучка молекулярного кислорода составляла ~3–4 нА, диаметр кратера 25 мкм при глубине 2 мкм. Обработка полученных данных производилась с использованием программы SQUID v.1.13 и v.2 (Ludwig, 2001, 2009), построение графиков с конкордией ISOPLOT/Ex v3.41b (Ludwig, 2007). Уран-свинцовые отношения нормализовались на значение 0.0668, соответствующее стандартному циркону TEMORA (Black et al., 2003). Погрешности единичных анализов (отношений и возрастов) приведены на уровне 1σ, погрешности рассчитанных средневзвешенных и конкордантных возрастов — на уровне 1σ. Для интерпретации использовались U-Pb изотопные данные, удовлетворяющие содержанию обыкновенного Pb ≤1% и с дискордантностью ≤10%.

Для определения содержаний и изотопных составов Sm и Nd навески (100 мг) растертых в пуд-

ру образцов, к которым добавляли смешанный трассер ¹⁴⁹Sm-¹⁵⁰Nd, разлагали в тefлоновых бюксах в смеси HCl + HF + HNO₃ при температуре 110°C. Полнота разложения проверялась под бинокляром. REE выделялись посредством стандартной катионообменной хроматографии на колонках смолы BioRad AG1-X8 200–400 меш, а Sm и Nd — с помощью экстракционной хроматографии на колонках LN-Spec (100–150 меш) фирмы Eichrom. Изотопные составы Sm и Nd измерялись на многоколлекторном масс-спектрометре Triton TI в статическом режиме. Измеренные отношения ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd нормализовались к отношению ¹⁴⁶Nd/¹⁴⁴Nd = 0.7219 и приводились к отношению ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd = 0.511860 в Nd стандарте La Jolla. Средневзвешенное значение ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd в Nd стандарте La Jolla за период измерений составило 0.511839 ± 7 (n = 13). Уровень холостого опыта за время исследований обычно составляет 0.03–0.2 нг для Sm, 0.1–0.5 нг для Nd. Точность определения концентраций Sm и Nd составляет ±0.5%, изотопных отношений ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd = ±0.5%, ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd = ±0.005% (2σ). При расчете величин ε_{Nd}(T) и модельных возрастов T_{Nd}(DM) используются современные значения однородного хондритового резервуара (CHUR) по (Jacobsen, Wasserburg, 1984) (¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd = 0.512638, ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd = 0.1967) и DM по (Goldstein, Jacobsen, 1988) (¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd = 0.513151, ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd = 0.21365). Для учета возможного фракционирования Sm и Nd во внутрикоровых процессах для коровых (S-тип) гранитоидов и осадочных пород рассчитаны двустадийные Nd-модельные возрасты T_{Nd}(DM-2st), используя среднекоровое отношение ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd = 0.12.

КРАТКАЯ ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД

Данные о химическом составе пород раннебайкальского комплекса Байкальского участка юго-западной подзоны были приведены ранее в (Андреев и др., 2015; Конников и др., 1999) и поэтому здесь специально не рассматриваются.

Представительные данные о составе пород позднебайкальских комплексов Кичерской зоны приведены в Supplementary², ESM_2.xlsx. Поло-

² В Дополнительных материалах к русской и английской онлайн-версиям статьи на сайтах <https://elibrary.ru/> и <http://link.springer.com/> соответственно приведены: ESM_1.pdf — Классификационные диаграммы с точками составов пород Кичерской зоны; ESM_2.xlsx — Химический состав пород Кичерской зоны БВП; ESM_3.xlsx — Результаты U-Pb геохронологических исследований циркона (ID-TIMS); ESM_4.xlsx — Результаты U-Pb геохронологических исследований циркона (SHRIMP-II); ESM_5.xlsx — Nd-изотопные данные для пород Кичерской зоны БВП.

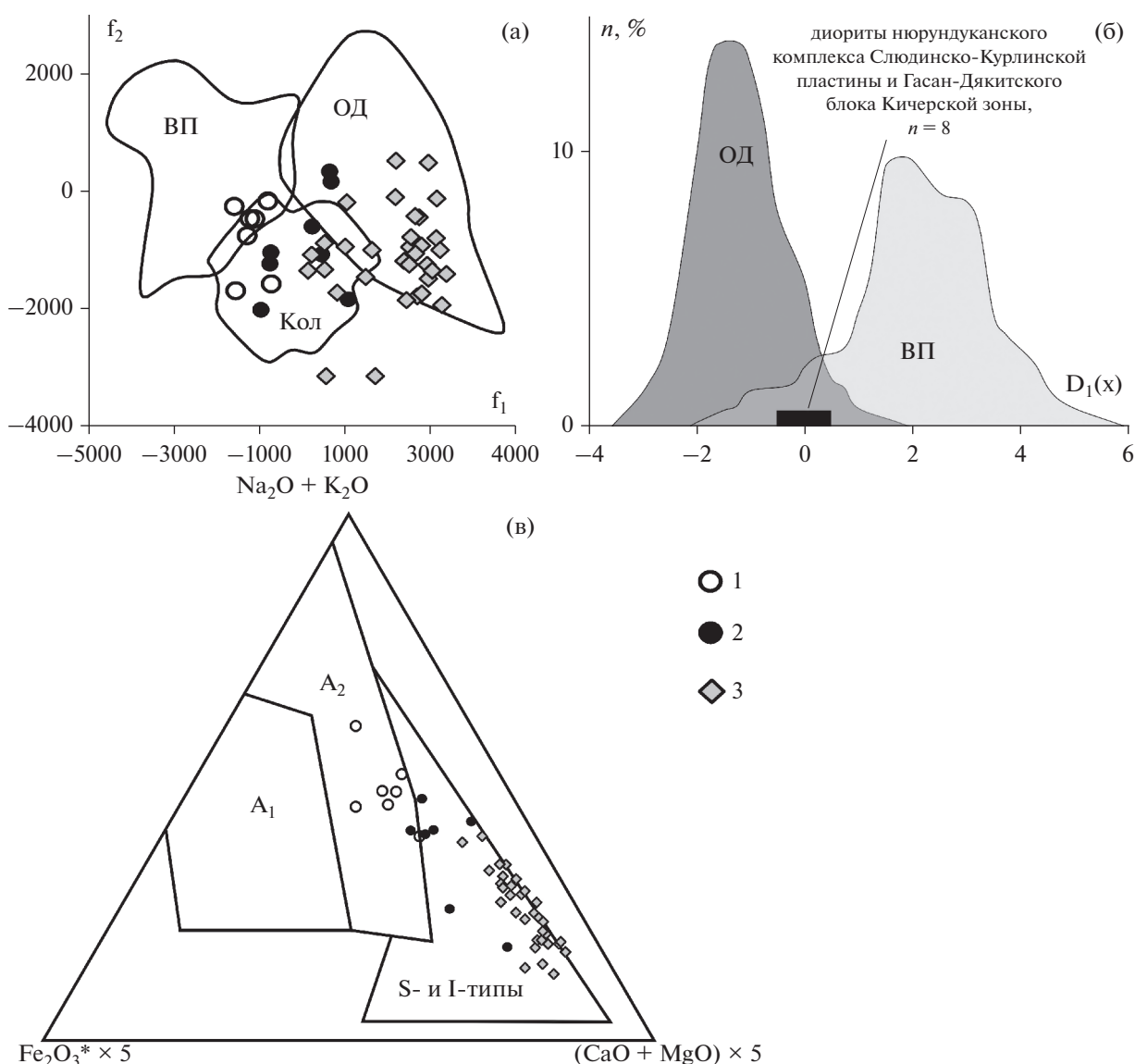


Рис. 6. Дискриминационные диаграммы с фигуративными точками составов пород Кичерской зоны Байкало-Витимского пояса.

(а) – диаграмма f_1 – f_2 (Великославинский, 2003) с фигуративными точками гранитоидов Кичерской зоны. ВП, Кол, ОД – внутриплитные, коллизионные и островодужные (субдукционные) гранитоиды соответственно.

(б) – распределение значений дискриминантной функции $D_1(x)$ – $n, \%$, разделяющей внутриплитные (ВП) и островодужные (ОД) магматические породы среднего состава (Великославинский, Крылов, 2015).

(в) – диаграмма $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{Fe}_2\text{O}_3^* \times 5 - (\text{CaO} + \text{MgO}) \times 5$ (мол. кол.) (Гребенников, 2014). A_1 – гранитоиды внутриплитных обстановок (океанические острова и континентальные рифты), A_2 – гранитоиды внутри- и окраинно-континентальных обстановок локального растяжения. I, S – гранитоиды I- и S-типов. 1, 2 – гнейсо-граниты онколнокитского комплекса: 1 – Богучанской пластины, 2 – Слюдяно-Курлинской пластины и Гасан-Дякитского блока, 3 – адakitовые гранитоиды нижнеангарского комплекса. Fe_2O_3^* – суммарное железо, пересчитанное в форму Fe_2O_3 .

жение точек составов пород позднебайкальских комплексов на классификационной диаграмме TAS показано в ESM_1a.pdf (Suppl.). Вариации содержаний элементов-примесей в породах Кичерской зоны, нормированные на состав примитивной мантии (Sun, McDonough, 1989) и хондрита (Taylor, McLennan, 1985), приведены на спайдердиаграммах (рис. 5). Ниже мы остановимся на более детальной характеристике позд-

небайкальских структурно-вещественных комплексов.

Нюрндуканский мигматит-тоналит-метабазитовый комплекс

Амфиболиты нюрндуканского комплекса представлены двумя геохимическими типами (Андреев и др., 2015). К первому типу относятся преимуще-

ственно низкотитанистые ($\text{TiO}_2 = 0.7\text{--}1.5$ мас. %) метабазиты нормальной щелочности (ESM_1a.pdf (Suppl.)) центральной подзоны Кичерской зоны. На диаграмме Йенсена (Jensen, 1976) точки составов амфиболитов этого типа располагаются преимущественно в поле высокожелезистых толеитов (ESM_1b.pdf (Suppl.)). По характеру распределения редких и редкоземельных элементов (за исключением подвижных K, Rb и Ba) среди метабазитов центральной подзоны выделяются разности, сходные с N-MORB ($(\text{La}/\text{Yb})_N = 0.3\text{--}1.3$) и T- и E-MORB (La/Yb от 1.5 до 4.3).

Ко второму геохимическому типу относятся высокотитанистые ($\text{TiO}_2 = 1.92\text{--}2.54$ мас. %) метабазиты Богучанской пластины юго-западной подзоны, которые также соответствуют преимущественно высокожелезистым толеитам нормальной щелочности (ESM_1b.pdf (Suppl.)). Для метабазитов этой группы характерно дифференцированное ($(\text{La}/\text{Yb})_N = 3.4\text{--}8$) распределение РЗЭ без Eu-аномалии ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.92\text{--}1.04$). Спектры распределения редких и рассеянных элементов характеризуются крайне незначительным Nb-Ta-минимумом и, несмотря на относительно высокое содержание TiO_2 , небольшим Ti-минимумом. Эти амфиболиты, по сравнению с амфиболитами первого типа, обогащены практически всеми РЗЭ и обладают более высокими, чем в OIB, содержаниями тяжелых РЗЭ (Ho, Er, Tm, Yb, Lu) и более низкими концентрациями Th, Nb и Ta.

Метадиориты по соотношению SiO_2 (54–60.5 мас. %) и ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) соответствуют диоритам, кварцевым диоритам и монцодиоритам. В распределении редких и рассеянных элементов отмечаются отрицательные Nd-Ta- и Ti-аномалии. В отдельных случаях фиксируется Sr-минимум или Sr-максимум. Распределение РЗЭ слабо дифференцированное ($(\text{La}/\text{Yb})_N = 1.4\text{--}5$, Eu-аномалия отсутствует ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.8\text{--}1.0$). На тектоно-магматической диаграмме (рис. 6б) составы диоритов находятся в области неопределенности между породами среднего состава внутриплитных и островодужных обстановок.

Плаггиомигматиты, тоналиты, трондьемиты. Формирование плаггиомигматитов и жильных трондьемитов в породах нюрндуканского комплекса связывается с парциальным плавлением амфиболитов (Конников и др., 1994; Цыганков, 2005). В плаггиомигматитах и трондьемитах относительно вмещающих пород наблюдаются повышенные содержания SiO_2 (57–77 мас. %), Al_2O_3 (до 16.5 мас. %) и Na_2O (до 7 мас. %). В плаггиомигматитах распределение РЗЭ слабо дифференцированное ($(\text{La}/\text{Yb})_N = 0.65\text{--}1$), а на мультиэлементной диаграмме отмечаются Ti- и небольшие Nb-Ta-минимумы. В целом спектры распределения редких и редкоземельных элементов в пла-

гиомигматитах идентичны таковым вмещающих амфиболитов, что определяется малой добавкой кислого анатектического расплава (Цыганков, 2005).

Жильные катаклазированные трондьемиты с высокими содержаниями SiO_2 (72.5–77.8 мас. %) и Na_2O (до 5.9 мас. %) при крайне низком содержании K_2O (0.02–0.54 мас. %) по геохимическим характеристикам подразделяются на две группы. В первой отмечается обогащение легкими РЗЭ ($(\text{La}/\text{Yb})_N = 1.4\text{--}14$), а также Eu- и Sr-максимумы. Согласно (Pedersen, Malpas, 1984), более фракционированное распределение легких РЗЭ относительно вмещающих метабазитов указывает на формирование трондьемитов в результате их анатексиса на пике метаморфизма.

Распределение РЗЭ в трондьемитах второй группы и во вмещающих амфиболитах, включая повышенные содержания тяжелых РЗЭ ($(\text{La}/\text{Yb})_N = 0.3\text{--}0.98$), практически одинаково. Подобное сходство принято связывать с формированием трондьемитов в ходе дифференциации базитовой магмы в магматической камере (Boney, Stampfli, 2009; Whattam et al., 2016).

Агматиты Богучанской пластины на мысе Лударь представляют собой обломки и глыбы амфиболитов, сцементированные расплавом диоритового состава. От метадiorитов центральной подзоны диориты агматитов отличаются более низкими содержаниями K_2O , TiO_2 , Rb, Zr, Hf, Y и практически всех РЗЭ за исключением La, Yb и Pr и, следовательно, более дифференцированным распределением РЗЭ ($(\text{La}/\text{Yb})_N = 4.1\text{--}13.8$).

Метабазальты кичерского вулканогенно-осадочного комплекса

Метабазальты этого комплекса являются низкотитанистыми ($\text{TiO}_2 = 0.9\text{--}1.7$ мас. %) и соответствуют высокожелезистым толеитам нормальной щелочности (ESM_1b.pdf (Suppl.)). По характеру распределения редких и редкоземельных элементов среди них выделяются метабазальты N-MORB типа с преобладанием тяжелых РЗЭ над легкими ($(\text{La}/\text{Yb})_N = 0.2\text{--}0.5$) и отсутствием Eu-аномалии, а также метабазальты с более высоким отношением легких РЗЭ к тяжелым ($(\text{La}/\text{Yb})_N = 1\text{--}2.4$), подобные базальтам E- и T-MORB типов с положительными и отрицательными Sr-аномалиями и небольшими Nd-Ta-минимумами. В целом по своим геохимическим характеристикам метабазальты кичерского комплекса близки амфиболитам нюрндуканского комплекса центральной подзоны (рис. 5а, 5б).

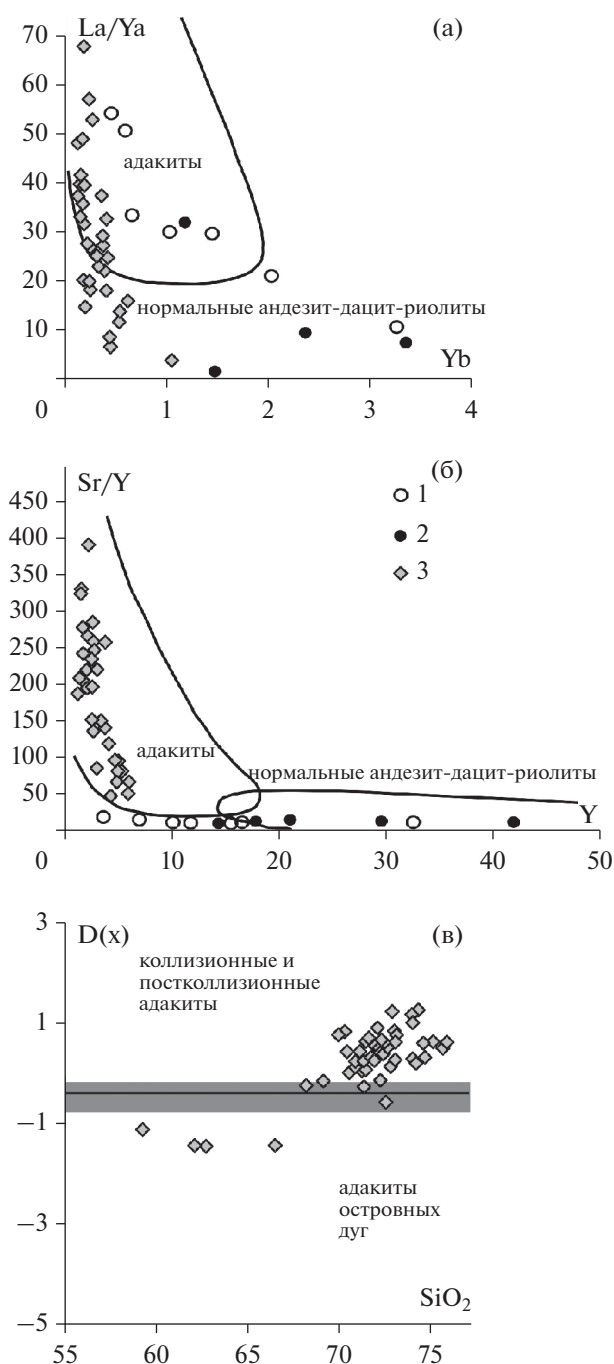


Рис. 7. Классификационные диаграммы: (а) Yb – (La/Yb) (г/т) (Castillo et al., 1999), (б) Y – Sr/Y (г/т) (Castillo et al., 1999) с полями состава адакитов и нормальных андезит-дацит-риолитов и (в) дискриминационная диаграмма SiO_2 – $D(x)$ (Великославинский и др., 2018) для геодинамической типизации островодужных, коллизионных и постколлизионных адакитов с фигуративными точками адакитовых гранитоидов Кичерской зоны. 1, 2 – гнейсо-граниты онколнокитского комплекса: 1 – Богучанской пластины и 2 – Слюдинско-Курлинской пластины и Гасан-Дякитского блока, 3 – адакитовые гранитоиды нижнеангарского комплекса.

Гнейсо-граниты онколнокитского комплекса

Составы Kfs гнейсо-гранитов в координатах SiO_2 – $(Na_2O + K_2O)$ находятся в полях гранитов и лейкогранитов нормальной щелочности, а в координатах SiO_2 – K_2O – гранитов высококалиевой серии при значении K_2O/Na_2O в среднем 1.2. Составы гнейсо-гранитов юго-западной и центральной подзон незначительно отличаются между собой. На диаграмме $(Na_2O + K_2O) - Fe_2O_3^* \times 5 - (CaO + MgO) \times 5$ (рис. 6в) гнейсо-граниты центральной подзоны находятся в области гранитов I- и S-типов, а гнейсо-граниты Богучанской пластины юго-западной подзоны – в поле A_2 -гранитов. На дискриминантной диаграмме f_1 – f_2 положение точек составов рассматриваемых гнейсо-гранитов соответствует полям внутриплитных и коллизионных гранитоидов (рис. 6а).

Адакитовые гранитоиды нижнеангарского комплекса

По соотношению SiO_2 и $(K_2O + Na_2O)$ соответствуют гранитам и лейкогранитам нормальной щелочности и значительно реже умеренно-щелочным лейкогранитам. Несмотря на широкие вариации K_2O (0.3–4.3 мас. %) для гранитоидов этого комплекса характерно преобладание Na_2O над K_2O (в среднем $K_2O/Na_2O = 0.45$). По соотношениям Yb – (La/Yb) и Y – Sr/Y (рис. 7а, 7б), низким содержаниям Y (в среднем 3.1 г/т) и Yb (в среднем 0.4 г/т) они отвечают высококремнистым ($SiO_2 > 60$ мас. %) адакитам. В распределении редких и рассеянных элементов отмечаются отрицательные Nb-Ta-, P- и Ti-аномалии и Sr-максимумы, характерны весьма низкие содержания РЗЭ ($\Sigma PZЭ = 14$ – 60 г/т), их дифференцированное распределение ($(La/Yb)_N = 4$ – 84 , в среднем – 17) и за единичным исключением – положительная Eu-аномалия (в среднем $Eu/Eu^* = 1.8$).

РЕЗУЛЬТАТЫ U-Pb ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Микрофотографии изученных цирконов в различных режимах показаны на рис. 8. Аналитические данные приведены в Supplementary: ESM_3.xlsx (ID-TIMS), ESM_4.xlsx (SHRIMP-II), на рис. 9 и 10. Полученные оценки возраста обобщены в табл. 2.

Раннебайкальские комплексы

Эндербито-гнейс Горемыкского блока. Акцессорный циркон (обр. 12-8/16) представлен короткопризматическими ($K_{удл} = 1.5$ – 2), идиоморфными и субидиоморфными зернами и их обломками размером 150–400 мкм. Крайне редко встречаются

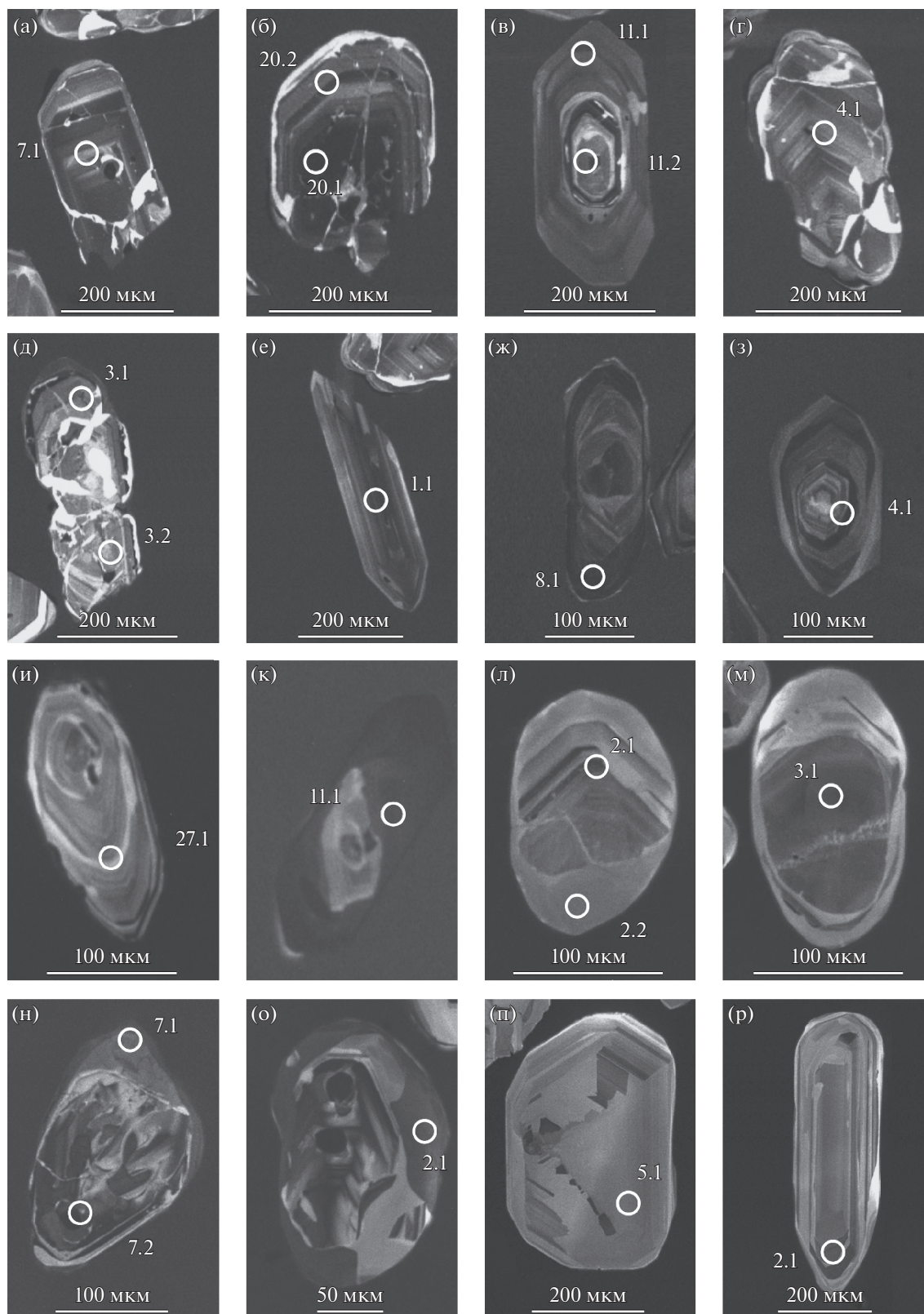


Рис. 8. Представительные микрофотографии цирконов в режиме катодолуминесценции. (а, б, в, г, д, е) – эндробито-гнейс (обр. 12-8/16); (ж, з) – диориты агматитов (обр. 52-1/17); (и, к) – диорито-гнейс (обр. R14-25-1); (л, м) – плагиомигматит (обр. R14-22-2); (н, о) – плагиомигматит (обр. 23-6-11); (п, р) – трондьемит (анатектит) (обр. 9-10/02).

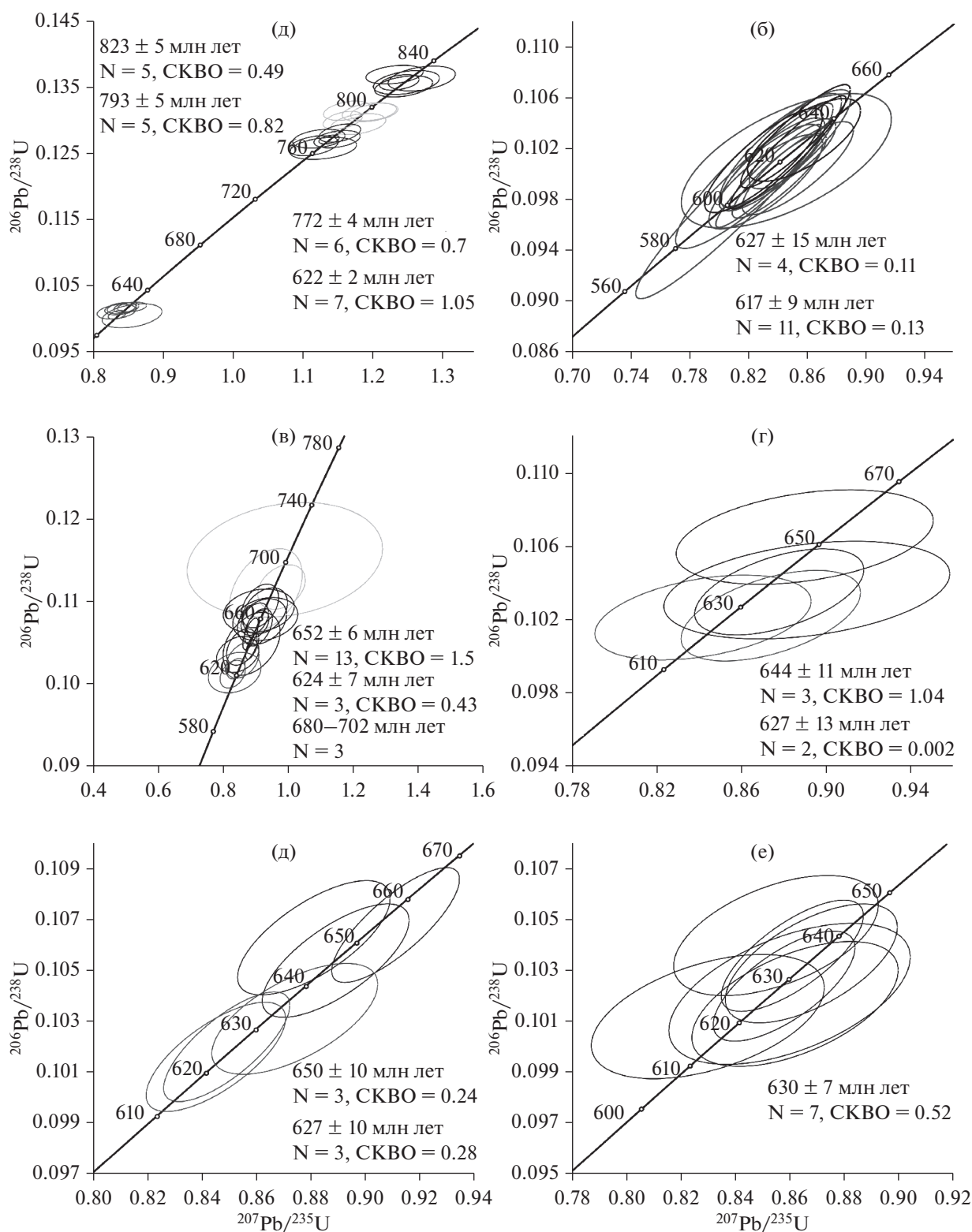


Рис. 9. Диаграммы с конкордией (SHRIMP-II).

(а) – эндербито-гнейс (обр. 12-8/16), (б) – диориты агматитов (обр. 52-1/17), (в) – диорито-гнейс (обр. R14-25-1), (г) – плагиомигматит (обр. R14-22-2), (д) – плагиомигматит (обр. 23-6-11), (е) – трондьемит (обр. 9-10/02).

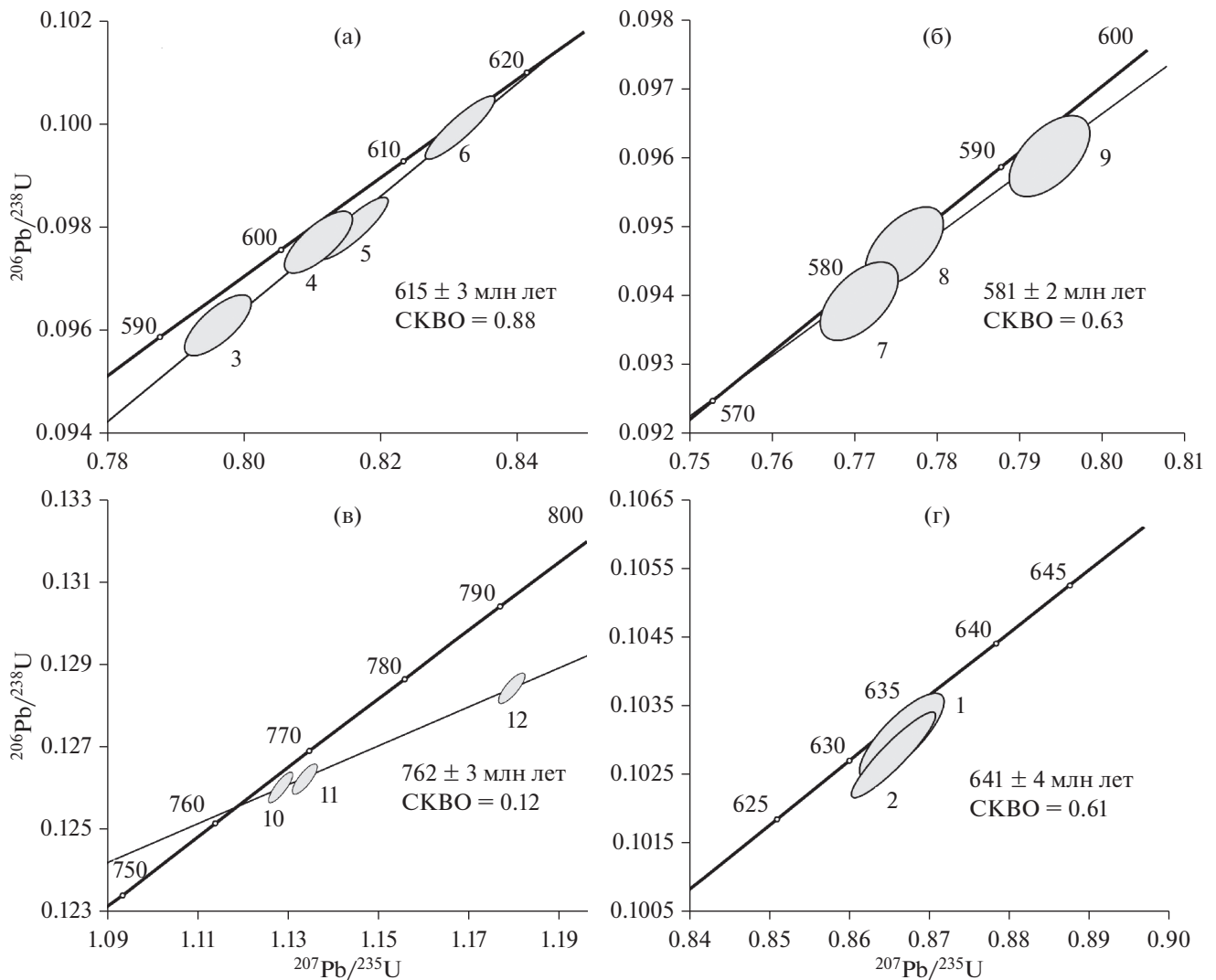


Рис. 10. Диаграммы с конкордией (ID-TIMS).

(а) – двуполевошпатовый гнейсо-гранит (обр. 20-2/12), (б) – адakitовый гранит (обр. НА), (в) – тоналитовый гнейс (обр. 28/96), (г) – метадiorит (обр. 16-4/11). Цифрами у серых эллипсов отмечены номера образцов/навесок циркона, указанных в ESM_3.xlsx (Suppl.).

ся длиннопризматические однородные кристаллы циркона ($K_{удл} = 2.5$) и их обломки.

Зерна циркона состоят из ядер и одной или двух оболочек (рис. 8а–8е). Ядра интенсивно корродированы, в режиме катодолуминесценции (КЛ) характеризуются осцилляторной зональностью, в них содержатся первичные раскристаллизованные расплавные включения, что свидетельствует о магматической природе ядер. В некоторых ядрах отмечаются трещины с многочисленными вторичными флюидными включениями и, реже, вторичными расплавными, полностью раскристаллизованными включениями.

Внутренние серые и бесцветные в проходящем свете оболочки в режиме КЛ обычно также характеризуются осцилляторной зональностью и со-

держат многочисленные субмикроскопические флюидные и единичные расплавные раскристаллизованные включения. В некоторых зернах ядра соответствуют первой или второй внутренним оболочкам цирконов (рис. 8е). Внешняя поверхность внутренних оболочек корродирована и часто насыщена флюидными включениями. Внешние оболочки, придающие циркону идиоморфный облик, иногда не сплошные, а представлены наростами, которые содержат только первичные флюидные включения, свидетельствующие об их метаморфической природе. Таким образом, изучение оптических характеристик циркона и его внутреннего строения в режиме КЛ, включений минералообразующих сред и характера границ между ядрами и оболочками позволяет уверенно диагностировать магматические ядра, которые,

очевидно, отвечают протолиту эндербито-гнейса, а также внутреннюю анатектическую и внешнюю метаморфическую оболочки, сформированные в результате высокотемпературных метаморфических преобразований.

Всего выполнено 34 изотопных анализа (ESM_4.xlsx (Suppl.)), из которых исключено 11 (дискордантные данные и результаты анализа смесей ядер и оболочек). На диаграмме с конкордией (рис. 9а) геохронологические данные группируются в четыре кластера.

Совпадающие средневзвешенная и конкордантная оценки $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраста 823 ± 5 млн лет наиболее древнего кластера (№№ 50–54 в ESM_4.xlsx (Suppl.)), представленного магматическими ядрами циркона, интерпретируются как возраст протолита эндербито-гнейса. U-Pb данные для анатектического циркона (№№ 55–65 в ESM_4.xlsx (Suppl.)) группируются в два незначительно перекрывающихся кластера (№№ 55–59 и 60–65 в ESM_4.xlsx (Suppl.)), рис. 9а) с оценками $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраста 793 ± 5 и 772 ± 4 млн лет (ESM_4.xlsx (Suppl.)). Четвертый самый молодой и наиболее выраженный кластер (№№ 66–72 в ESM_4.xlsx (Suppl.)), рис. 9а) соответствует преимущественно циркону внешних оболочек и однородному длиннопризматическому циркону. Средневзвешенная и конкордантная оценки $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраста 622 ± 2 млн лет и 622 ± 1 млн лет соответственно интерпретируются как возраст наложенного позднебайкальского метаморфизма.

Тоналитовый ортогнейс Умоликитского блока. Циркон (обр. 28/96) представлен субидiomорфными прозрачными и полупрозрачными кристаллами розового цвета призматической формы. Размер зерен 40–300 мкм, $K_{\text{удл}} = 1.3\text{--}2.5$. Грани призмы скруглены, а их поверхности ровные и блестящие. Отмечаются реликты переработанных ядер. U-Pb исследования (ID-TIMS) выполнены для трех навесок наиболее прозрачных и идиоморфных зерен циркона магматического происхождения, отобранных из размерных фракций >100 мкм и <60 мкм (№ 10–12, ESM_3.xlsx (Suppl.)). В результате аэроабразивной обработки из двух навесок циркона было удалено соответственно около 10 и 50% его вещества (№№ 11 и 12, ESM_3.xlsx (Suppl.)). Неабрадированный циркон (№ 10, ESM_3.xlsx (Suppl.)) характеризуется незначительной (0.6%) дискордантностью U/Pb отношений, однако циркон, подвергнутый аэроабразивной обработке, отличается от необработанного циркона более древним значением возраста ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 780–827 млн лет), что, по-видимому, обусловлено присутствием в этом цирконе унаследованного компонента радиогенного свинца, связанного с реликтами ядер. Нижнее пересечение дискордии, рассчитанной для точек состава исследованного циркона, соответствует возрасту 762 ± 3 млн лет

(верхнее пересечение – 2006 ± 220 млн лет, СКВО = 0.12) (рис. 10в), которое принимается в качестве оценки возраста кристаллизации ортогнейса.

Позднебайкальские комплексы

Нюрундуканский мигматит-тоналит-метабазитовый комплекс

Метадиориты. Акцессорный циркон, выделенный из метадиорита (обр. 16-4/11) Акуканского массива, представлен идиоморфными и субидiomорфными в основном длиннопризматическими прозрачными и розовыми кристаллами размером 85–500 мкм, $K_{\text{удл}} = 3.0\text{--}5.0$. В режиме КЛ наблюдается магматическая зональность. Для U-Pb исследования (ID-TIMS) использованы две микронавески наиболее прозрачных идиоморфных кристаллов циркона (№ 1, 2, ESM_3.xlsx (Suppl.)). Точки изотопного состава этого магматического циркона располагаются практически на конкордии (дискордантность 1–2%) (рис. 10г), а среднее значение возраста, рассчитанное по изотопному отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, составляет 641 ± 4 млн лет (СКВО = 0.61) и принимается в качестве оценки возраста кристаллизации диоритов.

Циркон из диорито-гнейса рч. Шумный (обр. R14-25-1) представлен субидiomорфными, реже идиоморфными, бесцветными кристаллами размером 15–120 мкм и $K_{\text{удл}} = 1\text{--}2.5$. Обычно в них наблюдаются резорбированные ядра с магматической зональностью (в режиме КЛ) и расплавленными раскристаллизованными включениями. Оболочки различной толщины однородные, серые в режиме КЛ и содержат только флюидные включения углекислоты (рис. 9и–9к). Больше половины из 40 полученных оценок возраста соответствуют смесям пограничных магматических ядер и метаморфических оболочек. Средневзвешенное значение $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраста для магматических ядер составляет 652 ± 6 млн лет ($n = 13$, СКВО = 1.5), а средневзвешенное значение возраста метаморфических оболочек – 624 ± 7 млн лет ($n = 3$, СКВО = 0.43) (ESM_4.xlsx (Suppl.); рис. 9в). Три ксеногенных ядра имеют близкие значения возраста (680 ± 19 и 702 ± 26 млн лет). Таким образом, оценки возраста метадиоритов Акуканского массива составляют 641 ± 4 млн лет и диорито-гнейсов устья рч. Шумный – 652 ± 6 млн лет, получены различными методами, в рамках погрешности практически одинаковы.

Плагиомигматиты. Морфология и внутреннее строение циркона из двух изученных образцов плагиомигматитов (обр. 23-6-11 и обр. R14-22-2) практически одинаковы. Циркон представлен полупрозрачными, бесцветными, субидiomорфными призматическими кристаллами длиной 100–250 мкм ($K_{\text{удл}} = 1.2\text{--}2.0$), в которых наблюдаются корроди-

рованные ядра с фрагментами осцилляторной зональности и раскристаллизованными, часто декрепитированными расплавленными включениями. Оболочки в режиме КЛ имеют более светлую окраску и более грубую, чем в ядрах зональность (рис. 8л–8о), и содержат как расплавленные, так и флюидные первичные включения.

U–Pb данные (SHRIMP-II) получены для 19 зерен циркона (ESM_4.xlsx (Suppl.), рис. 9г–9д). Средневзвешенные значения $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраста зональных магматических ядер циркона для двух образцов составляют 644 ± 11 млн лет ($n = 3$, СКВО = 1.04) и 650 ± 10 млн лет ($n = 3$, СКВО = 0.24) соответственно, отвечая возрасту магматического протолита плагиомигматитов. Средневзвешенные оценки $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраста метаморфических (анатектических) оболочек циркона составляют 627 ± 13 млн лет ($n = 2$) и 627 ± 10 млн лет ($n = 3$) (см. табл. 2).

Жильный трондьемит. Циркон (обр. 9-10/02) представлен длиннопризматическими, идиоморфными и бесцветными кристаллами длиной 100–800 мкм и $K_{\text{удл}} = 2-8$. Они состоят из ядер с осцилляторной зональностью и тонких (шириной менее 2–5 мкм) незональных оболочек (рис. 8п, 8р). Ядра магматические или, возможно, анатектические – содержат раскристаллизованные первичные расплавленные включения. $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраст десяти ядер магматического и, вероятно, анатектического циркона (SHRIMP-II) (ESM_4.xlsx (Suppl.); рис. 9е) – $622 \pm 9-640 \pm 9$ млн лет, а средневзвешенное значение составляет 630 ± 7 млн лет ($n = 7$, СКВО = 0.52) и соответствует возрасту плагиомигматизации и анатексиса метабазитов.

Диориты агматитов. Циркон (обр. 52-1/17) представлен преимущественно идиоморфными и субидиоморфными кристаллами длиной 130–400 мкм ($K_{\text{удл}} = 1.3-4.2$), состоящими из коричневатых ядер с фрагментами осцилляторной зональности и бесцветных также зональных в режиме КЛ оболочек (рис. 8ж, 8з). В ядрах наблюдаются декрепитированные расплавленные включения, а в оболочках обычные флюидные включения и единичные полностью раскристаллизованные расплавленные, недекрепитированные включения. Оценки возраста (SHRIMP-II) (ESM_4.xlsx (Suppl.); рис. 9б) получены для четырех ядер и 11 оболочек. Средневзвешенные значения $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраста зональных магматических ядер 627 ± 15 млн лет и оболочек 617 ± 9 млн лет в рамках погрешности не отличаются друг от друга и отвечают возрасту магматического протолита и его метаморфизма.

Двуполевошпатовые гнейсо-граниты онколито-китского комплекса. Циркон (обр. 20-2/12) представлен идиоморфными прозрачными светло-желтыми призматическими кристаллами размером 50–150 мкм и $K_{\text{удл}} = 2-2.5$. В режиме КЛ наблюдается тонкая магматическая зональность, а в проходя-

щем свете в некоторых кристаллах выявлены унаследованные ядра. Полученные (ID-TIMS) точки изотопного состава наиболее прозрачных идиоморфных кристаллов циркона из размерных фракций 50–85, 85–100 и >100 мкм с предварительной кислотной обработкой последней фракции в течение двух часов аппроксимируются дискордией, верхнее пересечение которой с конкордией соответствует возрасту 622 ± 12 млн лет (нижнее пересечение равно 253 ± 240 млн лет, СКВО = 1.8). Конкордантное значение возраста (№ 6, ESM_3.xlsx (Suppl.)) составляет 615 ± 3 млн лет (СКВО = 0.88, вероятность конкордантности 0.35) (рис. 10а) и принимается как оценка возраста кристаллизации протолита гнейсо-гранита.

Адакитовые граниты Нижнеангарского комплекса. Циркон из типичных лейкократовых *Bt-Ms* адакитовых гранитов Нижнеангарского массива (обр. НА) представлен субидиоморфными, идиоморфными, прозрачными и полупрозрачными кристаллами розового и рыжеватого цвета, призматического и длиннопризматического облика с тонкой зональностью в режиме КЛ. Иногда встречаются полупрозрачные субидиоморфные зерна с замутненными ядрами неправильной формы и следами резорбции. Размер кристаллов варьирует от 30 до 150 мкм, $K_{\text{удл}} = 2.5-3.5$. Полученные оценки $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраста (ID-TIMS) конкордантны или незначительно дискордантны (ESM_3.xlsx (Suppl.)), а конкордантная оценка возраста кристаллизации родоначальных для этих гранитоидов расплавов составляет 581 ± 2 млн лет (СКВО = 0.63, вероятность конкордантности 0.43) (рис. 10б).

РЕЗУЛЬТАТЫ Nd-ИЗОТОПНОГО ИССЛЕДОВАНИЯ

Полученные Nd-изотопные данные приведены в ESM_5.xlsx (Suppl.) и на рис. 11. В координатах $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}-^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ точки изотопных составов пород ранне- и позднебайкальского комплексов образуют непересекающиеся кластеры (рис. 11в). Гнейсо-граниты и эндербито-гнейсы раннебайкальского комплекса Горемыкского блока характеризуются низкими отрицательными значениями $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ (ESM_5.xlsx (Suppl.); рис. 11а) и палеопротерозойскими значениями $T_{\text{Nd}}(\text{DM})$ (1.81–2.03 и 2.3–2.5 млрд лет), что предполагает участие раннедокембрийской континентальной коры кратона в источнике этих магматических пород. Породы позднебайкальских комплексов имеют только положительные значения $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ (ESM_5.xlsx (Suppl.); рис. 11а) и мезо-неопротерозойские значения $T_{\text{Nd}}(\text{DM})$ (рис. 11б). Положение точек изотопных составов пород позднебайкальских комплексов на диаграмме $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}-^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ аппроксимируется эрохроной, отвечающей возрасту 931 ± 54 млн лет (рис. 11в).

Для пород позднебайкальского *нюрндуханского* комплекса характерны существенные вариации Nd-изотопного состава. Метабазиты MORB-типов центральной подзоны Кичерской зоны включают две группы различного Nd-изотопного состава. Метабазиты первой группы характеризуются наиболее высокими $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.2012\text{--}0.2575$ и значениями $\epsilon_{\text{Nd}}(665)$, варьирующими от +6.8 до +9.7. Для метабазитов второй группы, включая продукты их метаморфического преобразования (плагиомигматиты и тоналиты-трондjemиты), значения $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1783\text{--}0.1944$, а $\epsilon_{\text{Nd}}(665)$ варьируют от +6.7 до +7.5. Подобные различия в Nd-изотопном составе могут быть обусловлены различной глубиной и степенью плавления деплетированного мантийного источника.

В отличие от метабазитов, в метадiorитах и диорито-гнейсах центральной подзоны Кичерской зоны отмечаются коровые $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ отношения и умеренно высокие значения $\epsilon_{\text{Nd}}(640) = +4.6\text{...}+5.9$ при $T_{\text{Nd}}(\text{DM}) = 900\text{--}1093$ млн лет, что может указывать на участие в формировании исходных расплавов диоритов DM-источника, контаминированного древней корой.

Высокотитанистые метабазиты юго-западной подзоны с “внутриплитными” геохимическими характеристиками, отличаются от метабазитов MORB-типов центральной подзоны Кичерской зоны коровыми $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ отношениями (0.1307–0.1409), низкими положительными значениями $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$, варьирующими от +2.7 до +5.0 при $T_{\text{Nd}}(\text{DM}) = 1.0\text{--}1.29$ млрд лет (см. ESM_5.xlsx (Suppl.); рис. 11а). Nd-изотопный состав жильных эндебритов и чарнокитов, а также диоритов агматитов не отличается от вмещающих их метабазитов. Учитывая внутриплитную геохимическую специфику магматических пород юго-западной подзоны, можно полагать, что в их источниках присутствовал обогащенный плюмовый компонент и древнекоровый материал.

Таким образом, породы нюрндуханского комплекса представляют позднебайкальскую ювенильную кору Кичерской зоны, испытавшую метаморфизм и анатексис. Вариации изотопных составов пород ювенильной коры, образованной за счет DM-источников с участием обогащенных компонентов, обусловлены также контаминацией мантийных источников древнекоровым материалом.

Метаосадочные породы *кичерского* комплекса характеризуются широким диапазоном $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1286\text{--}0.1830$, положительными значениями

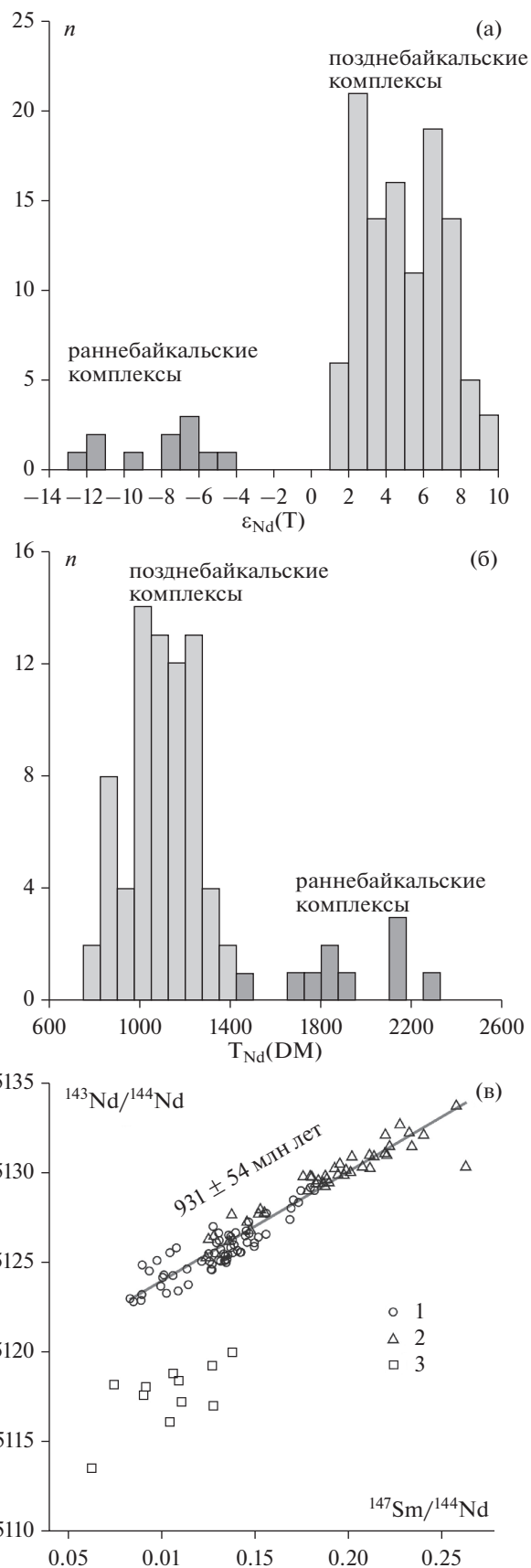


Рис. 11. Гистограммы распределения величин $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$ (а), модельного возраста $T_{\text{Nd}}(\text{DM})$ (б) и график в координатах $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}\text{--}^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (в) пород ранне- и позднебайкальских комплексов. 1, 2 – нюрндуханский комплекс: 1 – юго-западная подзона, 2 – северо-восточная подзона; 3 – раннебайкальский комплекс.

$\epsilon_{Nd}(665) = +4.7...+2.8$ (реже от +5.7 до +6.9) и вариациями модельного возраста $T_{Nd}(DM)$ в двух интервалах со средними значениями 1336 и 1080 млн лет. Эти характеристики изотопного состава биотитовых и углеродистых сланцев обусловлены смещением ювенильных и древнекоровых компонентов, поступавших в бассейн осадконакопления при размыве палеобортов рифтогенного прогиба. Радиогенный Nd-изотопный состав метаосадков может быть также связан с примесью в них тонкой вулканокластике или туфогенного материала.

Изотопный состав Nd метабазальтов и метариолитов кичерского комплекса близок к изотопному составу метабазитов нюрндукуанского комплекса центральной подзоны, отличаюсь несколько меньшими значениями $\epsilon_{Nd}(T) = +5.4...+6.3$. Резко отличный изотопный состав одного образца метариолита, очевидно, связан со значительной контаминацией исходного расплава материалом древней коры.

Гнейсо-граниты *онколнокитского* комплекса имеют коровые и более низкие $^{147}Sm/^{144}Nd$ отношения, $\epsilon_{Nd}(615) = +4.1...+6.5$ и от +1.5...+2.2 соответственно, а $T_{Nd}(DM-2st) = 0.8-1.07$ млрд лет, что свидетельствует о формировании исходных расплавов за счет частичного плавления пород раннебайкальских комплексов, находившихся на значительной глубине.

Адакитовые граниты, диориты и тоналиты позднего этапа (*нижнеангарский и богучанский* комплексы) характеризуются пониженными $^{147}Sm/^{144}Nd$ отношениями (в среднем 0.1074), невысокими положительными значениями $\epsilon_{Nd}(T)$ от +2.0 до +5.7 и модельным возрастом $T_{Nd}(DM-2st) = 1166-864$ млн лет, которые указывают на формирование исходных расплавов за счет ювенильного DM-источника с участием древнекорового компонента.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Новые геохронологические и Nd-изотопные данные позволяют обсудить возрастные границы ранне- и позднебайкальских комплексов Кичерской зоны и возможные тектонические обстановки их формирования.

Геохронологические ограничения возраста позднебайкальских комплексов

Полученные изотопные оценки возраста обобщены в табл. 2. Дополнительное изучение древнекоровых эндрбито-гнейсов Байкальского участка юго-западной подзоны Кичерской зоны показало, что наиболее ранние структурно-метаморфические преобразования протолитов магматических пород Горемыкского блока с возрастом 823 ± 5 млн лет проявились в период $755 \pm 15-793 \pm 5$ млн лет (кластеры конкордантных значений $^{206}Pb/^{238}U$ возраста внутренних метаморфических оболочек

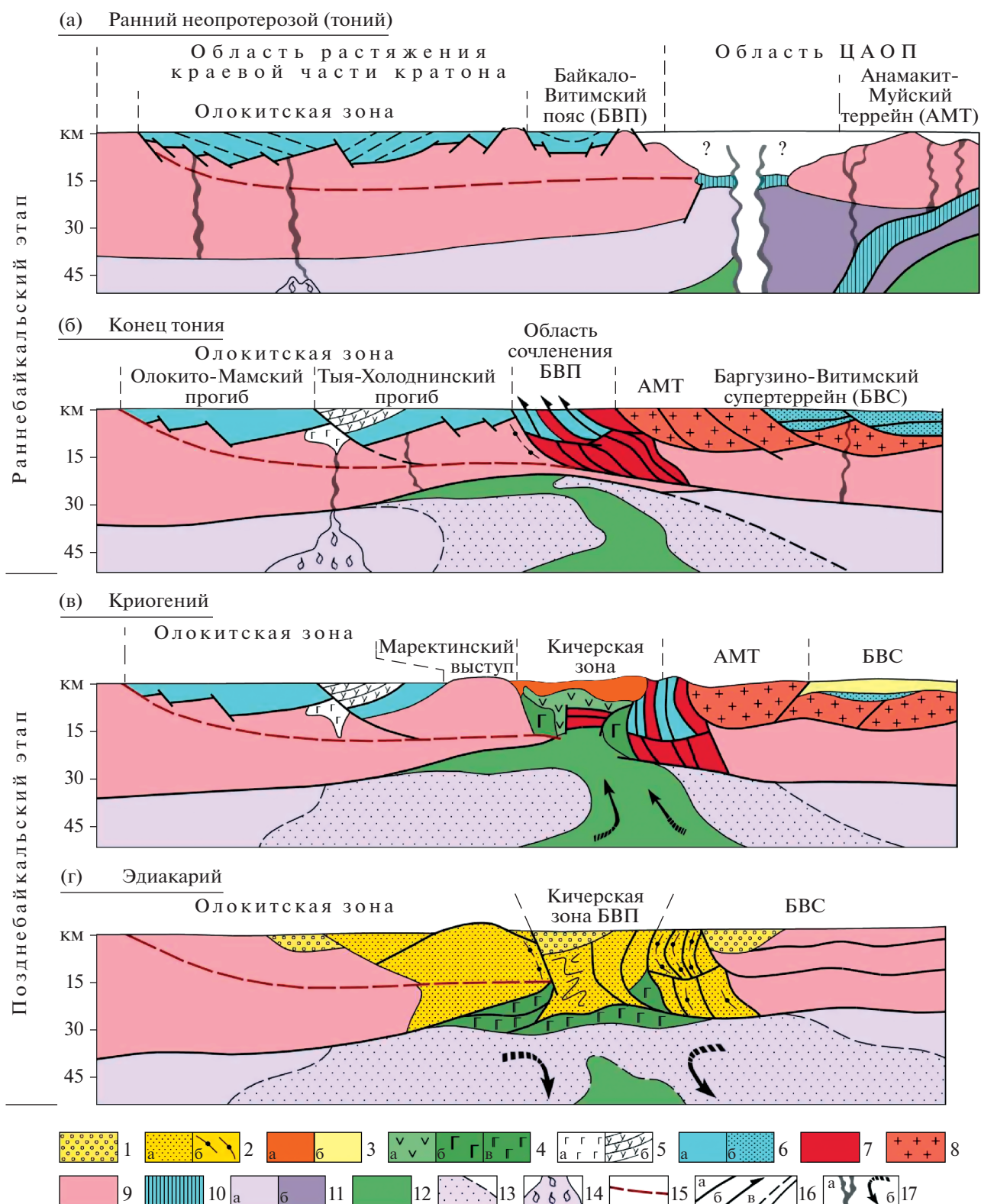
и магматических цирконов в обр. 12-8/16) и были подвержены позднебайкальской метаморфической ремобилизации на рубеже 622 ± 14 млн лет. Близкий кластер в интервале 780–730 млн лет был получен для метаморфического циркона древнекоровых эндрбито-гнейсов в работе (Kröner et al., 2015). Таким образом, новые изотопные данные указывают на высокотемпературные метаморфические преобразования магматического протолита эндрбито-гнейса в раннебайкальскую (790–755 млн лет) и позднебайкальскую (622 ± 14 млн лет) эпохи.

Формирование пород позднебайкальских комплексов Кичерской зоны, согласно полученным данным, охватывает криогений и эдиакарий. Возраст формирования протолитов магматических пород нюрндукуанского комплекса определяется возрастом магматических ядер в цирконе плагиомигматитов ($644 \pm 11-650 \pm 10$ млн лет) и диорито-гнейсов (653 ± 6 млн лет). Оценки возраста нюрндукуанского комплекса в целом хорошо коррелируют с возрастом позднебайкальских ювенильных комплексов Каралон-Мамаканской зоны БВП (Рыцк и др., 2001, 2018а) и Баян-Хонгорской зоны ЦАОП (Ковач и др., 2005).

Оценки возраста позднебайкальского метаморфизма в центральной и юго-западной подзонах Кичерской зоны и вулканогенно-осадочных пород кичерского комплекса в пределах ошибок одинаковы (см. табл. 2), совпадая с возрастом высокobarического метаморфизма в восточном сегменте БВП (630 ± 7 млн лет) (Skuzovatov et al., 2019a). Оценки возраста гнейсо-гранитов (615 ± 3 млн лет) и жильных эндрбитов – чарнокитов (617 ± 5 млн лет) определяют время завершения позднебайкальского метаморфизма в Кичерской зоне на рубеже 612–622 млн лет. Длительность этого метаморфизма остается не задокументированной и может быть оценена лишь приблизительно, исходя из ориентировочной оценки возраста начального метаморфического эпизода на рубеже 640 ± 5 млн лет. Зеленосланцевые диафториты Чая-Нюрндукуанского тектонического шва маркируют постбайкальские тектонические сдвиги.

Нюрндукуанский комплекс – фрагмент офиолитов континентальной окраины (СМ-тип)

Ревизия представлений о докембрийских офиолитах Байкало-Муйского пояса, выполненная А.А. Цыганковым (2005), привела к выводу о возможной принадлежности к офиолитовой ассоциации Кичерской зоны лишь небольших тел реститовых гипербазитов и метабазальтов нюрндукуанской толщи, а также, возможно, Среднемамаканского расслоенного массива (Переляев, 2003), дискуссионного происхождения и возраста (Рыцк и др., 2007; Kröner et al., 2015), вместе с фрагментами кумулятивного комплекса и мантийных тектонитов массива Каалу восточного сектора БВП (Цыганков, 2005). Несмотря на редуцированный состав, эта ассоциация сопоставлялась с офиолита-



ми надсубдукционного типа, образованными в раннем неопротерозе на этапе заложения Байкало-Муйской островной дуги (Цыганков, 2005). Однако геологические предпосылки и геохимические индикаторы для реконструкции нюрндуканской островной дуги (Гордиенко, 2019) отсутствуют. Для гипербазитов крупнейших в БВП Парамского и Шаманского ультрабазитовых массивов характерно необычное для мантийных пород обогащение LREE (Цыганков, 2005), коровые $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ отношения (0.0906–0.1157) и широкий спектр значений $T_{\text{Nd}}(\text{DM}_1)$ от 0.71 до 2.4 млрд лет (Рыцк и др., 2000), с которым коррелируют значения возраста реликтовых цирконов (Леснов, 2018). Аномальные геохимические и Nd-изотопные характеристики рестиловых гипербазитов Шаманского и Парамского массивов объясняются рефертилизацией (Цыганков, 2005), но, на наш взгляд, они характеризуют древнюю субконтинентальную литосферную мантию (Рыцк и др., 2000), фрагменты которой были эксгумированы в верхние горизонты Парам-Шаманской сдвиго-надвиговой шовной зоны вместе с эклогитами и высокобарическими гранулитами на рубеже 631 ± 17 млн лет (Шацкий и др., 2012, 2014).

Полученные в настоящей работе Nd-изотопные данные для пород нюрндуканского мигматит-тоналит-метабазитового комплекса указывают на формирование ювенильной коры в период 665–640 млн лет за счет плавления ДМ источника при участии обогащенного мантийного компонента и претерпевшую высокотемпературную метаморфическую переработку с образованием мигматитов и анатектических тоналитов-трондьемитов в период 640–615 млн лет. Геохимическое сходство метабазитов нюрндуканского комплекса с базальтами спрединговых зон (центральная подзона) и внутриплитными базальтами (юго-западная подзона) вместе с новыми Nd-изотопными данными формально могут отвечать любому традиционному геодинамическому сценарию тектонического развития БВП. Однако вышеприведенные данные в целом согласуются с моделями сдвигового тектогенеза и рифтогенной деструкции древних континентальных окраин. При отсутствии дифференцированных ультрамафит-мафитовых серий, изотропных габбро и параллельных даек магматические породы нюрндуканского комплекса Кичерской

палеорифтовой зоны, на наш взгляд, могут рассматриваться в качестве компонентов офиолитов континентальной окраины (СМ-тип), ассоциирующихся с фрагментами субконтинентальной литосферной мантии (Dilek, Furnes, 2011), которыми могут являться гипербазитовые массивы БВП.

Тектонические обстановки формирования позднебайкальских комплексов

Вариант реконструкции обстановок формирования позднебайкальских комплексов Кичерской зоны представлен на схематических разрезах, которые характеризуют общие черты палеогеодинамической обстановки в Северном Прибайкалье, сложившейся к концу раннебайкальского этапа (рис. 12а, 12б), и развитие обстановок позднебайкальского этапа (рис. 12в, 12г).

Раннебайкальская предыстория

В отличие от внутренних областей ЦАОП, где реставрирован широкий спектр палеоокеанических обстановок формирования комплексов раннего неопротероза (Ярмолок, Дегтярев, 2019), в изученной краевой области ЦАОП раннебайкальский этап тектонического развития связан с взаимодействием континентальной окраины Сибирского кратона и Анамакит-Муйского террейна ЦАОП, ранее относившегося к структурам Байкало-Муйского пояса (рис. 12а, 12б).

Континентальная окраина кратона в регионе Северного Прибайкалья представлена рифтогенной системой асимметричных прогибов и палеоподнятий Олоkitской зоны, сложенных высокозрелыми карбонатно-терригенными толщами и континентальными вулканитами с возрастом 700–840 млн лет (Ковач и др., 2020). Формирование палеорифтовой зоны связывается с эволюцией полого сдвига и длительным растяжением литосферы, вызвавшим активизацию древней субконтинентальной литосферной мантии (СЛМ), включая плюмовые источники. Вероятно, уже с начала тония в эпиконтинентальных палеобассейнах Байкало-Витимского пояса формировались раннебайкальские породы карбонатно-терригенных и вулканогенно-карбонатно-терригенных комплексов с древнекоровыми источниками, что предпо-

Рис. 12. Схематическая модель эволюции тектонических обстановок Кичерской зоны БВП: область сочленения Сибирского кратона и Баргузино-Витимского супертеррейна ЦАОП.

Позднебайкальские образования (1–4): 1 – терригенный комплекс; 2 – область зонального метаморфического ореола (а), высокотемпературные бластомилониты (б); 3 – вулканогенно-осадочные комплексы: кичерский (а), катерский (б); 4 – ювенильная кора: толеиты различных типов (а), габбро и габбро-нориты (б), фрагменты нижней части разреза СМ-офиолитового комплекса (в). **Раннебайкальские образования** (5–8). Иньяптукский вулканоплутонический комплекс (5): Довыренский плутон (а), базальты (б); 6 – зрелые осадки и континентальные базальты рифтовых бассейнов Олоkitской зоны и БВП (а), осадочные серии Баргузино-Витимского супертеррейна (б); 7 – тектонические блоки рециклированной коры БВП; 8 – вулканоплутонический комплекс Анамакит-Муйского террейна. **Прочие обозначения** (9–16). 9 – континентальная кора; 10 – предполагаемая кора океанического типа; 11 – субконтинентальная мантия (а), литосферная мантия (б); 12 – астеносфера; 13 – измененная мантия; 14 – изотопно-аномальный резервуар; 15 – предполагаемый литосферный срыв; 16 – тектонические швы (а), надвиги (б) и границы, в том числе условные (в); 17 – предполагаемые магмаподводящие каналы (а), стрелки – направления потоков (б).

читательнее связывать с размывом древней континентальной коры кратона, нежели террейнов неизвестного происхождения ЦАОП (рис. 12а). При этом нельзя исключить возможность обнаружения блоков ювенильной коры с возрастом 1.0–0.9 млрд лет.

Анамакит-Муйский террейн в составе Баргузино-Витимского супертеррейна представляет фрагмент активной континентальной окраины, индикатором которой является вулканоплутонический комплекс субэаральных риолитов с геохимическими характеристиками кислых вулканитов современных островных дуг, образованный в интервале 835–790 млн лет преимущественно за счет древнекоровых источников (Рыцк и др., 2013б). По своему строению, составу и источникам родоначальных расплавов вулканиты Анамакит-Муйского террейна весьма сходны с сархойской осадочно-вулканогенной (базальт-дацит-риолитовой) серией близкого возраста, которая относится к вулканическому поясу андийского типа (Кузьмичев, Ларионов, 2011). Местоположение этой активной континентальной окраины в Палеоазиатской области остается не выясненным.

Тектоническое совмещение Анамакит-Муйского террейна с континентальной окраиной Сибирского кратона осуществлялось вдоль трансформальной сдвиговой системы ЮЗ-СВ простирания, смоделировано В.Г. Кушевым (1977). В структуре Кичерской зоны западного сектора БВП раннебайкальские комплексы континентальной окраины сохранились в Горемыкском, Умоликитском и Водораздельном блоках (рис. 12б). Показателем аккреционных событий является высокотемпературный метаморфизм на рубеже 790–755 млн лет, установленный в Муйской зоне БВП (Рыцк и др., 2007) и подтвержденный в Горемыкском блоке Кичерской зоны в настоящей работе. В конце раннебайкальского этапа на месте Байкало-Витимского пояса, представлявшего область сочленения кратона и Анамакит-Муйского террейна, был образован аккреционно-коллизийный ороген с рециклированной древней континентальной корой.

Тектонической реакцией на последующий распад раннебайкальского орогена являлось растяжение в его тылу с формированием на рубеже 720–700 млн лет бимодальных вулканитов иньяптульской свиты и Довыренского расслоенного плутона с экстремальными Nd-изотопными характеристиками древнего изотопно-аномального CLM источника в окраинной области кратона (Amelin et al., 1996).

Позднебайкальские обстановки

Начало позднебайкальского этапа связывается с растяжением и распадом Родинии под воздействием мантийного плюма (Кузьмин, Ярмолюк, 2016). Стартовавшие в Олоkitской зоне процессы континентального рифтогенеза раннебайкальского этапа завершились в криогении локализацией растяжения в Кичерской зоне БВП, где в

рифтогенно-сдвиговых асимметричных структурах была образована позднебайкальская ювенильная кора (Рыцк, 2020; Рыцк и др., 2017) (рис. 12в). Латерально сегментированная структура палеорифтовой области сдвигового растяжения Кичерской зоны отражает наиболее яркие особенности развития рифтов с интенсивным магматизмом, взаимосвязанные с динамикой подъема астеносферной мантии и толеитовых магм (Казьмин, Бяков, 1997). Самый протяженный троговый прогиб с толеитами MORB-типа, а также внедрение габбро-диоритовых и диоритовых плутонов контролировались магистральным сдвигом центральной подзоны. В формировании источников магматических пород офиолитового комплекса SM-типа принимала участие древняя кора континентальной палеосибирской окраины и рециклированная древняя кора раннебайкальского орогена БВП, что отразилось в Nd-изотопном составе пород (ESM_5.xlsx (Suppl.)).

Образование метабазитов нюрндуканского комплекса с внутриплитной изотопно-геохимической спецификой у внутреннего борта палеорифта (юго-западная подзона) контролировалось смещением древней континентальной коры с мантийными магмами деплетированного и обогащенного плюмового источников, активизированных при общем растяжении Баргузино-Витимского супертеррейна. Вулканогенно-осадочные серии БВП и Верхнеангарского внутреннего бассейна завершают активную фазу синсдвигового растяжения, компенсируя разрыв рифтового палеорельефа.

Высокотемпературный метаморфизм и деформации в конце криогения—начале эдиакария традиционно считаются показателем коллизийно-аккреционной обстановки, завершающей тектоническое развитие БВП (Цыганков, 2005; Федотова и др., 2014; Kröner et al., 2015; Шацкий и др., 2012; Skuzovatov et al., 2019a, 2019b). Однако при отсутствии возможности оценить масштаб спрединга сочетание процессов поступления в кору мантийных базитовых расплавов, высокотемпературного метаморфизма и анатексиса базитов и ремобилизации вмещающих блоков древней континентальной коры в полной мере соответствует условиям растяжения коры и аномального теплового потока в области рифтогенеза (рис. 12г). Эксгумация метаморфических пород нюрндуканского комплекса, образованных в условиях растяжения, происходила на фоне низкотемпературных структурно-метаморфических преобразований верхней коры и охлаждения астеносферной мантии и завершилась к рубежу 590 млн лет, который маркируют адакитовые граниты постколлизийного геохимического типа (рис. 7в) (Великославинский и др., 2018). Контрастное сочетание блоков различной плотности — древней континентальной коры и метабазитов ювенильной коры, преобразованных в относительно узкой зоне Кичерского палеорифта, способствовало эксгумации метаморфических пород (Перчук, 1997).

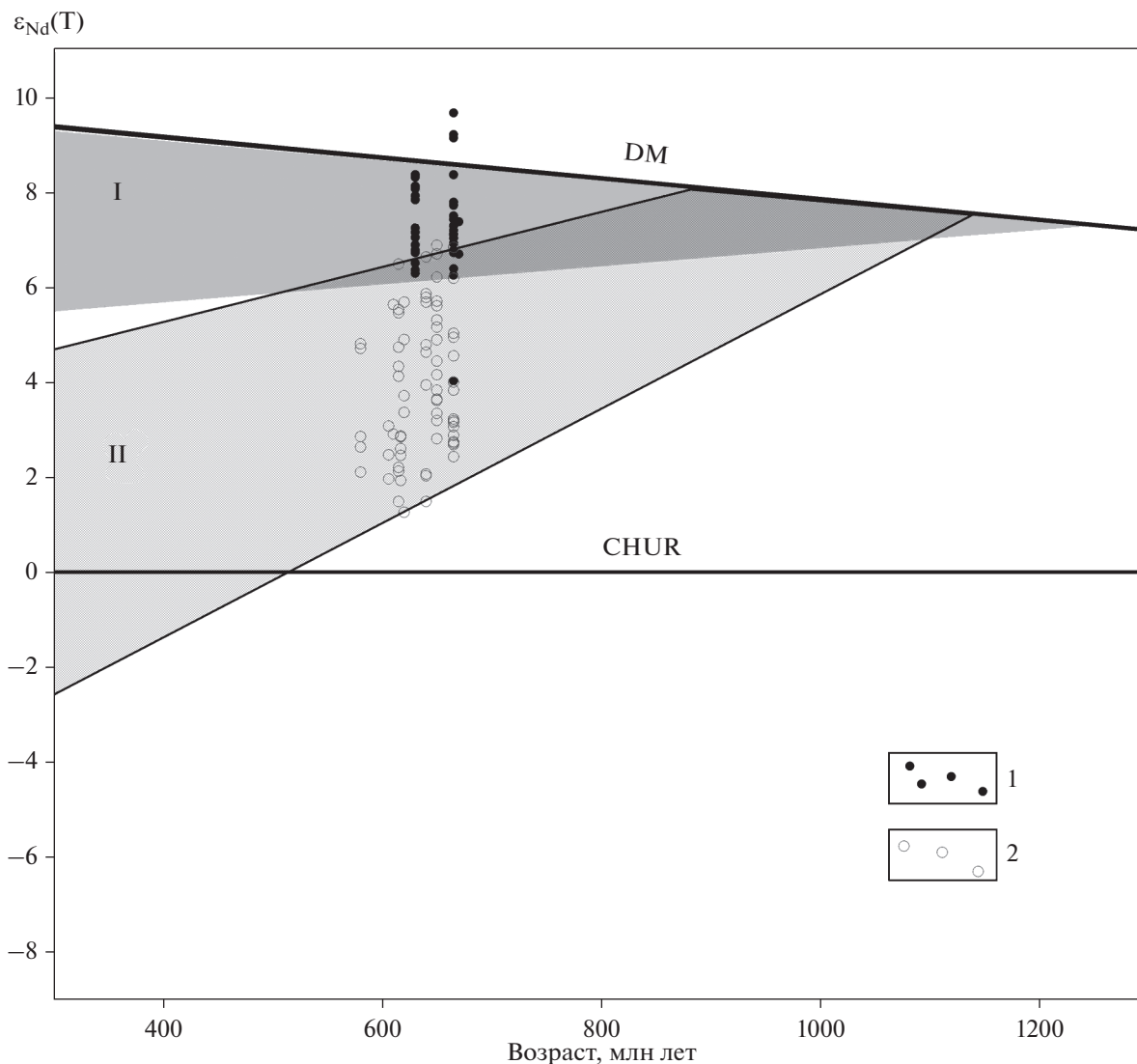


Рис. 13. График $\epsilon_{Nd}(T)$ –Возраст для пород Кичерской зоны БВП.

1 – метабазиты, плагиомигматиты, тоналиты, трондjemиты нюрундуканского комплекса центральной подзоны; 2 – нюрундуканский комплекс: диорито-гнейсы центральной подзоны, метабазиты и метаморфические породы юго-западной подзоны; метавулканыты и метаосадки кичерского комплекса; гнейсо-граниты и адakitовые граниты. I – ювенильная изотопная кора, II – рифтогенная кора.

Формирование терригенного комплекса наложенных грабенов (≤ 580 млн лет) началось более чем через 30 млн лет после завершения высокотемпературного позднебайкальского метаморфизма и нигде не обнаруживает пространственной связи с ним. За этот период времени (570–540 млн лет) во внутренней области Палеоазиатского океана были сформированы океанические плато и островные дуги, которые успели эволюционировать от внутриокеанических до зрелых стадий (Ярмолюк и др., 2011). Учитывая, что в восточном сегменте БВП с рубежом 590 млн лет связано формирование падринской рифтогенной серии, перекрытой обломочной толщей падроканской свиты, которая уверенно коррелирует с терригенным комплексом холоднинской свиты, можно полагать, что

образование палеорифтовых комплексов позднего эдиакария последовало вслед за сводообразованием, охватившим большую часть Байкальской складчатой области.

Ювенильная кора и источники

Геологические и Nd-изотопные данные показывают, что главный тренд тектонической эволюции Кичерской зоны БВП в позднебайкальский период определялся деструкцией древней континентальной коры краевой части кратона. В ходе процессов растяжения в Кичерской зоне была сформирована позднебайкальская кора, имеющая два типа источников. На графике $\epsilon_{Nd}(T)$ –возраст (рис. 13) поле эволюции Nd-изотопного со-

става метабазитов MORB-типа и трондьемит-тоналитов нюрндукуканского комплекса с высокими значениями Sm/Nd отношения субпараллельно CHUR и отражает изотопную эволюцию позднебайкальской ювенильной коры.

Второе поле характеризует эволюцию Nd-изотопного состава метабазитов с внутриплитной геохимической спецификой, диорито-гнейсов нюрндукуканского и метаосадков и метавулканитов кичерского комплексов, сформированных за счет обогащенных и деплетированных мантийных и древнекоровых источников. Породы, образованные за счет различных источников, сформировали гетерогенную кору, которая типична для областей завершающих стадий континентального рифтогенеза и бассейнов Красноморского типа и может быть названа рифтогенной. При этом состав позднебайкальской рифтогенной коры Кичерской зоны заметно отличается от ювенильной континентальной коры Озерной зоны каледонид Монголии, сложенной раннепалеозойскими океаническими и островодужными комплексами Палеоазиатского океана (Ковач и др., 2011).

В заключение можно отметить, что, несмотря на различные варианты геологической интерпретации Nd-изотопных данных в рамках модели изотопной эволюции CHUR (Ярмолюк и др., 2012), ювенильная и рифтогенная кора, образованная в Кичерской зоне позднебайкальского рифтогенеза, не имеет признаков зрелой коры континентального типа.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Полученные геологические, геохронологические и Nd-изотопные геохимические данные составляют основу авторской модели геологического строения Кичерской зоны Байкало-Витимского пояса и позволяют обосновать возраст и источники пород позднебайкальских комплексов, а также предложить возможные тектонические обстановки их формирования.

1. Строение Кичерской зоны определяют два типа морфоструктурных элементов – раннебайкальские *тектонические блоки* метаморфических и вулканогенно-терригенных пород, в источниках которых преобладает раннедокембрийская кора и позднебайкальские *тектонические блоки и пластины*, сложенные различными комплексами пород, образованными за счет преобладающих ювенильных источников, включая высокометаморфизованные породы нюрндукуканского мигматит-тоналит-метабазитового комплекса.

2. Раннебайкальские комплексы вулканогенно-терригенных пород Умоликитского и Горемыкского тектонических блоков метаморфизованы на рубеже 0.76–0.74 млрд лет в результате аккреции

Анамакит-Муйского террейна к краевой части кратона.

3. Позднебайкальские комплексы формировались в течение криогения–раннего эдиакария (720–610 ± 5 млн лет) и позднего эдиакария (610 ± 5–545 млн лет). Метабазиты нюрндукуканского комплекса, включающие толеиты с внутриплитной геохимической спецификой и толеиты MORB-типа, формировались в условиях латерально сегментированных троговых прогибов синдвиговой палеорифтовой системы Кичерской зоны и сопоставляются с редуцированным комплексом офиолитов континентальных окраин.

4. Главный тренд позднебайкальского тектонического развития Кичерской зоны БВП составляли процессы деструкции древней континентальной коры кратона и рециклированной коры раннебайкальского орогена, которые завершились сводообразованием и эксгумацией глубинных метаморфических и магматических пород в начале позднего эдиакария, внедрением адакитовых гранитов постколлизийного геохимического типа и формированием грабенов, сложенных терригенным комплексом.

5. Позднебайкальские комплексы Кичерской зоны рифтогенеза являются фрагментами глубоко метаморфизованной в период 630 ± 7–615 ± 3 млн лет ювенильной и рифтогенной коры, образованной за счет различных мантийных и коровых источников и не имеющих признаков зрелой коры континентального типа.

Подводя итог, подчеркнем, что новые геологические данные, изотопные оценки возраста и источники пород позднебайкальских комплексов Кичерской зоны свидетельствуют о необходимости актуализации устаревших элементов Бодайбинской и Алдано-Забайкальской серийных легенд ГК-200/2 и 1000/3.

Благодарности. Авторы выражают благодарность коллегам А.Н. Ларионову, Е.Н. Лепехиной и Н.В. Родионову, выполнившим SHRIMP-II аналитические U-Pb-Th геохронологические исследования, Г.П. Плескач за подготовку геологических рисунков, Н.П. Пугачевой, обеспечившей пробоподготовку и выделение циркона, В.П. Ковачу, Е.В. Хаину и В.М. Саватенкову за обсуждение материалов работы на различных этапах ее подготовки. Авторы также благодарны чл.-корр. А.Б. Котову, Е.Б. Сальниковой, Ю.В. Плотиной и М.Р. Павлову за выполнение U-Pb (ID-TIMS) геохронологических исследований. Авторы признательны академику В.В. Ярмолюку за конструктивную критику при рассмотрении рукописи статьи, а также рецензентам чл.-корр. Е.В. Складову и А.А. Цыганкову за замечания, способствующие улучшению работы.

Источники финансирования. Работа выполнена в рамках тем Государственного задания ИГЕМ

РАН и ИГГД РАН (FMMN-2021-0006, FMUW-2022-0003, FMUW-2022-0004). U-Pb (ID-TIMS) геохронологические исследования и часть геохимических исследований проведены в рамках проекта РНФ № 19-17-00205, также при поддержке Фонда развития отечественной геологии.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Амелин Ю.В., Рыцк Е.Ю., Крымский Р.Ш. и др.* Вендский возраст эндробитов гранулитового комплекса Байкало-Муйского офиолитового пояса (Северное Прибайкалье): U-Pb и Sm-Nd изотопные свидетельства // Докл. АН. 2000. Т. 371. № 5. С. 652–654.
- Андреев А.А., Рыцк Е.Ю., Великославинский С.Д. и др.* Геодинамические обстановки формирования протолитов амфиболитов Кичерской зоны Байкало-Муйского складчатого пояса: результаты геохимических исследований // Докл. АН. 2015. Т. 460. № 6. С. 685–690.
- Бороденков А.Г., Риле Г.В., Рыцк Е.Ю.* Геолого-петрологические аспекты соотношения регионально метаморфизованных толщ Северного Прибайкалья // Закономерности метамагматизма, метасоматоза и метаморфизма. 1987. С. 136–160.
- Булгатов А.Н.* Геодинамика Байкальской горной области в позднем рифее и венде–раннем палеозое. Новосибирск: ГЕО, 2015. 191 с.
- Булгатов А.Н., Гордиенко И.В., Зайцев П.Ф. др.* Геодинамическая карта Байкальского региона и сопредельных территорий. Улан-Удэ: ГИН СО РАН, 2004. CDROM.
- Великославинский С.Д.* Геохимическая типизация кислых магматических пород ведущих геодинамических обстановок // Петрология. 2003. Т. 11. № 4. С. 363–380.
- Великославинский С.Д., Крылов Д.П.* Геодинамическая типизация магматических пород среднего состава по геохимическим данным // Петрология. 2015. Т. 23. № 5. С. 451–458.
- Великославинский С.Д., Котов А.Б., Крылов Д.П., Ларин А.М.* Геодинамическая типизация адакитовых гранитоидов по геохимическим данным // Петрология. 2018. Т. 26. № 3. С. 1–10.
- Врублевская Т.Т., Цыганков А.А.* О петротипе муйских гранитоидов (Байкальская горная область) // Геология и геофизика. 1997. Т. 38. № 9. С. 1454–1489.
- Врублевская Т.Т., Цыганков А.А., Орсов Д.А.* Контактво-реакционные процессы в Нюрундуканском ультрамафит-мафитовом массиве (Северное Прибайкалье) // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 3. С. 207–223.
- Гордиенко И.В.* Связь субдукционного и плюмового магматизма на активных границах литосферных плит в зоне взаимодействия Сибирского континента и Палеоазиатского океана в неопротерозое и палеозое // Геодинамика и тектонофизика. 2019. № 10. С. 405–457.
- Гордиенко И.В.* Роль островодужно-океанического, коллизионного и внутриплитного магматизма в формировании континентальной коры Монголо-Забайкальского региона: по структурно-геологическим, геохронологическим и Sm-Nd изотопным данным // Геодинамика и тектонофизика. 2021. № 12. С. 3–43.
- Гребенников А.В.* Гранитоиды А-типа: проблемы диагностики, формирования и систематики // Геология и геофизика. 2014. Т. 55. № 9. С. 1356–1373.
- Гусев Г.С., Хаин В.Е.* О соотношениях Байкало-Витимского, Алдано-Станового и Монголо-Охотского террейнов (юг Средней Сибири) // Геотектоника. 1995. № 5. С. 68–82.
- Гусев Г.С., Песков А.И., Соколов С.К.* Палеогеодинамика Муйского сегмента протерозойского Байкало-Витимского пояса // Геотектоника. 1992. № 2. С. 72–86.
- Добрецов Н.Л.* Офиолиты и проблемы Байкало-Муйского офиолитового пояса // Магматизм и метаморфизм зоны БАМ и их роль в формировании полезных ископаемых. Новосибирск: Наука, 1983. С. 11–19.
- Казьмин В.Г., Бяков А.Ф.* Континентальные рифты: структурный контроль магматизма и раскол континентов // Геотектоника. 1997. № 1. С. 20–31.
- Касьянов А.В.* Условия образования Чайской базит-гипербазитовой интрузии и связанного с ней сульфидного медно-никелевого оруденения (Северное Прибайкалье) // Вопросы минералогии, геохимии и генезиса никелевых и платиновых месторождений. М.: ЦНИГРИ, 1973. Вып. 108. С. 3–34.
- Ковач В.П., Джен П., Ярмолюк В.В. и др.* Магматизм и геодинамика ранних стадий формирования Палеоазиатского океана: результаты геохронологических и геохимических исследований офиолитов Баян-Хонгорской зоны // Докл. АН. 2005. Т. 404. № 2. С. 229–234.
- Ковач В.П., Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. и др.* Состав, источники и механизмы формирования континентальной коры Озерной зоны каледонид Центральной Азии: II. Геохимические и Nd-изотопные данные // Петрология. 2011. Т. 19. № 4. С. 417–444.
- Ковач В.П., Рыцк Е.Ю., Великославинский С.Д. и др.* Возраст детритовых цирконов и источники сноса терригенных пород Олокинской зоны (Северное Прибайкалье) // Докл. АН. 2020. Т. 493. № 2. С. 36–40.
- Конников Э.Г.* Дифференцированные гипербазит-базитовые комплексы докембрия Забайкалья (петрология и рудообразование). Новосибирск: Наука, 1986. 227 с.
- Конников Э.Г., Посохов В.Ф., Врублевская Т.Т.* О генезисе плагиомигматитов в докембрийских офиолитах Северного Прибайкалья // Геология и геофизика. 1994. Т. 35. № 1. С. 82–88.
- Конников Э.Г., Цыганков А.А., Врублевская Т.Т.* Байкало-Муйский вулканоплутонический пояс: структурно-вещественные комплексы и геодинамика. М.: ГЕОС, 1999. 163 с.
- Кориковский С.П.* Эволюция зонально-метаморфических комплексов на прогрессивном и ретроградном этапах // Закономерности метамагматизма, метасоматизма и метаморфизма. М.: Наука, 1987. С. 160–188.
- Котов А.Б., Рыцк Е.Ю., Андреев А.А. и др.* Последовательность формирования и возраст неопротерозойских магматических комплексов Кичерской зоны Байкало-Муйского подвижного пояса // Тез. докл. “Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса”. Иркутск, 2013. Вып. 11. С. 129–130.
- Кузьмин М.И., Ярмолюк В.В.* Тектоника плит и мантийные плюмы — основа эндогенной тектонической ак-

- тивности Земли последние 2 млрд лет // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 1. С. 11–30.
- Кузьмичев А.Б., Ларионов А.Н.* Сархойская серия Восточного Саяна: неопротерозойский (~770–800 млн лет) вулканический пояс андийского типа // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 7. С. 875–895.
- Кушев В.Г.* Развитие территории Байкальской горной области в позднем протерозое–кембрии // Геология и геофизика. 1977. № 9. С. 23–37.
- Лебедева Ю.М., Рыцк Е.Ю., Андреев А.А. и др.* Условия формирования основных гранулитов и высокоглиноземистых гнейсов Байкало-Муйского пояса (Северное Прибайкалье) // Докл. АН. 2018. Т. 479. № 1. С. 66–70.
- Леснов Ф.П.* Геология и петрология Чайского габбро-перидотит-дунитового никеленосного плутона в Северном Прибайкалье. Новосибирск: Наука, 1972. 179 с.
- Леснов Ф.П.* Изотопный возраст цирконов из ультрабазитов Шаманского массива (Восточное Забайкалье) // Материалы VII Российской конференции “Методы и геологические результаты изучения изотопно-геохронологических систем минералов и пород”. М., 2018. С. 191–193.
- Макрыгина В.А., Конев А.А., Пискунова Л.Ф.* О гранулитах в нюрндуханской серии Северного Прибайкалья // Докл. АН СССР. 1989. Т. 307. № 1. С. 195–201.
- Макрыгина В.А., Конников Э.Г., Неймарк Л.А. и др.* О возрасте гранулит-чарнокитового комплекса в нюрндуханской свите Северного Прибайкалья (парадокс геохронологии) // Докл. АН. 1993. Т. 332. № 4. С. 486–489.
- Митрофанова Н.Н., Болдырев В.И., Коробейников Н.К. и др.* Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1000000 (третье поколение). Серия Алдано-Забайкальская. Лист О-49-Киренск. Объяснительная записка. СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2010. 648 с.
- Неймарк Л.А., Рыцк Е.Ю., Гороховский Б.М. и др.* Изотопный состав свинца и генезис Pb-Zn оруденения Олокинской зоны Северного Прибайкалья // Геология рудн. месторождений. 1991. № 6. С. 34–49.
- Неймарк Л.А., Рыцк Е.Ю., Гороховский Б.М. и др.* О возрасте “муйских” гранитов Байкало-Витимского офиолитового пояса // Докл. АН. 1995. Т. 343. № 5. С. 673–675.
- Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И. и др.* Модель формирования орогенных поясов центральной и северо-восточной Азии // Тихоокеанская геология. 2003. Т. 22. № 6. С. 7–41.
- Переляев В.И.* Ультрамафит-мафитовые комплексы западной части Средневитимской горной страны. Дис. ... канд. геол.-мин. наук. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2003. 159 с.
- Перчук Л.Л.* Геотермобарометрия и перемещение кристаллических пород в коре и верхней мантии Земли // Соровский образовательный журн. 1997. № 7. С. 64–72.
- Рыцк Е.Ю.* Тектоническая зональность Байкальской складчатой области и этапы ее формирования // Фундаментальные проблемы тектоники и геодинамики. Материалы ЛП Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2020. Т. 2. С. 256–259.
- Рыцк Е.Ю., Беляцкий Б.В., Шалаев В.С.* О возрасте метаморфизма и субконтинентальном происхождении гипербазитов Парамского массива (Байкало-Муйский пояс) // Изотопное датирование геологических процессов: новые методы и результаты. Тез. докл. I Российской конференции по изотопной геохронологии. М.: ГЕОС, 2000. С. 313–315.
- Рыцк Е.Ю., Амелин Ю.В., Ризванова Н.Г. и др.* Возраст пород Байкало-Муйского складчатого пояса // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2001. Т. 9. № 4. С. 3–15.
- Рыцк Е.Ю., Шалаев В.С., Ризванова Н.Г. и др.* Олокинская зона Байкальской складчатой области: новые изотопно-геохронологические и петрогеохимические данные // Геотектоника. 2002. № 1. С. 29–41.
- Рыцк Е.Ю., Ковач В.П., Ярмолюк В.В., Коваленко В.И.* Структура и эволюция континентальной коры Байкальской складчатой области // Геотектоника. 2007. № 6. С. 23–51.
- Рыцк Е.Ю., Ковач В.П., Ярмолюк В.В. и др.* Изотопная структура и эволюция континентальной коры Восточно-Забайкальского сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса // Геотектоника. 2011. № 5. С. 17–51.
- Рыцк Е.Ю., Котов А.Б., Андреев А.А. и др.* Строение и возраст Байкальского массива гранитоидов: новые свидетельства раннебайкальских событий в Байкало-Муйском подвижном поясе // Докл. АН. 2013а. Т. 453. № 6. С. 662–665.
- Рыцк Е.Ю., Великославинский С.Д., Ковач В.П. и др.* Анамакит-Муйский террейн ранних байкалит: изотопно-геохимические свидетельства неопротерозойской активной континентальной окраины // Тез. докл. “Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса”. Иркутск, 2013б. Вып. 11. С. 196–197.
- Рыцк Е.Ю., Великославинский С.Д., Богомолов Е.С. и др.* Рифтогенная обстановка формирования гипербазит-базитовых комплексов Северного Прибайкалья: новые геологические, геохимические и изотопные данные // Тез. докл. “Ультрамафит-мафитовые комплексы: геология, строение, рудный потенциал”. Материалы V Международной конференции. Улан-Удэ, 2017. С. 239–241.
- Рыцк Е.Ю., Великославинский С.Д., Алексеев И.А. и др.* Геологическое строение Каралонского золоторудного поля (Средневитимская горная страна) // Геология рудн. месторождений. 2018а. Т. 60. № 4. С. 342–370.
- Рыцк Е.Ю., Толмачева Е.В., Великославинский С.Д. и др.* Главные этапы тектоно-магматической эволюции Байкало-Муйского пояса в Северном Прибайкалье: новые геохронологические данные // Материалы VII Российской конференции по изотопной геохронологии. М., 2018б. С. 297–300.
- Рыцк Е.Ю., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др.* Гнейсограниты “мамско-оронского” комплекса в Северном Прибайкалье: геологическая позиция и возраст (U-Pb по циркону, TIMS) // Материалы VII Российской конференции по изотопной геохронологии. М., 2018в. С. 300–302.
- Рыцк Е.Ю., Сальникова Е.Б., Ярмолюк В.В. и др.* Раннекембрийский возраст и коровые источники гранитоидов Горячинского плутона (Северное Прибайкалье): геодинамические следствия // Докл. АН. 2019. Т. 484. № 4. С. 468–471.
- Салон Л.И.* Геология Байкальской горной области. М.: Недра, 1964. Т. 1. 515 с.

- Скублов С.Г. Нюрндуханский мафический комплекс северо-западного Прибайкалья: состав, структура, петрогенезис. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. СПб.: ИГГД РАН, 1994. 21 с.
- Федотова А.А., Разумовский А.А., Хаин Е.В. и др. Этапы формирования магматических комплексов позднего неопротерозоя запада Байкало-Муйского пояса // Геотектоника. 2014. № 4. С. 44–66.
- Цыганков А.А. Магматическая эволюция Байкало-Муйского вулканоплутонического пояса в позднем докембрии. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2005. 303 с.
- Цыганков А.А., Врублевская Т.Т., Посохов В.Ф. Гиперстенсодержащие алякитовые гнейсограниты Северного Прибайкалья: геохронология и петрогенезис // Геохимия. 2000. № 6. С. 599–609.
- Шарпенко Л.Н., Костин А.Е., Кухаренко Е.А. TAS-диаграмма сумма щелочей–кремнезем для химической классификации и диагностики плутонических пород // Региональная геология и металлогения. 2013. № 56. С. 40–50.
- Шацкий В.С., Ситникова Е.С., Томиленко А.А. и др. Экологит-гнейсовый комплекс Муйской глыбы (Восточная Сибирь): возраст, минералогия, геохимия, петрология // Геология и геофизика. 2012. Т. 53. № 6. С. 657–682.
- Шацкий В.С., Скузоватов С.Ю., Рагозин А.Л., Дриль С.И. Свидетельства неопротерозойской континентальной субдукции в Байкало-Муйском поясе // Докл. АН. 2014. Т. 459. № 2. С. 228–231.
- Ярмолюк В.В., Дегтярев К.Е. Докембрийские террейны Центрально-Азиатского орогенного пояса: сравнительная характеристика, типизация и особенности тектонической эволюции // Геотектоника. 2019. № 1. С. 3–43.
- Ярмолюк В.В., Ковач В.П., Коваленко В.И. и др. Состав, источники и механизмы формирования континентальной коры Озерной зоны каледонид Центральной Азии: I. Геологические и геохронологические данные // Петрология. 2011. Т. 19. № 1. С. 83–107.
- Ярмолюк В.В., Ковач В.П., Козаков И.К. и др. Механизмы формирования континентальной коры Центрально-Азиатского складчатого пояса // Геотектоника. 2012. № 4. С. 3–27.
- Ярмолюк В.В., Лебедев В.И., Козловский А.М. Неопротерозойские магматические комплексы Сонгинского блока (Монголия): к проблеме образования и корреляции докембрийских террейнов Центрально-Азиатского орогенного пояса // Петрология. 2017. Т. 25. № 4. С. 362–394.
- Amelin Y.V., Neymark L.A., Ritsk E.Y., Nemchin A.A. Enriched Nd-Sr-Pb isotopic signatures in the Dovyren layered intrusion (eastern Siberia, Russia): Evidence for source contamination by ancient upper-crustal material // Chemical Geol. 1996. V. 129. P. 39–69.
- Amelin Y.V., Ritsk E.Y., Neymark L.A. Effects of interaction between ultramafic tectonite and mafic magma on Nd-Pb-Sr isotopic systems in the Neoproterozoic Chaya massif, Baikal-Muya ophiolite belt // Earth Planet. Sci. Lett. 1997. V. 148. P. 299–316.
- Ariskin A.A., Kostitsyn Yu.A., Konnikov E.G. et al. Geochronology of the Dovyren Intrusive Complex, Northwestern Baikal Area, Russia, in the Neoproterozoic // Geochem. Int. 2013. V. 51. № 11. P. 957–970.
- Black L.P., Kamo S.L., Allen C.M. et al. Temora 1: A new zircon standard for Phanerozoic U-Pb geochronology // Chemical Geol. 2003. V. 200. P. 155–170.
- Bonev N., Stampfli G.M. Gabbro, plagiogranite and associated dykes in the suprasubduction zone Evros ophiolites, NE Greece // Geol. Mag. 2009. V. 146. P. 72–91.
- Castillo P.R., Janney P.E., Solidum R.U. Petrology and geochemistry of Camiguin island, southern Philippines: Insights to the source of adakites and other lavas in a complex arc setting // Contrib. Mineral. Petrol. 1999. V. 134. P. 33–51.
- Goldstein S.J., Jacobsen S.B. Nd and Sr isotopic systematics of river water suspended material: Implications for crustal evolution // Earth Planet. Sci. Lett. 1988. V. 87. P. 249–265.
- Dilek Y., Furnes H. Ophiolite genesis and global tectonics: Geochemical and tectonic fingerprinting of ancient oceanic lithosphere // Geol. Soc. Amer. Bull. 2011. V. 123. P. 387–411.
- Dobretsov N.L., Berzin N.A., Buslov M.M. Opening and tectonic evolution of the Paleo-Asian ocean // Int. Geol. Rev. 1995. V. 37. P. 335–360.
- Jacobsen S.B., Wasserburg G.J. Sm-Nd evolution of chondrites and a chondrites, II // Earth Planet. Sci. Lett. 1984. V. 67. P. 137–150.
- Jensen L.S. A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks // Ontario Div. Mines, Misk. 1976. Pap. 66. P. 22.
- Kröner A., Fedotova A.A., Khain E.V. et al. Neoproterozoic ophiolite and related high-grade rocks of the Baikal-Muya belt, Siberia: Geochronology and geodynamic implications // J. Asian Earth Sci. 2015. V. 111. P. 138–160.
- Krogh T.E. A low-contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determination // Geochim. Cosmochim. Acta. 1973. V. 37. P. 485–494.
- Ludwig K.R. PbDat for MS-DOS, version 1.21 // U.S. Geol. Survey Open-File Rept. 88-542. 1991. 35 p.
- Ludwig K.R. ISOPLOT/Ex. Version 2.06. A geochronological toolkit for Microsoft Excel // Berkeley Geochronology Center Sp. Publ. 1999. № 1a. 49 p.
- Ludwig K.R. SQUID: 1.13. A user Manual. A Geochronological Toolkit for MS Excel // Berkeley Geochronol. Center Spec. Publ. 2001.
- Ludwig K.R. Isoplot 3.74b. A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel // Berkeley Geochronol. Center Spec. Publ. 2007. V. 4.
- Ludwig K.R. SQUID 2: A User's Manual // Berkeley Geochronol. Center Spec. Publ. 2009. № 5.
- Mattinson J.M. A study of complex discordance in zircons using step-wise dissolution techniques // Contrib. Mineral. Petrol. 1994. V. 116. P. 117–129.
- Pedersen R., Malpas J. The origin of oceanic plagiogranites from the Karmoy ophiolite, western Norway // Contrib. Mineral. Petrol. 1984. V. 88. P. 36–52.
- Stacey J.S., Kramers I.D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // Earth Planet. Sci. Lett. 1975. V. 26. № 2. P. 207–221.
- Steiger R.H., Jäger E. Subcommission of Geochronology: Conversion of the use of decay constants in geo- and cosmochronology // Earth Planet. Sci. Lett. 1976. V. 36. № 2. P. 359–362.

Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes // *Geol. Soc. London Spec. Publ.* 1989. V. 42. P. 313–345.

Skuzovatov S.Yu., Kuo-Lung Wang, Shatsky V.S., Buslov M.M. Geochemistry, zircon U-Pb age and Hf isotopes of the North Muya block granitoids (Central Asian Orogenic Belt): Constraints on petrogenesis and geodynamic significance of felsic magmatism // *Precambrian Res.* 2016. V. 280. P. 14–30.

Skuzovatov S.Yu., Shatsky V.S., Kuo-Lung Wang. Continental subduction during arc-microcontinent collision in the southern Siberian craton: Constraints on protoliths and metamorphic evolution of the North Muya complex eclogites (Eastern Siberia) // *Lithos.* 2019a. V. 342–343. P. 76–96.

Skuzovatov S.Yu., Kuo-Lung Wang, Dril S. et al. Geochemistry, zircon U-Pb and Lu-Hf systematics of high-grade

metasedimentary sequences from the South Muya block (northeastern Central Asian Orogenic Belt): Reconnaissance of polymetamorphism and accretion of Neoproterozoic exotic blocks in southern Siberia // *Precambrian Res.* 2019b. V. 321. P. 34–53.

Taylor S.R., McLennan S.M. The continental crust: Its composition and evolution. Oxford: Blackwell Sci. Publ., 1985. 312 p.

Whattam S., Gazel E., Denyer P. Origin of plagiogranites in oceanic complexes: A case study of the Nicoya and Santa Elena terranes, Costa Rica // *Lithos.* 2016. V. 262. P. 75–87.

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

Williams I.S. U-Th-Pb geochronology by ion microprobe // *Rev. Econom. Geol.* 1998. V. 7. P. 1–35.

Age, Composition and Tectonic Setting of the Formation of the Late Neoproterozoic (Late Baikal) Complexes of the Kichera Zone (Baikal-Vitim Belt, Northern Baikal Region): Geological, Geochronological and Nd-Isotope Data

A. A. Andreev¹, E. Yu. Rytsk², S. D. Velikoslavinskii², E. V. Tolmacheva²,
E. S. Bogomolov², Y. M. Lebedeva², and A. M. Fedoseenko²

¹ *Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy, and Geochemistry, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

² *Institute of Precambrian Geology and Geochronology, Russian Academy of Sciences, St. Petersburg, Russia*

The geological structure of the Kichera zone of the Baikal-Vitim belt (BVB), which occupies a boundary position between the marginal part of the Siberian craton and Barguzin-Vitim superterrane of the Central Asian orogenic belt, is considered. Early Neoproterozoic (Early Baikal) and Late Neoproterozoic (Late Baikal) structures and complexes identified and characterized in the Kichera zone of the BVB. The geochemical characteristics of the rocks are presented, as well as the results of U-Pb geochronological (zircon, SIMS and ID-TIMS) and Nd-isotope studies of rocks from various parts of the Kichera zone, including representative rock association of the Nyurundukan migmatite-tonalite-metabasite complex with MORB-type tholeiites and tholeiites with intraplate geochemical features. It is shown that in the sources of the Early Neoproterozoic complexes of the Kichera zone, metamorphosed at the boundary 0.76–0.74 Ga as a result of accretion events in the marginal part of the craton, the Early Precambrian recycled crust prevails. Late Neoproterozoic complexes, typomorphic for the Kichera zone, were formed during Cryogenian-Ediacaran (720–545 Ma) due to the prevailing juvenile sources. Our studies suggest that the metabasites of the Nyurundukan complex were formed in the setting of segmented troughs of the strike-slip paleorift system of the Kichera zone and can be compared with a reduced complex of continental margin ophiolites transformed during the period 630 ± 7 – 615 ± 3 Ma. The destruction of the ancient continental crust of the craton ended with the formation and exhumation of deep rocks in the Late Ediacaran, the intrusion of adakite granites of the postcollision geochemical type, and the formation of grabens composed of terrigenous complex. The juvenile and riftogenic crust formed during the Late Neoproterozoic tectonic evolution of the Kichera rifting zone does not show any signs of mature continental-type crust.

Keywords: Baikal-Vitim belt, Kichera zone, Early and Late Neoproterozoic complexes, strike-slip paleorift structures, juvenile crust

УДК 553.212,552.111

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ РАССЛОЕННЫХ ИНТРУЗИЙ МОНЧЕГОРСКОГО МАГМАТИЧЕСКОГО УЗЛА

© 2022 г. В. С. Семенов^а, *, О. В. Казанов^б, **, С. И. Корнеев^с, ***,
Е. Б. Сальникова^а, С. В. Семенов^а

^аИнститут геологии и геохронологии докембрия, Санкт-Петербург, Россия

^бИнститут минерального сырья им. Н.М. Федоровского, Москва, Россия

^сСанкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия

*e-mail: sv51949@yandex.ru

**e-mail: okazanov@gmail.com

***e-mail: s.korneev@spbu.ru

Поступила в редакцию 28.10.2021 г.

После доработки 16.11.2021 г.

Принята к публикации 28.12.2021 г.

Рассматриваются результаты проведенных геохронологических исследований и петрологического моделирования условий формирования Мончегорского и Мончетундровского расслоенных массивов. Изотопное U-Pb ID-TIMS датирование циркона из норитов краевой зоны горы Ниттис дало результат 2506 ± 7 млн лет, совпадающий с данными предшествующих исследований аналогичных пород на других участках. На основе сравнения разрезов Мончегорского массива и массива Кивакка сделана оценка доэрозионной мощности первого, составляющая 3700 м. Расчеты с использованием пород краевой зоны интрузива Мончегорск при 6.5–5.5 кбар показали, что расплав, равновесный с *OI*, содержал (мас. %): $\text{SiO}_2 \leq 55$, $\text{TiO}_2 \leq 0.50$, $\text{MgO} \leq 14$. Температура исходной магмы при этом могла быть равна 1390 °С. При давлении ниже 6.5 кбар в полученном расплаве отмечается увеличение содержания кремнезема. Состав интрателлурического оливина мог варьировать в пределах 88–92 мол. % *Fo*. Количество интрателлурического оливина в расплаве в зависимости от давления могло составлять от 11 до 24 об. %. Магмы, сформировавшие интрузию Мончегорск, и магмы, сформировавшие расслоенную серию интрузива Мончетундра (скв. 742), имеют разные источники.

Ключевые слова: Мончегорский и Мончетундровский расслоенные массивы, кумулаты, изотопный возраст, микрозернистые породы, расплав, магма

DOI: 10.31857/S0869590322030074

ВВЕДЕНИЕ

Продолжающееся изучение строения, состава и хронологии формирования Мончегорского магматического узла ставит перед исследователями новые задачи, связанные с определением источников их вещества, активностью и условиями кристаллизации магм.

Составляющие узел Мончегорский и Мончетундровский расслоенные массивы сформировались в результате активной интрузивной деятельности за короткий промежуток времени. С массивами связаны месторождения элементов платиновой группы. Обращают на себя внимание особенности строения и формирования Мончегорского массива. Интрузив состоит из двух ветвей: субмеридиональной, включающей горы Ниттис, Кумужья и Травяная, и субширотной, включающей горы Сопчауйвенч, Ньюдауйвенч и Поазуайвенч, а также предгорье горы Вурэчуайвенч. Породы расслоен-

ной серии, слагающие субмеридиональную ветвь, отличаются от пород субширотной ветви более высокой железистостью. Ранее К. Козлов (Козлов, 1973) пришел к выводу, что “массивы Н-К-Т и Сопча, будучи в общих чертах очень схожими по строению, отличаются в деталях, что связано с условиями кристаллизации исходного расплава. В субмеридиональной ветви плутона (массивы Н-К-Т) магматическая полость была заполнена до начала кристаллизации, а в субширотной ветви (массивы Сопча и Нью-Поаз) – во время кристаллизации, т.е. заполнение субмеридиональной полости произошло несколько раньше, чем субширотной”.

В статье представлены новые результаты геохронологических исследований и петрологического моделирования, рассмотренные в контексте черт сходства и различия Мончегорского и Мончетундровского расслоенных массивов.

МОНЧЕГОРСКИЙ МАГМАТИЧЕСКИЙ УЗЕЛ

Мончегорский расслоенный интрузив (рис. 1). Детальное описание строения интрузива можно найти во многих работах (Козлов, 1973; Шарков, 1980; Магматические ..., 1985; Горбунов и др., 1985; Расслоенные интрузии ..., 2004; Шарков, Чистяков, 2014 и др.). Мончегорский расслоенный массив занимает площадь около 65 км². Строение интрузива осложнено серией сбросов/сдвигов, разбивших его на крупные тектонические блоки, смещенные относительно друг друга. Мончегорский интрузив, состоит из двух ветвей. Субмеридиональная ветвь длиной 7 км включает горы Ниттис, Кумужья и Травяная (далее НКТ). Субширотная ветвь длиной 9 км, включает горы Сопча-Нюд-Поаз и предгорье горы Вурэчуайвенч. Каждая из ветвей имеет форму симметричной мульды с падением крыльев под углами 30°–40° (НКТ) и от 40°–45° до 20°–25° (Сопча–Нюд–Поаз) к осевым частям при более пологом падении расслоенности (10°–15°). В современном геологическом срезе мощность интрузива не превышает 2.8 км. В сводном разрезе Мончегорского интрузива последовательность зон в расслоенной серии отражается в смене кумулятивных минералов: $Ol + Cr_1 \rightarrow Ol + Opx + (-Cr_1) \rightarrow (-Ol) + Opx \rightarrow Ol + Opx + Pl \rightarrow Opx + Pl \rightarrow Opx + Pl + Cpx$ (знак минус означает, что минерал исчезает из кумулятивной ассоциации).

Субширотная ветвь Мончегорского интрузива использовалась авторами для реконструкции его вертикального строения, так как здесь представлен наиболее полный разрез пород расслоенной серии (рис. 2, табл. 1) Данные базируются на петрохимии, предоставленной Центральной Кольской экспедицией (скв. 791 – гора Сопча, скв. 1204 – гора Нюд, скв. 1297 – гора Вурэчуайвенч). Петрохимические типы пород в колонке вдоль вертикального разреза Мончегорского интрузива интерпретированы как кумулаты (рис. 2а).

Ранее в работе (Семенов и др., 1995) при сопоставлении петрохимических и структурно-петрографических видов пород было показано, что, если нормативное содержание пироксена (Opx или Cpx) в породе с кумулятивной структурой превышает 10 об. %, а плагиоклаза 20 об. %, то эти минералы имеют, как правило, кумулятивную природу, если меньше, то интеркумулятивную. Для того чтобы отчетливее проявить закономерности распределения кумулятивных минералов была проведена серия сглаживаний первичных распределений методом скользящего окна. Оптимальными оказались результаты десятикратного трехточечного сглаживания (рис. 2б). В разрезе интрузива выделяются:

1 – нижняя приконтактная зона (краевая зона), представленная габбро-норитами, норитами, перидотитами. Мощность ~50 м;

2 – ультраосновная зона, представленная оливинитами (дунитами), гарцбургитами, слоями хромититов. Мощность ~600 м;

3 – зона бронзититов с рудным горизонтом (гора Сопча) и прослоями перидотитов и меланократовых норитов. Мощность ~700 м;

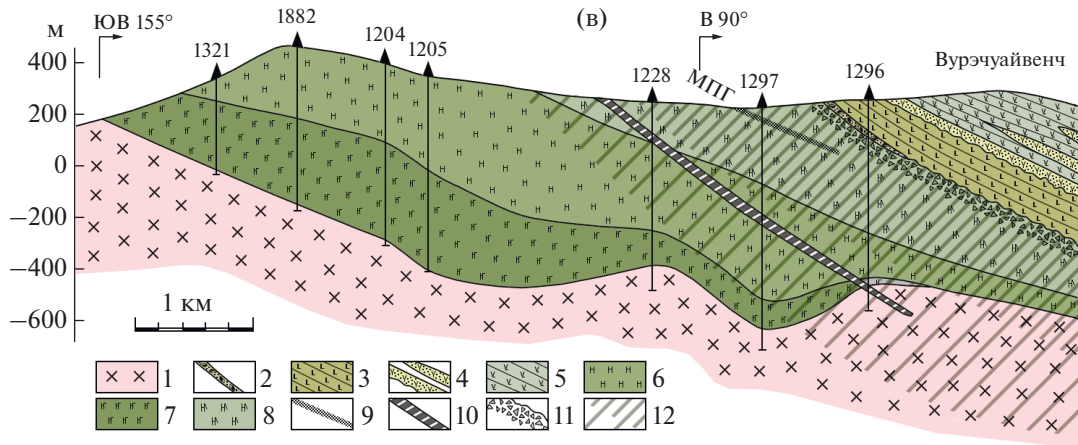
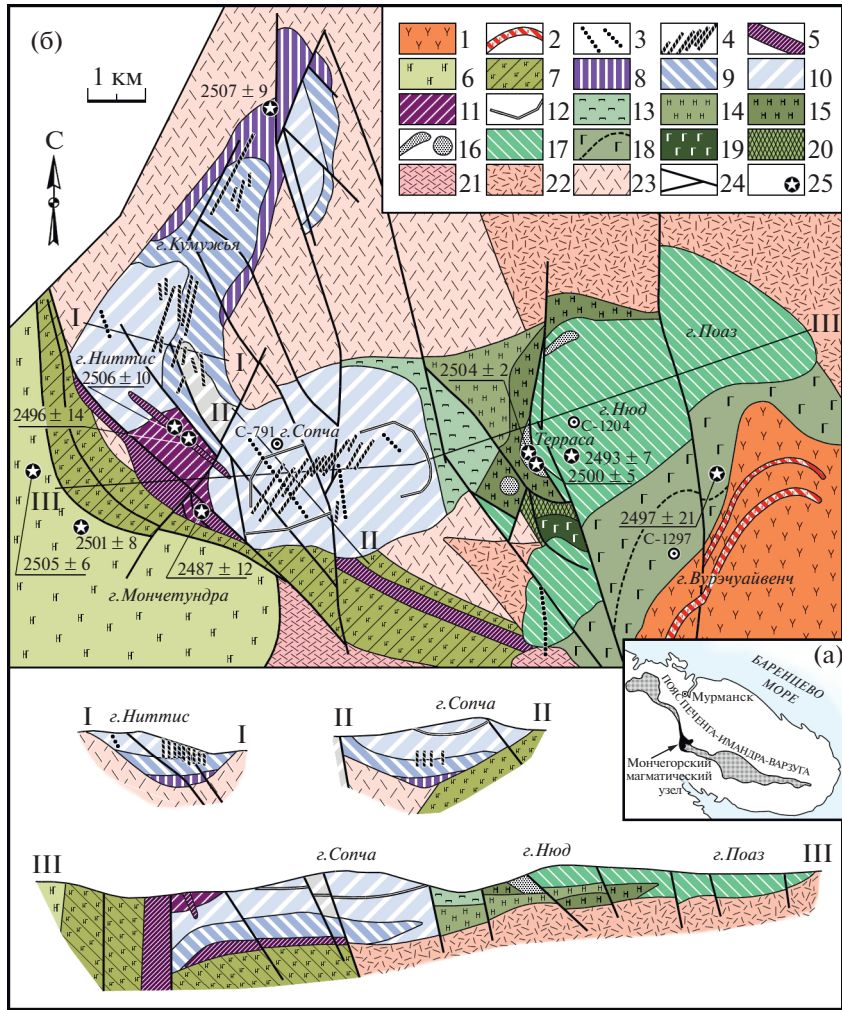
4 – зона норитов с образованиями “критического горизонта” и отдельными слоями габбро-норитов, анортозитов. Мощность >1400 м. Зона норитов может быть подразделена на ряд подзон.

В разрезе горы Сопча, сложенной пироксенитами, картируется месторождение Пласт “330” (далее горизонт “330”), представляющее собой рудный горизонт. Причем, на западном склоне горы для горизонта “330” установлено выдержанное залегание, а на восточном и юго-восточном склонах он представлен в форме удлиненных линз (Расслоенные интрузии ..., 2004). В пределах изученного вертикального разреза через горизонт “330”, который представлен слоями оливинитовых и оливинсодержащих пород (рис. 3), выделяются:

1 – интервал однородных дунитов мощностью 40 см;

Рис. 1. Схема геологического строения Мончегорского интрузива и зоны его сочленения с массивом Мончетундра, по (Смолякин и др., 2004).

(а) Положение интрузивов в Печенга-Имандра-Варзугском поясе. (б) Строение Мончегорского интрузива и схематический геологический разрез через гору Вурэчуайвенч: 1, 2 – метавулканы (1), кварциты и сланцы (2) кукшинской и сейдореченской свит Имандра-Варзугской зоны; 3 – дайки метадолеритов, лампрофиров; 4 – сульфидные жилы НКТ и массив Сопча; 5 – дайки габбро, меланоноритов, ортопироксенитов; 6 – габбро-нориты, анортозиты Мончетундровского плутона; 7 – blastokataklazиты по габброидам; 8 – гарцбургиты и породы придонной зоны НКТ; 9 – переслаивание гарцбургитов, оливинитовых ортопироксенитов и ортопироксенитов; 10 – ортопироксениты; 11 – дуниты, плагиодуниты и хромититы дунитового блока; 12 – горизонт “330” горы Сопча; 13 – плагиопироксениты; 14 – меланонориты; 15 – оливиниты, гарцбургиты; 16 – породы “критического горизонта” горы Нюд; 17 – нориты; 18 – метагаббро-нориты, габбро и анортозиты предгорья горы Вурэчуайвенч; 19 – амфиболитизированное габбро; 20 – диориты 10-й аномалии; 21–23 – вулканы кислого состава горы Арваренч; 24 – разрывные нарушения; 25 – места отбора проб на изотопные исследования. 791, 1204, 1297 – скважины; I, II, III – геологические разрезы. (в) Схематический геологический разрез через массивы Нюд и Вурэчуайвенч: 1 – диориты архейского комплекса, 2 – базальные конгломераты и 3 – метабазальты кукшинской свиты, 4 – туфогенно-осадочные породы и 5 – метаандезитобазальты сейдореченской свиты, 6 – меланориты, 7 – нориты с прослоями габбро-норитов, 8 – габбро-нориты с прослоями анортозитов, 9 – платиноносный горизонт с линзами и шширами анортозитов, 10 – дайка меланократового микрогаббро, 11 – кора выветривания по габброидам, 12 – зона метаморфических преобразований габброидов.



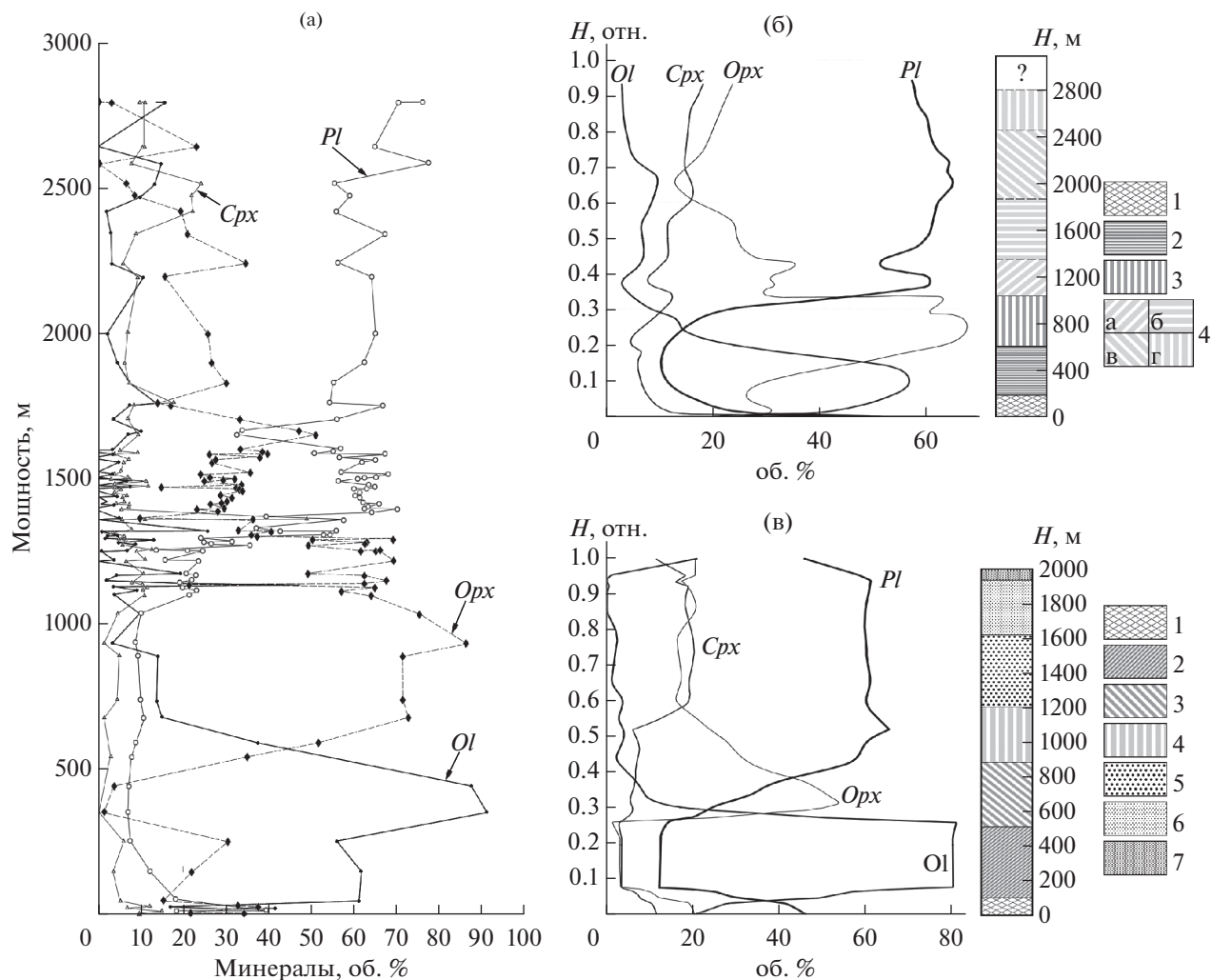


Рис. 2. Строение вертикального разреза и кумулятивная стратиграфия интрузий Мончегорск и Кивакка (использованы данные нормативного состава пород вдоль вертикальных разрезов интрузий): (а) – без сглаживания, (б) – сглаженный; (в) – нормативный состав пород вдоль вертикального разреза интрузива Кивакка, сглаженный. Используются данные химических анализов пород расслоенных серий интрузивов (содержание минералов – в об. %). (б) Обобщенная схема вертикального строения Мончегорского интрузива: 1 – нижняя краевая зона, 2 – дуниты и гарцбургиты, 3 – бронзититы, 4 – мезо-меланократовые нориты (а – мезомеланократовые нориты, б – мезолейкократовые нориты, в – переслаивание габбро-норитов и лейкократовых норитов, г – переслаивание анортозитов и лейкократовых норитов). (в) Обобщенная схема вертикального строения расслоенного массива Кивакка, по (Коптев-Дворников и др., 2001): 1 – нижняя приконтактная зона, 2 – зона дунитов, 3 – зона бронзититов с подзоной ритмичного переслаивания бронзититов и норитов, 4 – зона норитов с подзоной ритмичного переслаивания норитов и габбро-норитов, 5 – зона габбро-норитов, 6 – зона габбро-норитов с пижонитом, 7 – верхняя краевая зона.

2 – интервал тонкорасслоенных полосчатых перидотитов мощностью 1.7 м;

3 – интервал оливинсодержащих ортопироксенитов мощностью 1.7 м.

Нижняя граница горизонта “330” с вмещающими породами резкая, неровная, дуниты внизу границы выполняют заливообразные неровности и карманы в подстилающих оливинсодержащих бронзититах. Элементы залегания полосчатости пород совпадают с генеральной ориентировкой его подошвы. В породах, ниже горизонта “330”, наблюдаются шлировидные обособления и угло-

ватые обломки пироксенитов. Состав оливина в породах горизонта “330” варьирует в пределах 83–86 мол. % *Fo*. Для пород горизонта “330”, кроме хромшпинели и магнетита, характерна халькопирит-пентландитовая ассоциация сульфидов с минералами платиновой группы: мончеитом, никелистым котульскитом, гесситом, палладийным мелонитом, плумбопалладинитом (Расслоенные интрузии ..., 2004). К зоне перехода от оливинных пород к безоливиновым приурочен так называемый “критический горизонт” массива Нью (рис. 4, Южная терраса). Здесь тела (линзы) мик-

Таблица 1. Химический состав (мас. %) пород интрузива Мончегорск (субширотная ветвь)

Номер образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	П.п.п.	Fe ₂ O ₃
791-1147.	54.22	0.56	16.06	0.01	0.11	7.11	7.26	3.5	1.06	0.18	1.63	7.67
791-1135.	50.80	0.40	10.25	0.01	0.18	16.44	8.33	1.3	0.20	0.04	0.67	11.51
791-1126.	45.95	0.34	4.61	0.01	0.18	30.04	3.60	0.44	0.17	0.04	1.17	11.44
791-1123.	50.16	0.40	8.39	0.01	0.16	20.91	6.35	1.1	0.22	0.04	1.12	11.30
791-1100.	42.70	0.32	4.96	0.01	0.16	32.68	3.63	0.16	0.16	0.05	1.08	14.21
791-1000.	44.10	0.25	3.09	0.01	0.17	35.73	2.21	0.28	0.10	0.04	1.36	13.20
791-895.0	45.62	0.20	1.56	0.01	0.16	36.13	1.87	0.3	0.12	0.04	0.84	12.61
791-795.2	40.21	0.24	1.64	0.01	0.18	42.58	0.63	0.2	0.06	0.02	0.01	13.81
791-705.0	41.08	0.12	1.65	0.01	0.16	41.72	1.02	0.2	0.10	0.10	0.02	14.30
791-600.0	46.52	0.13	1.90	0.01	0.17	37.05	1.47	0.18	0.10	0.04	0.23	12.51
791-550.0	49.62	0.18	2.26	0.01	0.17	34.61	1.60	0.17	0.10	0.02	0.10	11.91
791-465.0	52.74	0.18	2.72	0.01	0.16	30.76	1.53	0.24	0.10	0.05	0.79	11.00
791-403.0	53.00	0.19	2.57	0.01	0.16	30.45	2.21	0.19	0.14	0.04	0.44	10.61
791-250.0	53.24	0.18	2.38	0.01	0.18	30.45	2.21	0.19	0.14	0.03	0.45	11.20
791-206.4	55.20	0.22	2.22	0.01	0.18	30.40	1.30	0.19	0.08	0.02	0.01	9.77
791-105.0	53.92	0.21	2.55	0.01	0.18	29.90	2.23	0.2	0.10	0.03	0.26	10.83
1204-528.2	53.30	0.26	4.85	0.01	0.23	23.20	4.31	0.86	0.20	0.04	1.88	10.54
1204-513.1	52.20	0.18	5.50	0.01	0.18	23.70	4.73	0.83	0.15	0.03	2.26	10.33
1204-501.7	53.60	0.23	4.65	0.01	0.17	23.48	4.50	0.68	0.24	0.03	2.43	11.38
1204-493.3	46.30	0.15	3.90	0.01	0.15	29.05	3.10	1.48	0.08	0.01	4.93	11.80
1204-487.5	52.70	0.15	4.85	0.01	0.12	25.00	4.00	0.62	0.05	0.01	1.36	12.37
1204-479.5	53.30	0.15	5.20	0.01	0.16	23.80	4.03	0.75	0.20	0.04	2.50	9.24
1204-452.7	53.00	0.26	5.40	0.01	0.20	23.40	4.45	0.79	0.29	0.06	2.62	9.54
1204-447.0	49.90	0.18	4.85	0.01	0.23	25.85	4.45	0.62	0.20	0.03	2.38	10.74
1204-413.1	53.10	0.25	6.40	0.01	0.17	22.66	4.60	0.44	0.10	0.03	2.37	10.43
1204-409.0	52.00	0.38	3.75	0.01	0.17	24.30	4.03	0.41	0.20	0.05	2.75	10.84
1204-378.0	51.90	0.15	6.60	0.01	0.19	22.40	5.28	0.38	0.20	0.06	4.23	8.95
1204-376.0	51.10	0.18	4.95	0.01	0.22	23.10	4.73	0.62	0.20	0.03	4.56	9.65
1204-375.0	52.20	0.33	2.75	0.01	0.19	25.50	4.03	0.45	0.31	0.03	3.45	10.52
1204-356.0	51.60	0.22	9.65	0.01	0.14	21.35	5.89	0.84	0.22	0.01	3.31	8.96
1204-350.5	51.80	0.18	6.45	0.01	0.25	23.90	3.89	0.78	0.20	0.03	4.23	8.15
1204-348.5	54.20	0.26	5.90	0.01	0.21	24.84	4.03	0.56	0.75	0.06	0.90	8.55
1204-341.0	51.40	0.18	8.75	0.01	0.13	24.09	5.48	0.6	0.16	0.01	1.34	8.73
1204-337.0	53.90	0.17	6.45	0.01	0.20	24.64	4.12	0.54	0.14	0.06	1.30	8.75
1204-326.7	50.70	0.13	15.50	0.01	0.16	14.50	8.76	1.28	0.20	0.02	1.91	6.16
1204-324.1	51.20	0.20	15.50	0.01	0.12	15.89	8.86	1.12	0.20	0.03	1.01	6.82
1204-312.0	51.00	0.13	17.00	0.01	0.10	14.37	9.14	0.88	0.22	0.02	1.28	6.57
1207-306.8	49.20	0.16	8.05	0.01	0.17	23.66	5.06	1.33	0.20	0.06	2.23	9.76
1204-270.1	51.50	0.16	16.60	0.01	0.12	13.16	9.04	1.37	0.31	0.03	1.74	6.16
1204-266.9	51.20	0.18	10.50	0.01	0.12	13.65	17.59	0.76	0.18	0.01	1.25	5.13
1204-240.0	51.10	0.15	18.40	0.01	0.13	10.90	10.43	1.76	0.20	0.03	1.17	4.87
1204-235.2	51.00	0.14	21.20	0.01	0.09	8.84	11.41	1.63	0.22	0.03	0.91	4.17
1204-229.5	51.10	0.13	18.40	0.01	0.16	11.16	10.40	1.54	0.16	0.03	0.99	5.14
1204-219.3	49.60	0.18	18.55	0.01	0.08	11.50	10.65	1.42	0.18	0.11	2.14	5.59

Таблица 1. Окончание

Номер образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	П.п.п.	Fe ₂ O ₃
1204-215.0	50.50	0.09	19.70	0.01	0.09	11.10	10.47	1.5	0.15	0.02	1.22	5.07
1204-208.0	50.70	0.16	18.30	0.01	0.08	11.86	10.15	1.44	0.20	0.03	1.10	6.17
1204-194.9	51.10	0.19	17.65	0.01	0.11	11.40	9.68	1.58	0.22	0.09	1.85	5.57
1204-187.0	50.50	0.22	17.80	0.01	0.10	12.86	10.07	1.42	0.16	0.01	1.38	6.37
1204-176.4	51.80	0.20	18.30	0.01	0.09	12.65	9.71	1.42	0.20	0.01	1.11	6.17
1204-171.8	51.90	0.15	17.60	0.01	0.13	12.34	9.54	1.52	0.16	0.05	0.93	5.37
1204-167.7	51.80	0.15	17.65	0.01	0.13	12.30	9.46	1.44	0.15	0.04	1.26	5.36
1204-163.2	51.30	0.12	18.30	0.01	0.14	12.00	9.46	1.64	0.20	0.02	1.25	5.37
1204-156.5	47.70	0.20	18.75	0.01	0.10	10.63	11.86	1.5	0.18	0.01	2.35	5.37
1204-151.5	51.50	0.12	19.00	0.01	0.06	12.10	9.60	1.43	0.20	0.02	1.26	5.27
1204-136.0	49.80	0.15	15.80	0.01	0.17	13.10	10.01	1.54	0.20	0.04	1.93	7.16
1204-132.0	51.50	0.15	17.70	0.01	0.12	10.92	10.24	1.5	0.14	0.04	2.14	5.57
1204-128.1	51.20	0.20	18.70	0.01	0.10	12.56	9.67	1.4	0.24	0.10	0.76	5.94
1204-125.7	51.50	0.15	19.05	0.01	0.10	10.20	10.57	1.8	0.16	0.02	1.35	4.88
1204-114.7	50.40	0.15	19.95	0.01	0.13	11.00	10.15	1.84	0.20	0.03	1.04	4.91
1204-107.5	51.60	0.15	16.50	0.01	0.14	12.84	9.12	1.31	0.19	0.04	2.06	5.96
1204-72.4	50.84	0.21	18.10	0.01	0.08	12.70	9.99	1.54	0.30	0.13	0.78	5.80
1204-62.6	50.60	0.15	19.20	0.01	0.24	10.20	10.85	1.56	0.20	0.03	1.34	5.46
1204-51.0	51.00	0.15	16.40	0.01	0.13	13.80	9.07	1.25	0.15	0.04	1.22	5.66
1204-45.0	50.20	0.13	20.20	0.01	0.08	11.37	10.28	1.52	0.24	0.01	1.20	5.33
1204-41.2	52.50	0.11	14.25	0.01	0.12	14.90	8.90	1.3	0.20	0.02	0.89	6.55
1204-34.7	52.40	0.15	15.90	0.01	0.11	13.60	8.62	1.37	0.20	0.02	0.79	6.76
1204-28.0	51.40	0.14	16.50	0.01	0.08	14.17	9.22	1.4	0.26	0.01	1.34	6.19
1297-600.	51.72	0.2	17.75	0.01	0.12	11.98	9.44	1.97	0.26	0.01	0.52	6.62
1297-599.	51.4	0.2	18.07	0.01	0.11	10.2	9.58	2.16	0.33	0.01	1.86	6.29
1297-405.	50.68	0.18	17.32	0.01	0.11	10.9	9.5	2.56	0.23	0.02	1.36	7.52

розернистых пород, залегающие в основании депрессии, перекрыты породами расслоенной серии, представленной пятнистыми анортозитами, оливинсодержащими породами (нориты, троктолиты, гарцбургиты), пойкилитовыми и лейкократовыми норитами и пироксенитами, сегрегациями кварцсодержащих габбро-пегматитов. Сами мелко-микророзернистые линзовидные тела имеют видимую мощность до 5 м и протяженность до 20 м (рис. 5в), сложены преимущественно мелко-микророзернистыми меланократовыми норитами с мелко-микророзернистыми ортопироксенитами, формирующими слоистость толщиной от размера зерна (*Орх*) до первых миллиметров с отчетливо проявленной трахитоидностью. Плаггиоклаз формирует расщепленные лейсты, образует сферолитовые структуры: один торец зерна узкий, а другой широкий, удлинённые лейсты зерен плаггиоклаза расходятся веером от центра сферолитов. Отмечаются отдельные и еще более мелкие зерна мо-

ноклинного пироксена. В породе встречаются обособления, сложенные в основном ромбическим пироксеном с рассеянной вкрапленностью сульфидов. Химический состав пород характеризуется высокими содержаниями SiO₂ (до 53 мас. %) и MgO (до 21 мас. %). В породах “критического горизонта” в связи с рассеянной Fe–Ni–Cu-сульфидной вкрапленностью фиксируются минералы платиноидов.

Формирование пород горизонта “330” и “критического горизонта” связывается с дополнительными фазами внедрения порций магм (Шарков, 1980; Магматические ..., 1985). Изотопно-геохимические данные (Sm–Nd изотопная систематика; данные авторов) свидетельствуют о том, что магма, сформировавшая микророзернистые породы имеет иной изотопный состав, чем магма, сформировавшая породы расслоенной серии (микророзернистый норит – $\epsilon_{Nd}(T)_{WR} \sim +0.6...+0.2$; габбро-норит расслоенной серии горы Нюд – $\epsilon_{Nd}(2504)_{WR} = -1.4 \pm$

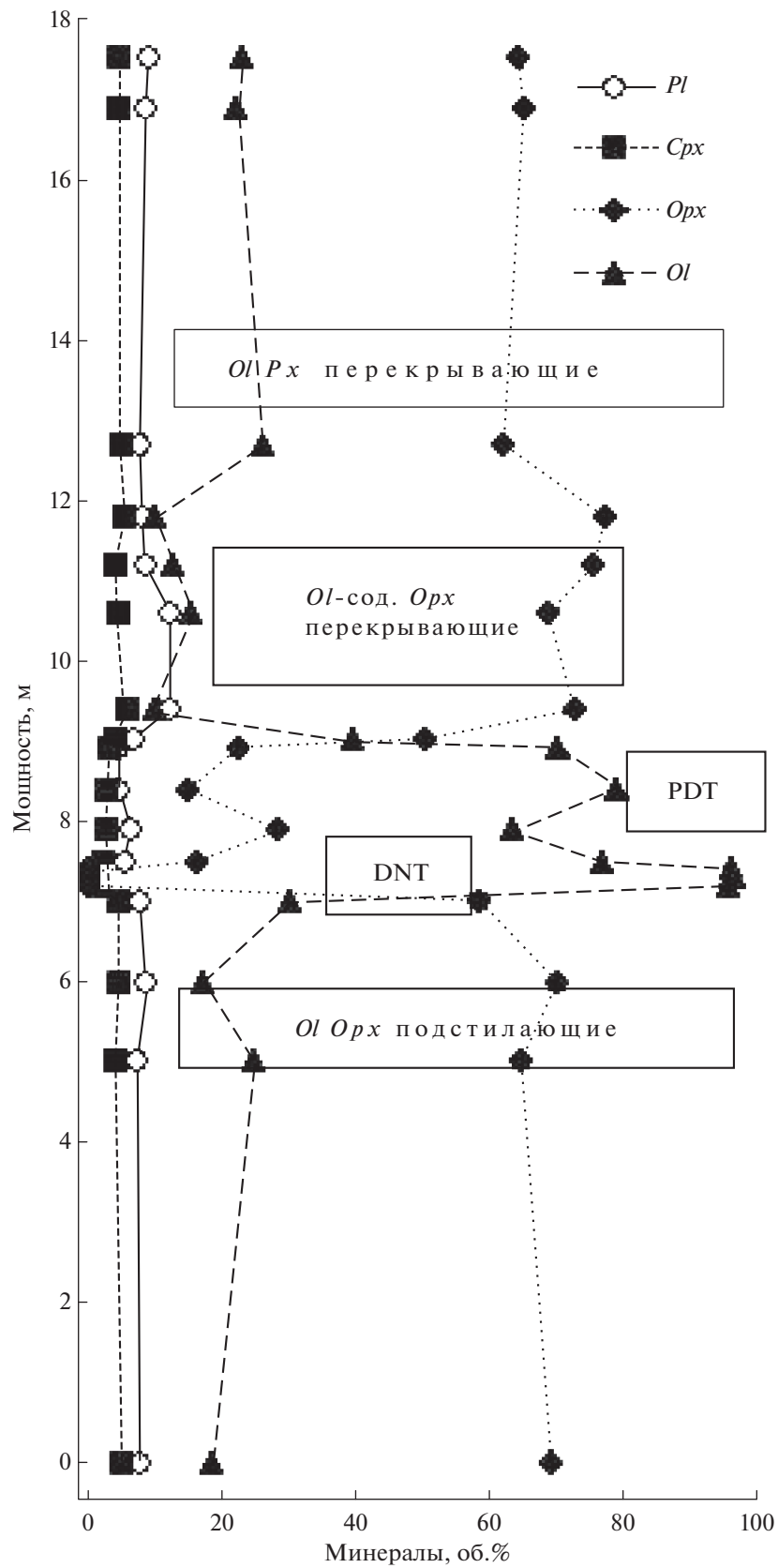


Рис. 3. Строение вертикального разреза через горизонт "330" (гора Сопча, северо-западный склон). PDT – перидотиты, DNT – дуниты, *Ol Orx* – оливиновые ортопироксениты, *Ol-сод. Orx* – оливинсодержащие ортопироксениты, *Ol Pх* – оливиновые пироксениты.

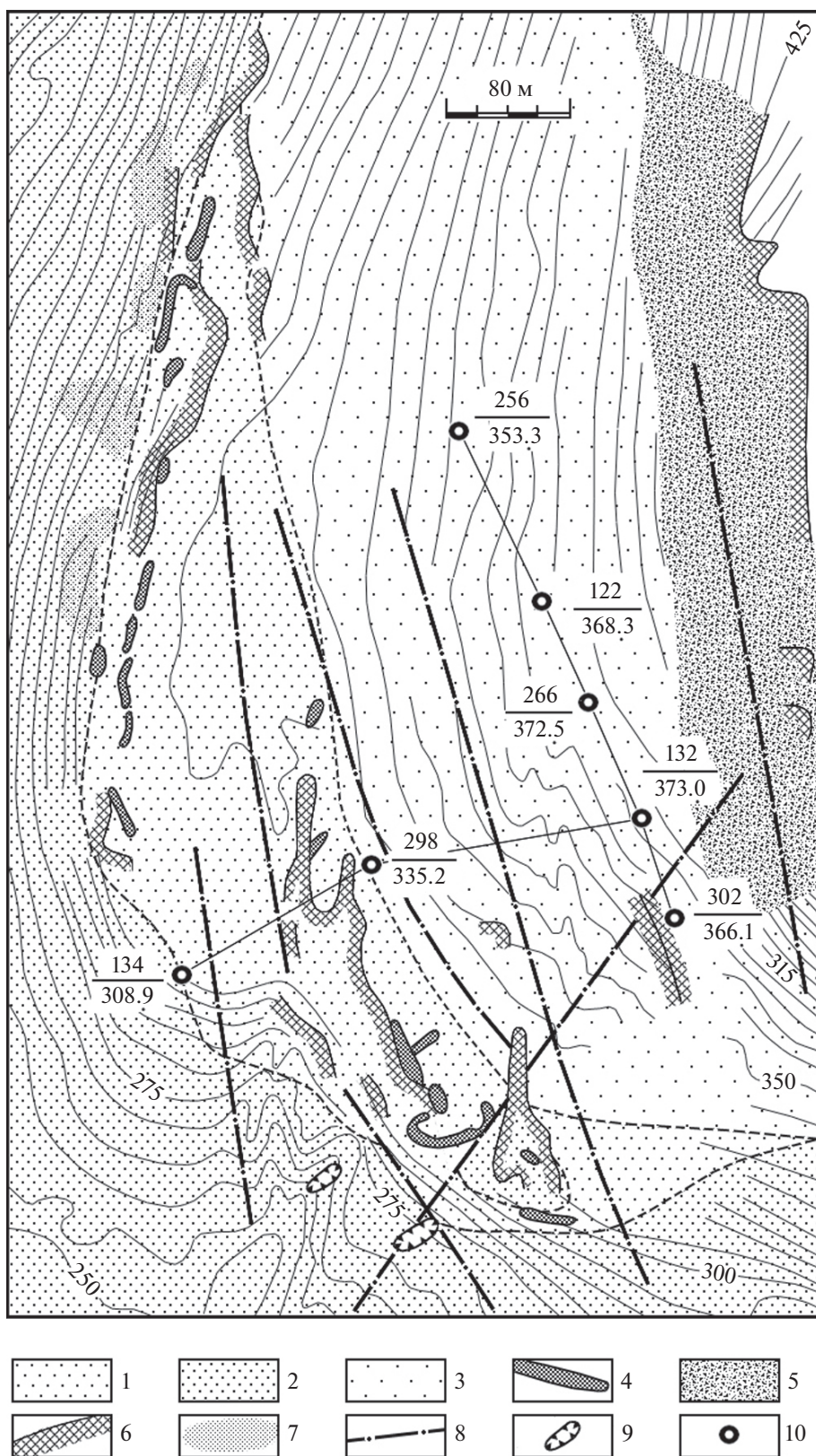


Рис. 4. Строение “критического горизонта” Южной террасы, по (Козлов, 1973).

1 – бронзититы и меланократовые нориты, 2 – оливковые нориты, 3 – нориты верхней части массива, 4 – линзовидные тела мелко-микрозернистых пород, 5 – крутой склон под вершиной горы Нюд, 6 – борта оврагов, 7 – осыпь, 8 – сбросы, 9 – горные выработки, 10 – скважины (в числителе номер скважин, в знаменателе глубина заложения).

± 0.6). То же отмечается и для горизонта “330”. Для него получены значения $\varepsilon_{Nd}(2504)_{WR} = +0.3$ (рудный перидотит), -2.0 (надрудная пачка пироксенитов), $-2.4...-1.5$ (подрудная пачка оливинсодержащих пироксенитов, пироксенитов).

В зоне сочленения субмеридиональной и субширотной ветвей плутона находится дунитовый блок, содержащий залежь хромитовых руд (рис. 5а). Мощность блока превышает 700 м. Дунитовый блок и хромитовая рудная залежь разбиты серией тектонических нарушений преимущественно северо-западного простирания и пересекаются крупными дайками меланократовых норитов и габбро-норитов (Расслоенные интрузии ..., 2004).

Субмеридиональная ветвь (НКТ) менее представительна и сложена преимущественно высокомагнезиальными породами расслоенной серии, расположенными в следующем порядке:

- в краевой зоне массива с вмещающими породами развита пачка мощностью до 40 м, сложенная плагиопироксенитами, их оливиновыми разностями, кварцсодержащими норитами и габбро-норитами;

- пироксениты (бронзититы) с хорошо выраженной трахитоидностью, реже линейностью; мощность от 300 до 700 м;

- переслаивающиеся пироксениты, оливиновые пироксениты и перидотиты мощностью до 400 м;

Характерно широкое развитие сульфидных жил с платинометальной минерализацией, выполняющих трещины контракции (рис. 6) в породах зоны бронзититов (Казанов и др., 2016, 2017).

Расслоенный интрузив Мончетундра формирует восточный отрог крупнейшего габбро-анортозитового массива Главного хребта (Нерович и др., 2009). Интрузия Главного хребта протягивается в субмеридиональном направлении в центральной части Кольского полуострова (Чуна, Монча и Волчья тундры) на 80 км при ширине от 1–2 до 15–20 км и занимает общую площадь около 440 км² (Юдин, 1980; Магматические ..., 1985). Она приурочена к глубинному разлому, разделяющему Беломорский и Центрально-Кольский блоки. Только в отдельных частях интрузии сохранились первичные контакты с вмещающими гиперстенowymi диоритами.

Субмеридиональный разлом делит интрузию на два тектонических блока – более протяженный Чуна-Волчьетундровский и менее крупный Мончетундровский. Предполагается, что интрузия первоначально представляла собою тело чашеобразное на юге и дайкообразное на севере, внутреннее строение которого в дальнейшем было нарушено поперечными разломами преимущественно сбросо/сдвигового характера и пологими надвигами с падением в южных румбах (Чашин и

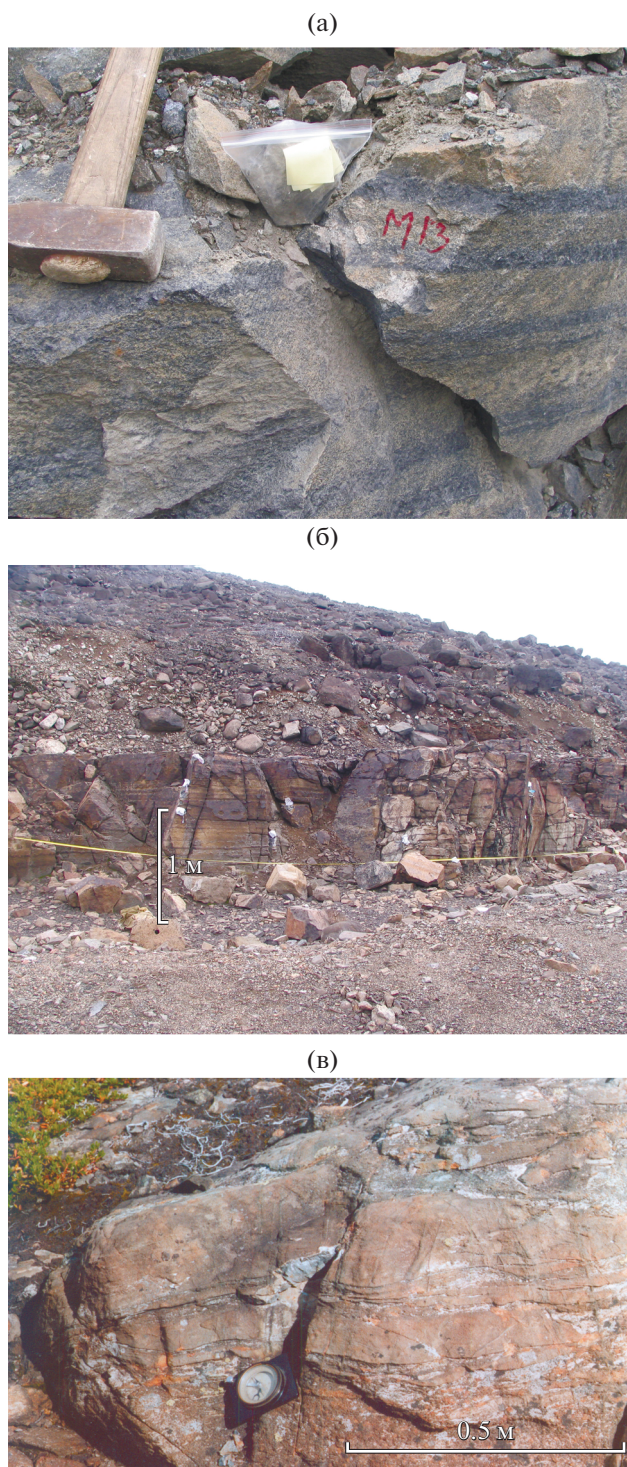


Рис. 5. Фрагменты обнажений Мончегорского расслоенного массива.

(а) – тонкоритмичное строение хромитового горизонта в дунитовом блоке зоны сочленения субмеридиональной и субширотной ветвей плутона; (б) – горизонт “330” (гора Сопча), строение горизонта см. рис. 3; (в) – тело микрозернистых норитов с прослоями бронзититов (гора Нюд, “критический горизонт”).

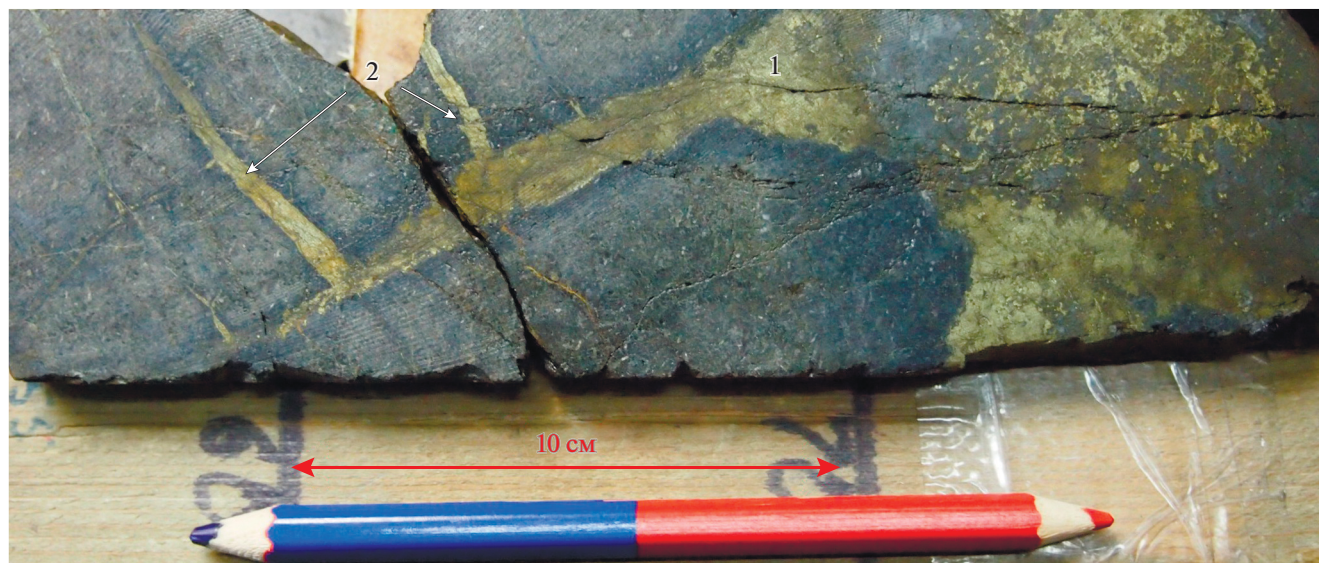


Рис. 6. Фотография керн сульфидных жил (интервал 49.3–49.55 м, скв. МТ-86, субмеридиональная ветвь Мончегоского интрузива на участке Западный Ниттис). Максимальная толщина прожилка достигает 3 см. 1 – сопровождаются вторичными изменениями в экзоконтактовых зонах жил; 2 – без вторичных изменений в экзоконтактах прожилков.

др., 2020). В эндоконтактовых зонах преобладают крутые падения, в центральных частях разломов – более пологие до субгоризонтального.

Мончетундровский массив отделен от Мончегорского разломами с мощными зонами бластокатаклизитов и бластомилонитов с гранатомфиболовым парагенезисом (Пентландитовое ущелье), с запада ограничена Витегубско-Сейдозерским разломом (Расслоенные интрузии ..., 2004; Нерович и др., 2009). Мощность вертикального разреза Мончетундровского массива оценивается в 2 км. В нем выделяют ряд зон, представленных кумулатами: ультрамафитовую (пироксенитовую), норитовую, габбро-норитовую и габбровую. Две нижние зоны отчетливо расслоенные. В них обнаружена малосульфидная платинометаллическая минерализация. На рис. 7а, 7б представлены вертикальные разрезы через Мончетундровский массив по скважинам 753 и 742, а на рис. 7в приведено сравнение химизма их пород.

Разрез скв. 753 (район Пентландитового ущелья) представлен норитами (меланократовые и лейкократовые породы, количество ортопироксена составляет 60 об. %, плагиоклаза – 60 об. %). В основании толщи норитов залегают габбро-нориты. По норитам скважина достигла глубины ~400 м. В породах толщи присутствует оливин. Выше толщи норитов залегает слой ортопироксенитов (по ортопироксенитам скважина достигла глубины ~160 м, количество ортопироксена – 80 об. %), который перекрыт контрастно переслаивающимися оливинитами, ортопироксенитами с редкими прослоями габбро-норитов (по толще пересла-

ивания скважина достигла глубины ~150 м, количество ортопироксена – 80 об. %, оливина – 90 об. %). Выше толщи контрастного переслаивания залегают оливиниты (по этим породам скважина достигла глубины ~160 м, количество оливина – 90 об. %). Завершает вертикальный разрез скважины пачка переслаивания норитов, ортопироксенитов и оливинитов (по этим породам скважина достигла глубины ~120 м, количество ортопироксена – 70 об. %, оливина – 90 об. %, в норитах количество плагиоклаза – 60 об. %). Поскольку в этой части интрузива наблюдается крутое залегание слоев (угол падения составляет ~70°) при субвертикальном прохождении (заложении) скважины, очевидно, что истинная мощность пройденного разреза значительно меньше 1200 м.

Разрез скв. 742 (участок Лойпишнюн) представлен оливинитами с троктолитами в основании. Эта толща перекрыта контрастно переслаивающимися ортопироксенитами (количество ортопироксена в породе – 80 об. %) с прослоями норитов и оливиновых норитов. В основании толщи переслаивания залегают оливиниты. Мощность толщи переслаивания ~150 м. Выше этой толщи залегают лейкократовые габбро с прослоями габбро-норитов (количество ортопироксена в отдельных слоях – 30 об. %, клинопироксена ~20 об. %, количество плагиоклаза ~60 об. %); мощность слоя ~500 м. Слой габбро перекрыт анортозитами (количество плагиоклаза в породе >70 об. %); мощность слоя 700 м. Завершается разрез габбро-норитами.

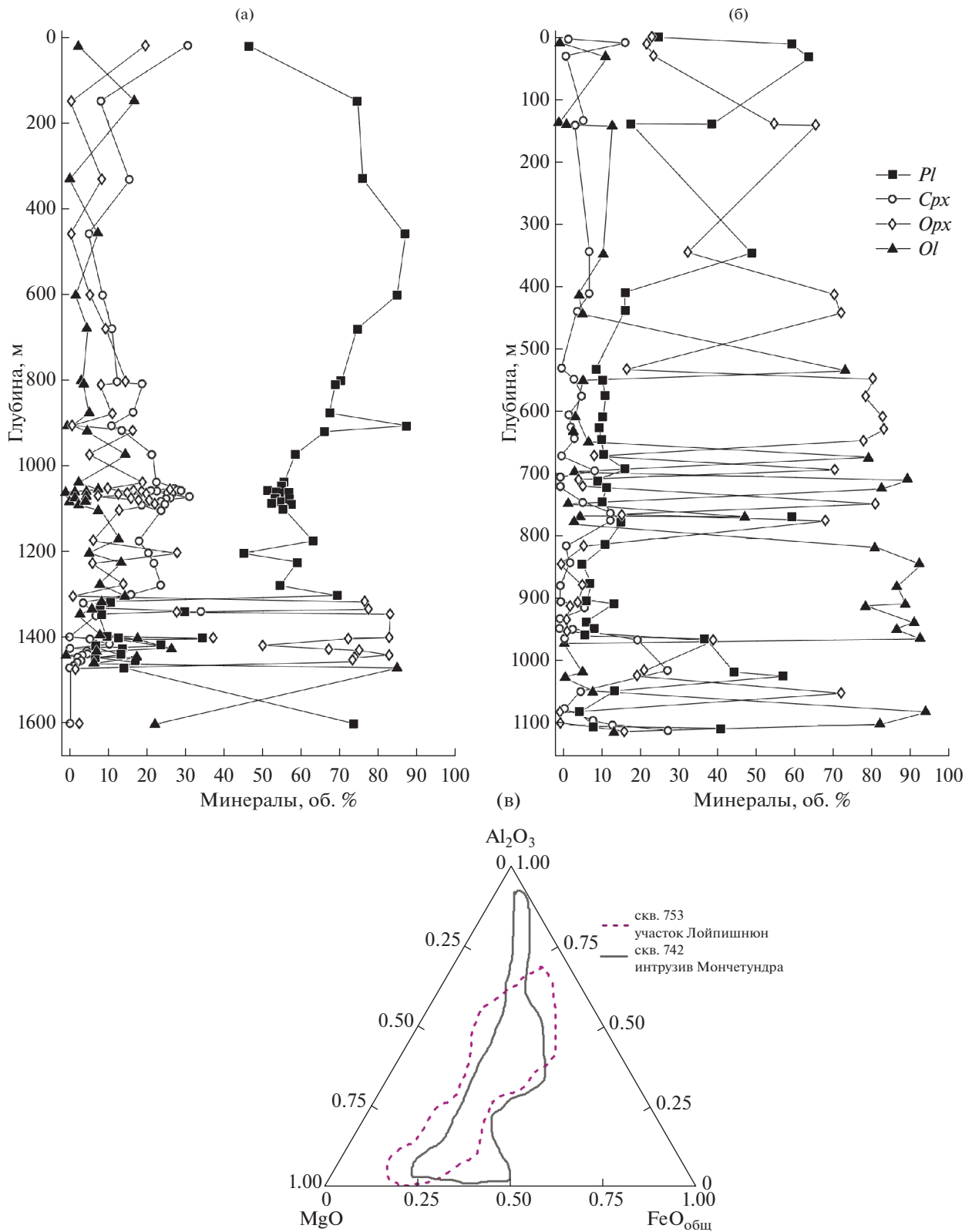


Рис. 7. Стрoение вертикальных разрезов скв. 753 (а) и скв. 742 (б); (в) – сравнение химических составов пород.

Таблица 2. Результаты U-Pb геохронологических исследований циркона из пробы 105.8/MT-76 (Мончегорский интрузив, участок Западный Ниттис)

Номер п/п	Размерная фракция (мкм) и характеристика циркона	U/Pb*	Изотопные отношения					Rho	Возраст, млн лет		
			$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^a$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^a$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$
1	<60, 5 зерен	1.65	608	0.1607 ± 3	0.3419 ± 1	9.7337 ± 292	0.4393 ± 13	0.76	2410 ± 7	2347 ± 5	2463 ± 3
2	<50, 8 зерен	1.72	597	0.1614 ± 2	0.3475 ± 1	9.7845 ± 196	0.4398 ± 9	0.84	2415 ± 5	2350 ± 5	2470 ± 2
3	<60, 3 зерна	1.64	2366	0.1635 ± 3	0.3643 ± 1	10.3802 ± 311	0.4605 ± 9	0.83	2469 ± 7	2442 ± 5	2492 ± 3
4	<50, 4 зерна	1.10	100	0.1638 ± 3	0.4005 ± 1	10.5267 ± 610	0.4660 ± 21	0.91	2482 ± 14	2466 ± 12	2496 ± 4

Примечание. ^aИзотопные отношения, скорректированные на бланк и обычный свинец; Rho – коэффициент корреляции ошибок отношений $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} - ^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$; U/Pb* – навеска циркона не определялась. Величина ошибки (2σ) соответствует последним значащим цифрам.

Породы разреза (скв. 753) имеют сходство с породами разреза краевой зоны Мончегорского расслоенного комплекса. В основании разрез начинается с норитов, выше которых залегают ультраосновные породы расслоенной серии.

ИЗОТОПНО-ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ

В.В. Чашин обобщил изотопно-геохронологические данные для пород расслоенной интрузии Мончетундра (Чашин и др., 2020), которая формировалась, как минимум, в течение трех эпизодов магматической активности: ~2500 млн лет – ортопироксениты и нориты нижней зоны, ~2470 млн лет – лейкогаббро-нориты и ~2450 млн лет – лейкогаббро верхней зоны.

В книге (Расслоенные интрузии ..., 2004) приведены данные, полученные по цирконам из габбро-норитов восточного склона Мончетундровского массива, которые показали возраст в 2505 ± 6 и 2501 ± 8 млн лет. Для пород Пентландитового ущелья U-Pb методом получен возраст, равный 2501 ± 5.6 млн лет, который интерпретируется как время формирования плагиоипироксенитов. Этот возраст совпадает с возрастом норитов Мончетундровского массива, который всегда считался временем формирования нижней части массива и равен 2505 ± 3 млн лет (Баянова и др., 2010). В Пентландитовом ущелье возраст для этих же пироксенитов получен по Sm-Nd изохроне, построенной по точкам ортопироксена, смеси клино- и ортопироксена, смеси сульфидов, плагиоклазу и пирротину, – 2489 ± 49 млн лет, который в пределах погрешности совпадает с U-Pb возрастом. В.Ф. Смолькин относит зону Пентландитового

ущелья к Мончегорскому интрузиву (Расслоенные интрузии ..., 2004).

В Мончегорском интрузиве изучался циркон из пробы 105.8/MT-76 (норит из краевой зоны, гора Ниттис). Было выделено тридцать зерен светло-розового, бесцветного прозрачного, редко полупрозрачного субидiomорфного, реже идиоморфного, циркона коротко призматического, субизометричного, а также призматического облика. Размер кристаллов составляет 30–80 мкм, а коэффициент удлинения – от 1.0 до 2.0. Циркон характеризуется однородным внутренним строением. Для U-Pb изотопных исследований были использованы четыре микронавески (4–8 зерен циркона). Как видно из табл. 2 и рис. 8а, 8б, изученный циркон в целом характеризуется незначительной возрастной дискордантностью (4.8–1.1%). Точки его изотопного состава аппроксимируются дискордией, верхнее пересечение которой с конкордией соответствует возрасту 2506 ± 7 млн лет, нижнее пересечение – 928 ± 150 млн лет, СКВО = 1.1.

Полученный возраст в пределах погрешности совпадает с результатами датирования Мончегорского интрузива – 2493 ± 7 – 2507 ± 9 млн лет и Мончетундровского интрузива – 2494.6 ± 7.3 млн лет (центральная часть интрузива) и 2501 ± 5.6 – 2505 ± 6 млн лет (восточный борт интрузива, включая Пентландитовое ущелье). Это может, по высказанному ранее в (Родионов и др., 2013) мнению, означать что: или (1) расслоенные массивы Мончегорский и Мончетундровский составляют единый интрузив, или (2) существовал временной интервал между формированием Мончегорского интрузива (на рубеже ~2500 млн лет) и Мончетундровского интрузива, ознаменовавшийся внедрением региональной дайки оливиновых габбро-нори-

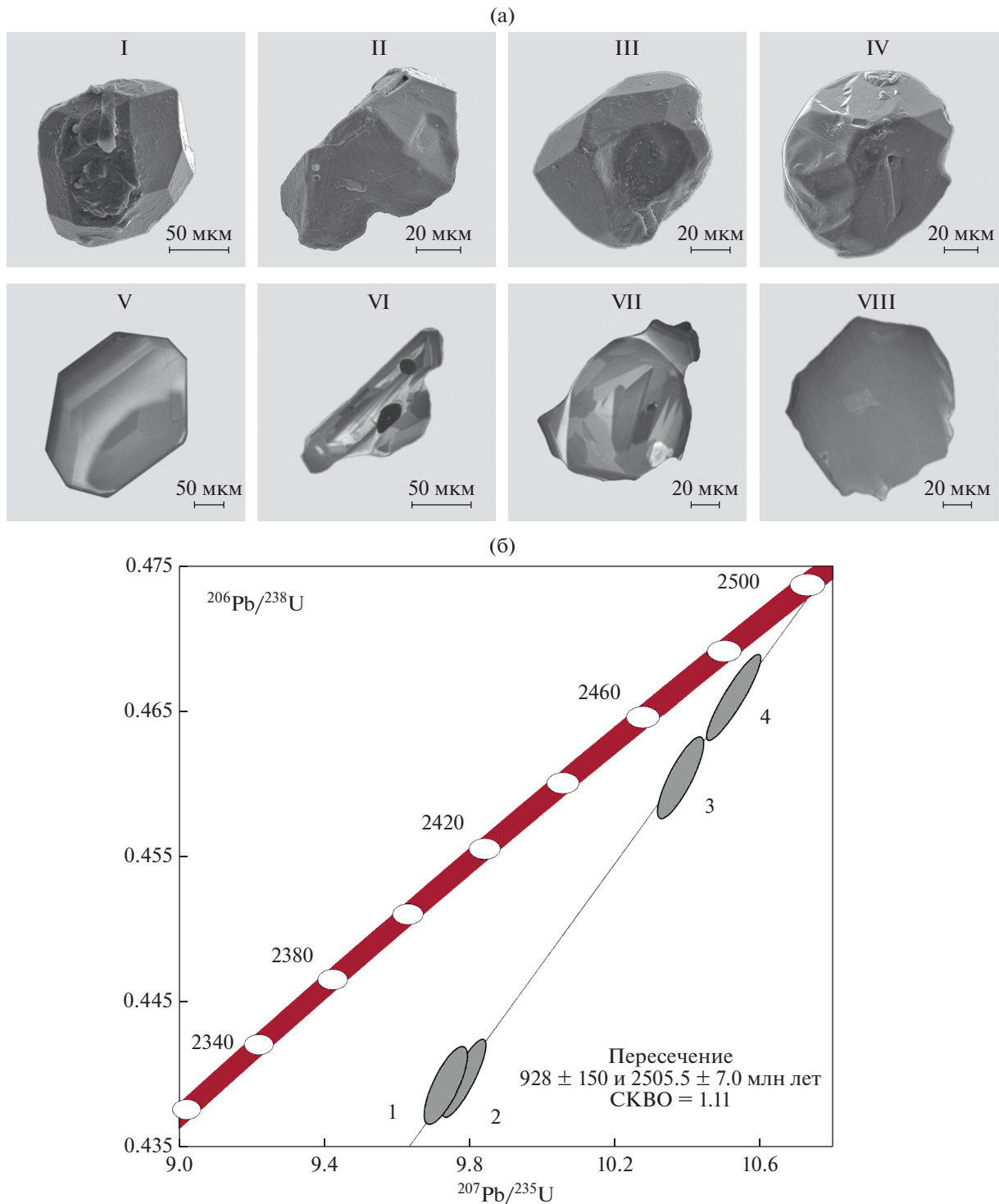


Рис. 8. (а) Микрофотографии циркона, выполненные с помощью сканирующего электронного микроскопа VEGA3 TESCAN: I–IV – в режиме вторичных электронов; V–VIII – в режиме катодолуминесценции. (б) Диаграмма с конкордией для циркона из Мончегорского интрузива (проба 105.8/MT-76). Номера точек соответствуют порядковым номерам в табл. 2.

тов 2490 млн лет назад. В этом случае Мончегорский магматический узел, согласно (Родионов и др., 2013), сформирован в процессе эволюции долгоживущего магматического центра в течение

~10 млн лет на рубеже порядка 2.5 млрд. лет назад, но не в течение 50 млн лет, как предполагают (Sharkov, Chistyakov et al., 2012; Bayanova et al., 2010; Amelin et al., 1995).

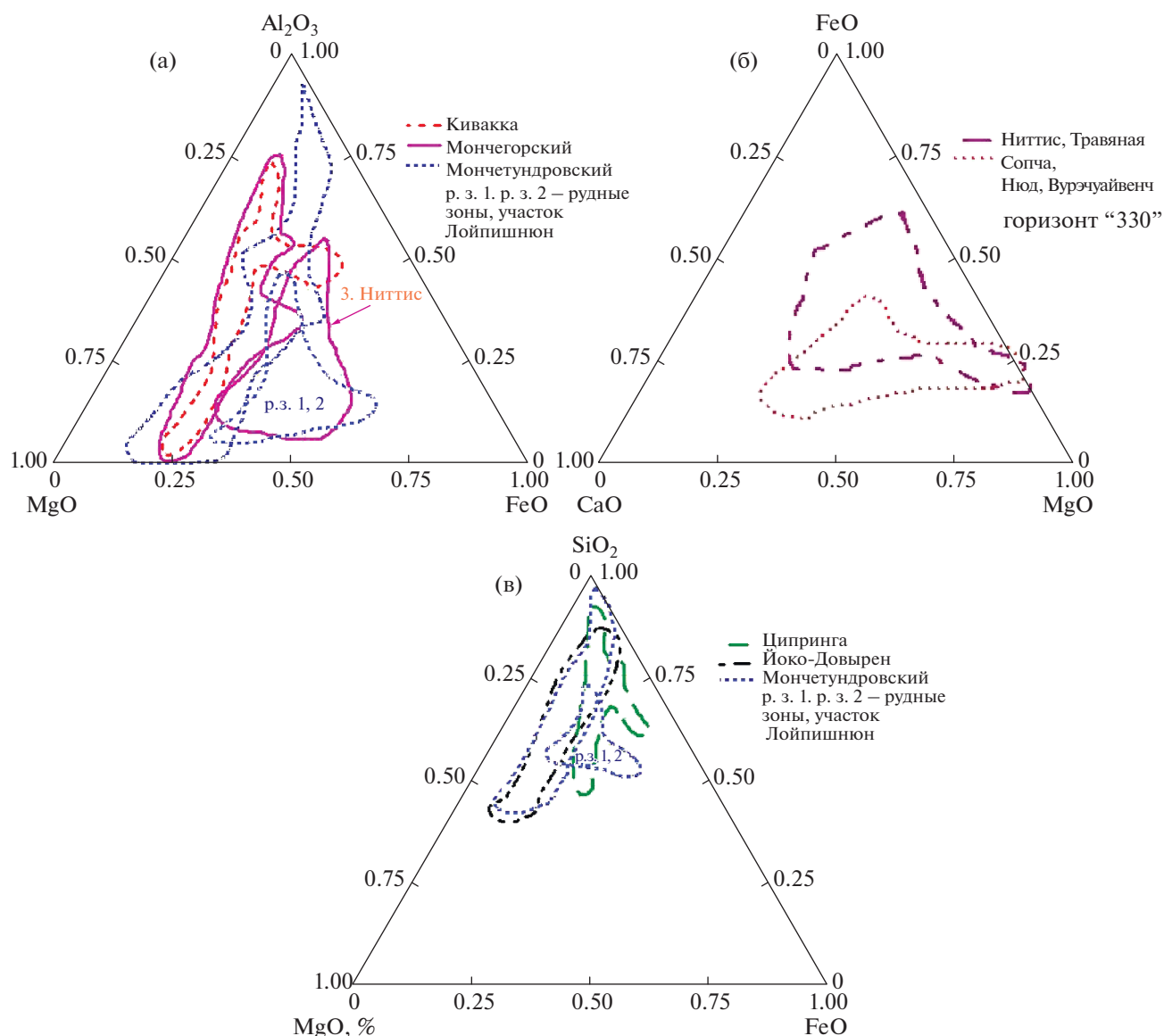


Рис. 9. (а) Области химических составов пород расслоенных массивов Кивакка, Мончегорск, Мончетундра. Представленный разрез построен с использованием петрохимических данных, полученных через субширотную ветвь Сопча—Нюд—Поаз и предгорье горы Вурэчуайвенч. (б) Области химических составов пород, субширотной и субмеридиональной ветвей Мончегорского интрузива. Представлено обобщенное поле составов пород с учетом данных для субмеридиональной и субширотной ветвей. (в) Области химических составов пород расслоенных массивов Ципринга, Йоко-Довыренского и Мончетундра на тройных (петрохимических) диаграммах. Для сравнения приведены данные химизма пород для расслоенного троктолит-габбро-норитового интрузива Ципринга (Семенов и др., 1995; Ярошевский и др., 2006).

Из приведенных данных следует, что Мончегорский магматический узел был сформирован в ходе комплекса отличающихся по времени магматических событий, с которыми связано образование расслоенных интрузий. Возрасты, полученные для интрузивов Мончетундра (горы Мончетундра, Хипикнюнчорр) и Мончегорск различаются. Для интрузива Мончегорск — 2491–2507 млн лет, для интрузива Мончетундра — 2450–2500 млн лет в центральной и западной его части и 2490–2505 млн лет в восточной зоне (Пентландитовое ущелье).

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ИНТРУЗИЙ

Мончегорский интрузив

Состав магмы, условия ее кристаллизации, реконструкция доэрозионного строения Мончегорского расслоенного интрузива определены путем его сравнения (использовались данные для разреза через субширотную ветвь Сопча—Нюд—Поаз и предгорье горы Вурэчуайвенч с похожей интрузией Кивакка (рис. 9а) и с помощью модельных по-

Таблица 3. Состав магмы (мас. %) интрузий Ципринга, Мончетундра (скв. 742), средневзвешенные составы пород нижней приконтактной зоны и зоны норитов (НПЗ–НЗ) и толщи, пройденной скв. 753

Расслоенные массивы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
Интрузия Ципринга (состав магмы, по (Семенов и др., 1995))	49.75	0.57	17.88	10.44	0.16	8.24	9.73	2.73	0.45	0.08
Интрузия Мончетундра, скв. 742	50.75	0.31	17.52	8.61	0.19	9.59	10.35	2.38	0.29	0.01
Интрузия Кивакка (НПЗ–НЗ, мощность 850 м)	47.99	0.15	8.28	9.98	0.16	27.50	5.19	0.58	0.14	0.02
Мончегорский интрузив (НПЗ–НЗ, мощность 1900 м)	50.58	0.21	7.44	9.25	0.16	26.53	4.84	0.79	0.17	0.04
Интрузия Мончетундра, скв. 753	49.32	0.30	6.76	10.9	0.18	27.38	4.46	0.50	0.17	0.03

Таблица 4. Химический состав (мас. %) пород Мончегорского интрузива из нижней приконтактной зоны с вмещающими породами

Номер образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	*Fe ₂ O ₃	Сумма
791-1147	54.22	0.56	16.06	6.46	0.11	7.11	7.26	3.5	1.04	0.18	1.63	7.666	99.96
791-1135	50.8	0.4	10.25	9.34	0.18	16.44	8.33	1.3	0.2	0.04	0.67	11.514	100.21
791-1126	45.95	0.34	4.61	9.45	0.18	30.04	3.6	0.44	0.17	0.04	1.17	13.465	100.55
791-1123	50.16	0.4	8.39	9.7	0.16	20.91	6.35	1.1	0.22	0.04	1.12	11.30	100.31
791-1100	42.7	0.32	4.96	11.49	0.16	32.68	3.63	0.16	0.16	0.05	1.08	14.209	100.48
791-895	45.62	0.2	1.56	10.29	0.16	36.13	1.87	0.3	0.12	0.04	0.84	12.609	99.4

* Все железо пересчитано на Fe₂O₃.

строений (пакет программ COMAGMAT; Арискин, Бармина, 2000; Николаев, Арискин, 2005).

Оценка мощности интрузива до эрозии

Тот факт, что расслоенный массив Кивакка, в отличие от Мончегорского массива, представлен полным геологическим разрезом (Лавров, 1979; Коптев-Дворников и др., 2001), позволяет провести оценку мощности вторым методом сравнения. Для сравнительной характеристики пород Мончегорского интрузива (субширотная ветвь) и пород интрузии Кивакка использовался статистический метод – кластерный анализ. Один из вариантов кластерного анализа (Ward, 1963) апробирован для классификации магматических пород и дополнен нормативным пересчетом химического состава пород, результаты которого приводятся в объемных процентах (Френкель, 1995).

Был выделен ряд общих кластеров: оливиниты, гарцбургиты, пироксениты (бронзититы), нориты и габбро-нориты (Семенов и др., 2021). Последовательность кумулятов в вертикальном разрезе интрузива Кивакка (оливиниты–гарцбургиты–бронзититы–нориты–габбро-нориты) однотипна с Мончегорской схемой последовательности формирования кумулятивных ассоциаций мине-

ралов. Можно предположить, что составы магм относятся к одному типу – марианит-бонинитам, которые характеризуются повышенной кремнеземистостью и магнезиальностью. Это предположение позволяет подойти к оценке доэрозионной мощности Мончегорского массива.

Сравнение средневзвешенного химического состава пород нижней приконтактной зоны (НПЗ)–зоны норитов (НЗ) в Мончегорском и Кивакском интрузивах (табл. 3) показывает, что они отличаются по содержанию SiO₂. Можно предположить, что состав магмы, сформировавшей Мончегорский интрузив, идентичен составу магмы интрузии Кивакка. Используя сходство геологических разрезов, можно подойти к оценке мощности вертикального разреза Мончегорского интрузива. Так, мощности представительных зон в интрузивах Мончегорск (М) и Кивакка (К) сложены: зонами пироксенитов (бронзититов) с подзоной переслаивания бронзититов и норитов ~700 м (М) и 400 м (К), зонами норитов ~1200 м (М) и 650 м (К). Отношение мощностей зон варьирует в пределах 0.57–0.54. Исходя из этих данных, и зная мощность интрузии Кивакка (~2000 м), можно оценить мощность Мончегорского интрузива до эрозии – около 3700 м.

Таблица 5. Составы расплавов, равновесные с интрателлурическим оливином

<i>T</i> , °C	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
Обр. 791-1135, 5.5 кбар, равновесный с расплавом оливин 88.35 мол. % <i>Fo</i> (буфер NNO); кол-во тв. фазы (оливин) в расплаве – 11.8 об. %									
1340.9	52.12	0.46	11.93	10.68	12.32	9.70	1.51	0.23	0.05
Обр. 791-1135, 6.5 кбар, равновесный с расплавом оливин 89.04 мол. % <i>Fo</i> (буфер NNO); кол-во тв. фазы (оливин) в расплаве – 9.0 об. %									
1367.3	52.70	.45	11.59	10.77	13.31	9.42	1.47	.23	.05
Обр. 791-1123, 5.5 кбар, равновесный с расплавом оливин 88.83 мол. % <i>Fo</i> (буфер NNO); кол-во тв. фазы (оливин) в расплаве – 24.0 об. %									
1355.6	54.54	0.54	11.44	10.45	12.52	8.65	1.50	0.30	0.05
Обр. 791-1123, 6.5 кбар, равновесный с расплавом оливин 89.50 мол. % <i>Fo</i> (буфер NNO); кол-во тв. фазы (оливин) в расплаве – 20.70 об. %									
1389.4	53.22	0.52	10.92	10.67	13.92	8.27	1.43	0.29	0.05
Интрузия Кивакка									
Магма киваккского типа	48.82	0.23	12.53	9.71	18.24	8.41	1.52	0.23	0.02
Возможный состав расплава при 6.5 кбар, равновесный с расплавом оливин 91.92 мол. % <i>Fo</i> ; кол-во тв. фазы (оливин, $lgfO_2$ –8,07) – 5.0 об. % (моделировали состав магмы киваккского типа)									
1435.2	50.28	0.24	13.19	9.04	16.53	8.85	1.60	0.24	0.02
Обр. 791-1135 (краевая зона, скв. 791)									
То же	50.8	0.4	10.25	9.52	16.44	8.33	1.3	0.2	0.04

Оценка состава первичного расплава

Химический состав обр. 791-1135 (табл. 4), отобранного из краевой зоны – пограничного слоя (в первых метрах от зоны закалки) Мончегорского интрузива, может отвечать составу первичного расплава. Существование такого слоя закристаллизованной жидкой фракции магмы (лишенной взвешенных интрателлурических фаз) достоверно установлено для Йоко-Довыренского интрузива, где этот слой прослеживается вдоль нижнего эндоконтакта на протяжении нескольких километров. Вероятной причиной сепарации взвешенных интрателлурических фаз являются гидродинамические эффекты при течении внедряющейся суспензии вдоль контакта. Для проверки этого предположения и подтверждения идентичности магм, сформировавших интрузивы, использовался состав магмы Киваккского массива. В результате проведенных расчетов был получен состав расплава по своему химизму близкий составу обр. 791-1135. Интрателлурический оливин, равновесный с расплавом, при этом содержал порядка 92 мол. % *Fo*, а его концентрация в магме при заданных условиях достигала 5 об. % (табл. 5).

Оценка состава интрателлурического оливина

Еще один подход к оценке состава расплава предложен в работе (Николаев, Арискин, 2005). Он базируется на моделировании процессов равновесной кристаллизации пород. Для оценки температуры магмы и в итоге оценки состава расплава необходимо, кроме значения давления, знать и состав интрателлурического оливина. Известно, что состав оливина из пород ультраосновной зоны по оценкам (Расслоенные интрузии ..., 2004) варьирует в пределах 94–84 мол. % *Fo*.

Мы оценивали состав оливина, равновесного с первичным расплавом, используя данные химических составов пород нижней краевой зоны (скв. 791, краевая зона, гора Сопча, табл. 5), где оливин интрателлурический и был сформирован не в результате фракционной кристаллизации. При этом предполагалось, что интрателлурический оливин находился в квазиравновесном состоянии с магматической жидкостью (исходным расплавом при той же температуре и давлении).

Используемый метод оценки состава оливина, предложенный в работе (Николаев, Арискин, 2005), позволяет рассматривать произвольные продукты смешения двух крайних компонентов вдоль линии,

соединяющей их составы на вариационных диаграммах. Одним из компонентов является исходный расплав (состав которого заранее не известен), а другим — оливин, в отношении состава которого можно сделать реалистичный прогноз. Этот минерал более чем на 99 мол. % состоит из MgO, FeO и SiO₂, поэтому на графических построениях составы оливинов формируют линию, отвечающую переходу от крайнего магнезиального члена (*Fo*) к железистому (*Fa*). Очевидно, что тренд продуктов смешения и линия эволюции составов оливина должны пересекаться в точке, которая отвечает исходному составу оливина, как одного из краевых компонентов. Пересечение, полученное с использованием шести образцов из нижней краевой зоны (рис. 10), указывает на вероятный состав оливина порядка 85–86 мол. % *Fo*.

P-T условия кристаллизации

Для оценки температуры, отвечающей началу кристаллизации ромбического пироксена (формируется после интрателлурического оливина и отвечает началу кристаллизации магмы), мы использовали составы пород (обр. 791-1135, обр. 791-1123) из краевой зоны. Для серии рассмотренных образцов пород установлено, что все исследуемые их составы имеют сходную последовательность кристаллизации: *Ol* → *Orx* → *Pl* → *Srx*. Одновременное появление *Pl* и *Srx* отмечено в обр. 791-1135 (проба отобрана в первых метрах от зоны закалки — в пограничном слое).

Оценка давления проводилась методом геохимической термометрии (Френкель, 1995; Арискин, Бармина, 2000). При проведении термодинамических расчетов методом геохимической термометрии необходимо задать значения интенсивных параметров (давление, окислительно-восстановительные условия и содержание воды в системе), приближающихся к условиям существования расплавно-кристаллической смеси в магматической камере. Образцы для вычислений выбирались по принципу близости расположения в вертикальных разрезах, что дает основание предполагать для них общую температуру и состав интрателлурической жидкости. Сравнительный анализ пары составов модельных расплавов при одних и тех же значениях температуры позволяет найти области сгущения и пересечения эволюционных линий. При этом среднее значение для температурного интервала пересечений линий эволюции состава жидкости рассматривается как наиболее вероятная температура исходной расплавно-кристаллической смеси, а равновесный состав минералов принимается в качестве первичного (исходного). Реализация геохимической термометрии проводится с помощью ЭВМ-модели СОМАГМАТ-3. Наиболее благоприятный результат получается, когда расчетные траектории эволюции остаточных рас-

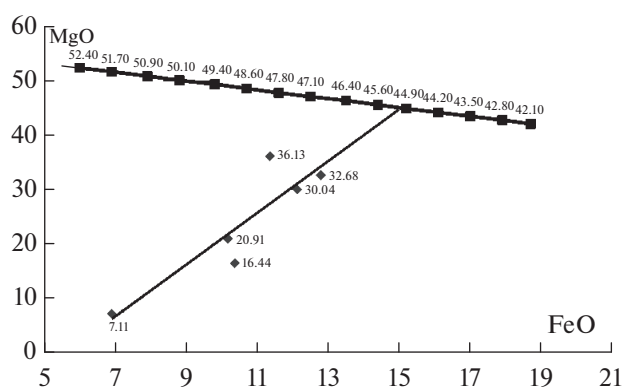


Рис. 10. График в координатах MgO–FeO (мас. %) для определения состава интрателлурического оливина в предположении, что нижняя приконтактная (краевая) зона представляет собой смесь в разных пропорциях исходного расплава и оливина. Ромбы — составы пород краевой зоны от контакта до подошвы зоны дунитов. Тренд этих смесей пересекает линию эволюции составов оливина. Цифры на линии эволюции составов оливинов соответствуют содержанию в минералах MgO (мас. %).

плавов образуют четкое пересечение, что дает возможность для надежной аппроксимации содержаний главных компонентов в исходном расплаве с погрешностью порядка 0.5–1.0 мас. %. Неточность в оценке температуры магмы составляет 5–10°C. Моделирование равновесной кристаллизации для выбранных составов проводилось в безводных условиях при разных буферных равновесиях (табл. 5). Расчеты, отвечающие требованиям к результатам модельных построений, представлены на рис. 11а (пары образцов породы 1204-324.326, 1204-28.34 находятся выше по разрезу норитовой зоны на 300 м). Из полученных вычислений удовлетворительные результаты получены при $P = 6.5\text{--}5.5$ кбар и $T = 1260^\circ\text{C}$ (условия разделения кумулятивных фаз).

Исследование обр. 791-1123 с учетом давления 5.5 кбар и (NNO буфер, безводные условия, табл. 5) показало, что формирование *Orx* (кристаллизуется после интрателлурического оливина) начинается при $T \sim 1355.6^\circ\text{C}$ и отвечает, в свою очередь, началу процесса кристаллизации в магматической камере. При этом состав оливина составляет ~88.83 мол. % *Fo*. Состав расплава характеризуется повышенным содержанием SiO₂ (до ~54.54 мас. %), количество интрателлурической фазы — 24.0 мас. %.

При давлении 6.5 кбар появление *Orx* связывается с температурой 1389.4°C. Состав оливина составляет ~89.50 мол. % *Fo*. При этом расплав также характеризуется высоким содержанием SiO₂ до 53.22 мас. %, концентрация интрателлурической фазы — 20.7 мас. %.

Исследование обр. 791-1135 с учетом давления 5.5 кбар и (NNO буфер, безводные условия, табл. 5)

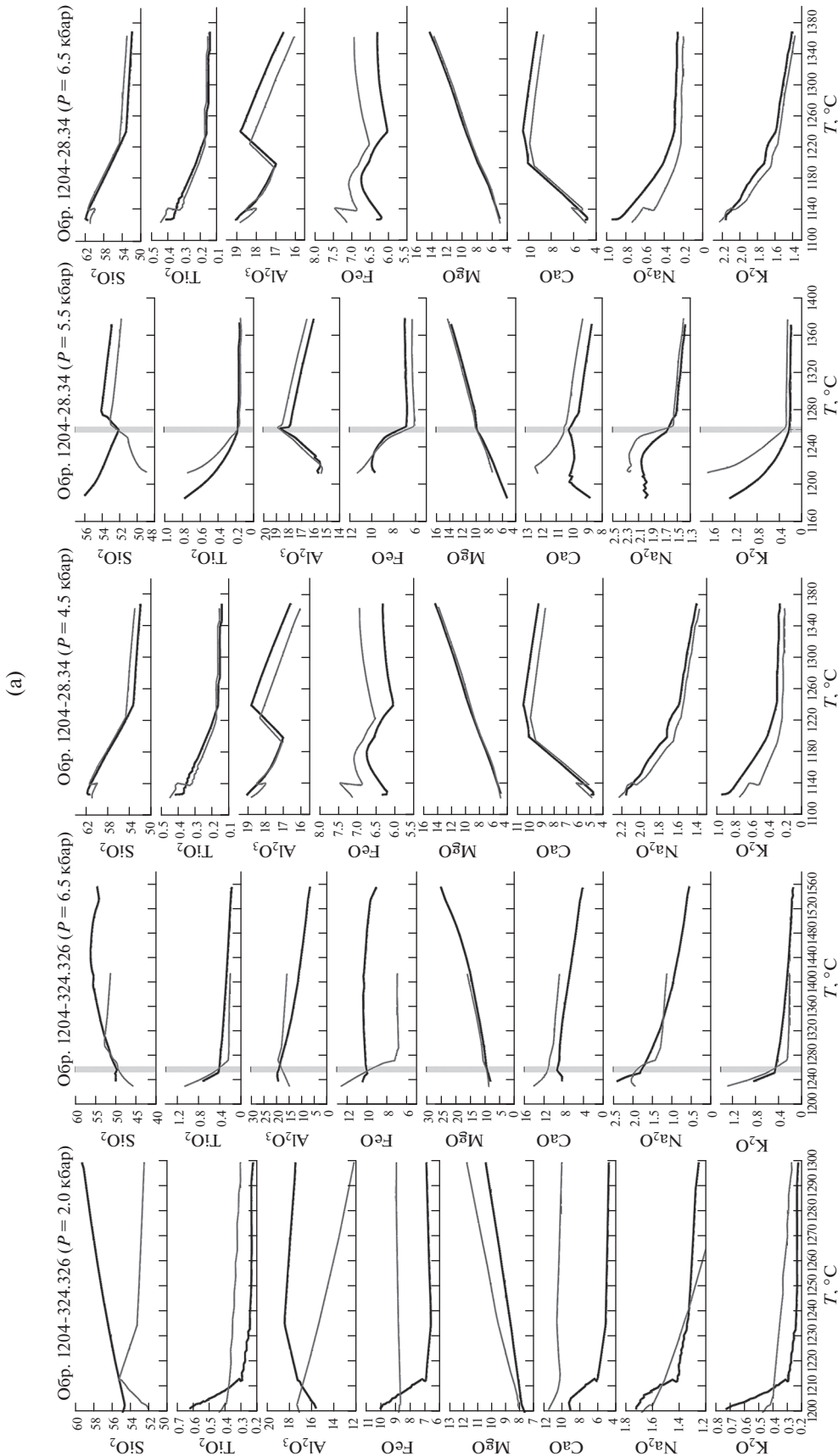


Рис. 11. (а) Данные геохимической термометрии (обр. 1204-324.326): $P = 2.0$ – 6.5 кбар, $T = 1260^\circ C$. Моделирование (обр. 1204-28.34): $P = 4.5$ – 6.5 кбар, $T = 1260^\circ C$. (б) Данные геохимической термометрии (обр. 753-375.2–377.5). $P \approx 1.5$ – 3.5 кбар и $T = 1200$ – $1220^\circ C$ (условия разделения кумулятивных фаз). (в) Данные геохимической термометрии (обр. 742-1129; 742-915–969). Значение $P \approx 3.5$ – 4.5 кбар и $T = 1160$ – $1180^\circ C$ (условия разделения кумулятивных фаз).

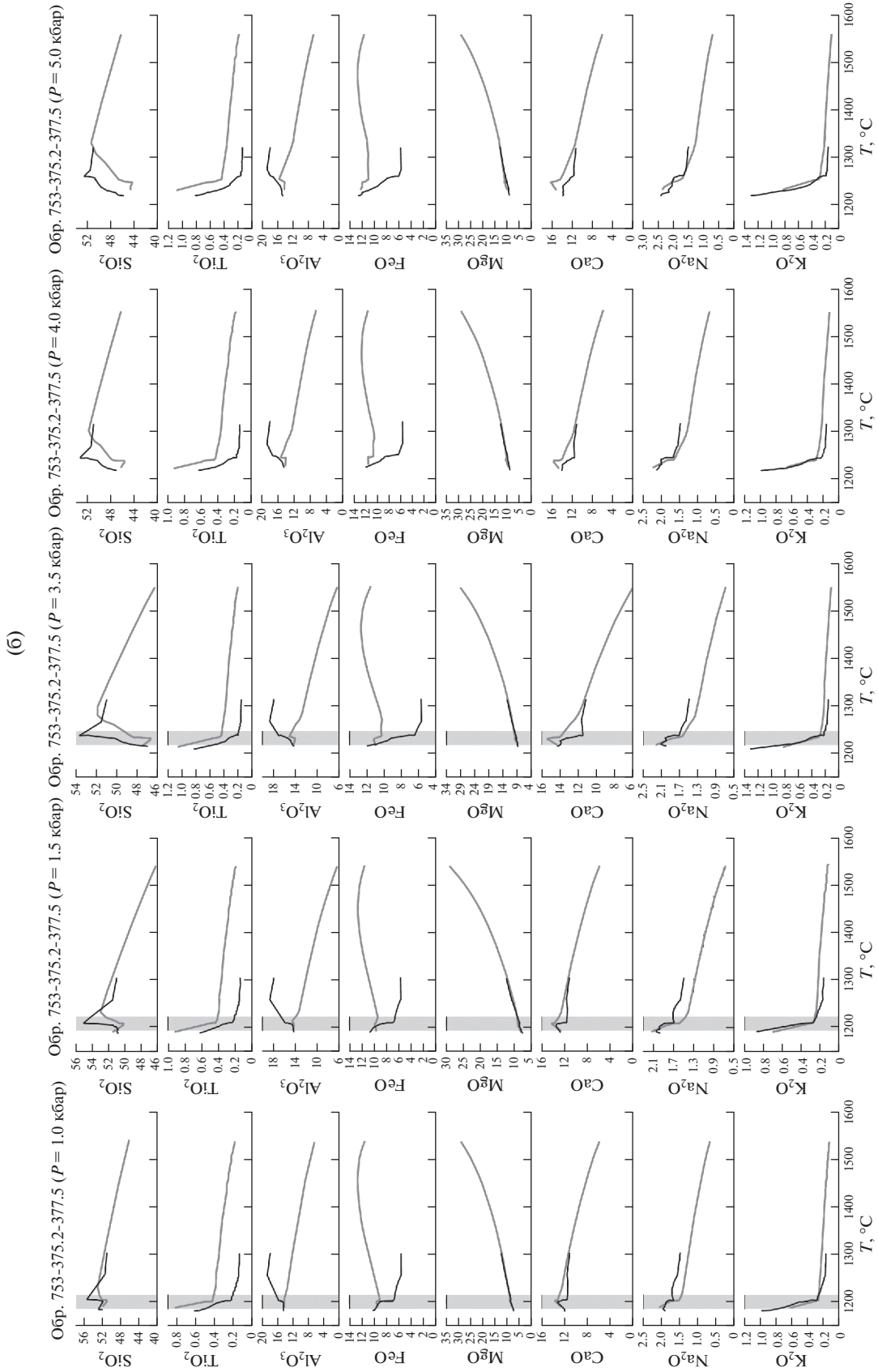


Рис. 11. Продолжение

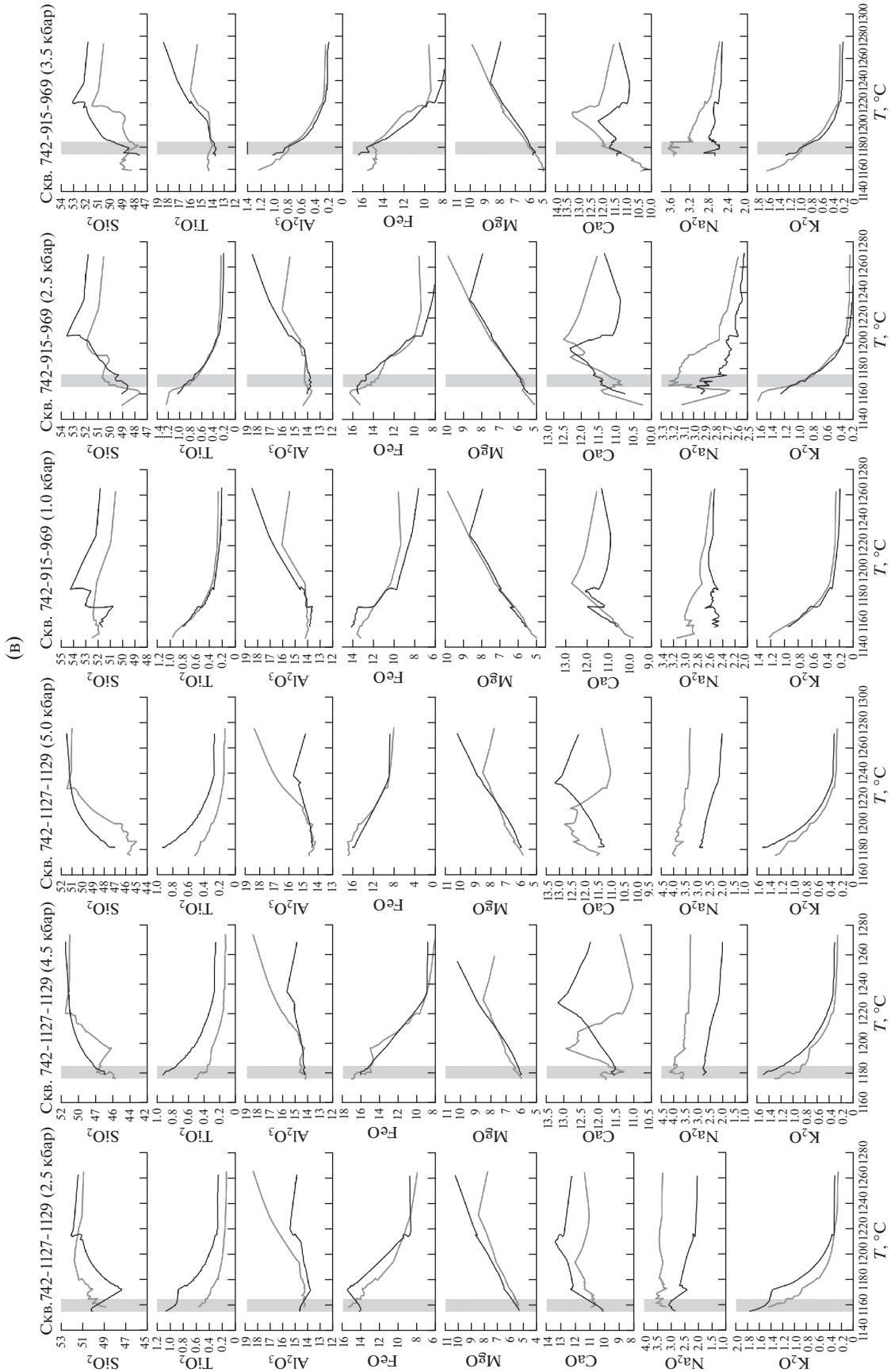


Рис. 11. Окончание

показало, что формирование *Орх* начинается при $T \sim 1340.9^\circ\text{C}$. Состав оливина составляет 88.35 мол. % *Fo*. Состав расплава характеризуется содержанием SiO_2 до ~ 53.12 мас. %, концентрация интрателлурической фазы — 11.8 мас. %.

При давлении 6.5 кбар появление *Орх* связывается с температурой 1367.3°C . Состав оливина составляет ~ 89.04 мол. % *Fo*. При этом расплав также характеризуется высоким содержанием SiO_2 до 52.70 мас. %, количество интрателлурической фазы — 9.0 мас. %.

Анализируя результаты проведенного моделирования, приходим к выводу, что интрателлурический оливин мог содержать 89–90 мол. % *Fo*, а температура исходной магмы могла быть равной $1340\text{--}1390^\circ\text{C}$, если давление в магматической камере было не менее 6.5 кбар на момент внедрения — формирования магматической камеры и начала кристаллизации. Оцененные составы магм для Мончегорского интрузива и массива Кивакка относятся к одной фашиальной серии — марианит-бонинитам.

Интрузив Мончетундра

Состав магматического расплава

Сравнивая химические составы пород интрузива Мончетундра с породами расслоенных интрузий Мончегорск, Ципринга и Йоко-Довыренский, можно видеть, что поля распределения пород, представляющие разрезы массивов, большей своей частью перекрываются (рис. 9в). Состав пород интрузива Мончетундра отличается от составов перечисленных интрузий наличием высококальциевых (высокоглиноземистых) пород (анортозитов) и отсутствием пород с повышенной железистостью (исключение представляют породы с рудной минерализацией).

На треугольной диаграмме $\text{Al}_2\text{O}_3\text{--FeO--MgO}$ (рис. 9а) по положению точек составов, соответствующих дифференциатам пород массива Мончетундра, видно, что часть их (скв. 753), представленная породами краевой зоны, попадает в поле дифференциатов Мончегорск–Кивакка, а другая часть в поле дифференциатов интрузива Ципринга и Йоко-Довырен (диаграмма $\text{SiO}_2\text{--FeO--MgO}$, рис. 9в). Рисунок 9в демонстрирует, что при всей однотипности полей химических анализов пород массива Мончетундра отсутствует ярко выраженная в интрузивах Йоко-Довырен и Ципринга “железистая ветвь”. В массиве Мончетундра большую долю в разрезе занимают лейкократовые породы (лейкократовые габбро и анортозиты). Рисунок 9а демонстрирует, что область пород субмеридиональной ветви Ниттис–Кумужья–Травяная совмещается с областью пород рудных зон, относимых к массиву Мончетундра (Пентландитовое ущелье), и не совпадает с областями пород

интрузии Кивакка и Мончегорского интрузива (вертикальный разрез построен с использованием данных по скв. 1297, 1204, 791 — широтной ветви). На диаграмме FeO--MgO--CaO (рис. 9б) породы рудной зоны формируют отдельное поле.

Двойственность в составах пород, объединенных в интрузию Мончетундра, становится понятной при сравнении средневзвешенных составов толщ нижней приконтактной зоны и зоны норитов интрузий Мончегорск и Кивакка, состава пород интрузии Ципринга и средневзвешенного состава пород интрузива Мончетундра (скв. 742 и 753). Наличие значительного количества проанализированных проб с точной привязкой к вертикальной координате разрезов скважин позволило рассчитать средневзвешенный состав изученных толщ. Значительная протяженность слоев расслоенной серии позволяет считать, что полученные средневзвешенные составы отвечают составу интрузива или его части и, возможно, близки составу исходной магмы (скв. 742). Средневзвешенный состав интрузива Ципринга близок к средневзвешенному составу толщ пород Мончетундровской интрузии (участок Лойпишнюн, скв. 742) и отвечает толеитовым базальтам (табл. 3). Составы пород из скв. 753 сравнимы с составами пород нижней приконтактной зоны и зоны норитов интрузий Мончегорск и Кивакка.

***P-T* условия кристаллизации**

Как и для Мончегорского интрузива, давление в магматической камере интрузии Мончетундра оценивалось методом геохимической термометрии (Френкель, 1995; Арискин, Бармина, 2000).

Оценка давления проводилась в безводных условиях при разных буферных равновесиях по мере последовательной кристаллизации расплава с шагом в 1 мол. % (табл. 5). Задавались разные значения давления от 1.0 до 5.0 кбар. Расчеты, отвечающие требованиям к результатам модельных построений, которые демонстрировали отчетливые пересечения траекторий эволюции составов расплавов, принимались как удовлетворительные (рис. 11б, обр. 753-375.2-377.5). Образцы отобраны в пределах зоны переслаивания норитов и гарцбургитов. Оцененное давление могло достигать 3.5 кбар в температурном интервале $1200\text{--}1220^\circ\text{C}$ (условия разделения кумулятивных фаз). Оценка условий кристаллизации с использованием пород из скв. 742 (рис. 11в, обр. 742-1127-1129 и 742-915-969)) показала близкие значения давления ($P \leq 3.5$ кбар) и более низкую температуру формирования пород ($T = 1160\text{--}1175^\circ\text{C}$).

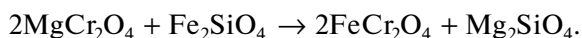
ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Вопросы о сходстве и различии в строении интрузий, составов их пород и мантийных источни-

ков их сформировавших, остаются в сфере интересов исследователей. В.Ф. Смолькин (Расслоенные интрузии ..., 2004), В.В. Чашин (Чашин и др., 2020) считают, что Мончетундровский массив так же, как и Мончегорский плутон, формировались в результате внедрения и кристаллизации магм, отвечавших двум различным по составу источникам. Исходные для Мончеплутона магмы имели более примитивный состав и являются производными марианит-бонинитовой магмы, а Мончетундровский массив образовался из более эволюционированных мантийных магм толеитового типа.

Мончегорский интрузив. Для оценки состава магмы, сформировавшей интрузив, использовались: давление в магматической камере и состав интрателлурического оливина. Причем, оценка состава оливина вызвала некоторые затруднения.

В Мончегорском интрузиве на образование высокомагнезильного оливина могла оказать массовая кристаллизация хромита (Расслоенные интрузии ..., 2004). Его образование с высоким содержанием форстеритовой молекулы может быть связано с обменной реакцией типа:



Это возможно из-за большого сродства железа с хромом. В работе (Шарков, Чистяков, 2014) отмечено, что в (*Ol* + *Chr*) кумулатах хромит преобразован в краевых частях кристаллов полностью в хроммагнетит и что содержание форстеритовой молекулы в оливинах из Сопчеозерского месторождения хромитов достигает 95–96%. Исходя из этих соображений, высокомагнезильный оливин вряд ли мог отвечать составу интрателлурического оливина: оливин в дуните или перидотите мог испытывать изменения, а хромит обогащаться железом.

Нами было показано, что состав магмы, сформировавшей Мончегорский интрузив, идентичен составу магмы интрузии Кивакка. В статье (Семенов и др., 2021) приведены данные, касающиеся состава интрателлурического оливина в кивакской магме. Было отмечено, что в сингенетичных расслоенной интрузии и близких ей по составу дайках обнаружен реликтовый интрателлурический оливин (Егорова, 2017). Обычно включения оливина представлены минералом с форстеритовой составляющей порядка 84 мол. % (типичен и для расслоенного интрузива Кивакка), в то время как реликтовые зерна оливина обогащены форстеритовой составляющей 89 мол. %. Снижение содержания форстеритовой молекулы в оливине из пород расслоенной серии может быть объяснено потерей магния в процессе кристаллизации ортопироксена ($(\text{Mg,Fe})_2\text{SO}_4 + \text{SiO}_2 \rightarrow (\text{Mg}, <\text{Fe})_2\text{SiO}_4 + \text{MgSiO}_3$). Исходя из приведенных соображений, оливин состава 89 мол. % *Fo* также мог быть интрателлурическим и в Мончегорской

магме, что подтверждается результатами моделирования – оценки состава магмы. Интрателлурический оливин был представлен минералом с форстеритовой составляющей ~88–92 мол. %. При этом состав равновесного с ним расплава (мас. %): $\text{SiO}_2 \sim 52.00\text{--}55.00$, $\text{TiO}_2 \sim 0.50$, $\text{Al}_2\text{O}_3 \sim 11.00\text{--}12.00$, $\text{FeO} \sim 10.00\text{--}12.00$, $\text{MgO} \sim 12.00\text{--}14.00$, $\text{CaO} \sim 8.00\text{--}10.00$, $\text{Na}_2\text{O} \sim 1.50$, $\text{K}_2\text{O} \sim 0.20\text{--}0.30$, $\text{P}_2\text{O}_5 \sim 0.04\text{--}0.06$ (количество интрателлурического оливина, равновесного с расплавом, в зависимости от принятых условий варьирует в пределах 9.0–23.0 об. %). Отметим, что магма интрузива Кивакка, по оценке (Коптев-Дворников и др., 2001), содержала до 20 об. % интрателлурического оливина.

При моделировании с использованием магмы кивакского типа был получен расплав (мас. %): $\text{SiO}_2 \sim 50.28$, $\text{TiO}_2 \sim 0.24$, $\text{Al}_2\text{O}_3 \sim 13.00$, $\text{FeO} \sim 9.00$, $\text{MgO} \sim 16.50$, $\text{CaO} \sim 9.00$, $\text{Na}_2\text{O} \sim 1.60$, $\text{K}_2\text{O} \sim 0.24$, $\text{P}_2\text{O}_5 \sim 0.02$ (количество интрателлурического оливина, равновесного с расплавом, составляет 5 об. %), близкий составу обр. 1135 (краевая зона, пограничный слой).

Оценка состава первичного расплава также была проведена в работе (Богина и др., 2017). Для этого использовался состав оливина ($\text{Mg}\# = 88$) из адкумулата и коэффициент распределения оливин–расплав. Установлены содержания $\text{MgO} = 10.26$ мас. % и $\text{FeO} = 8.44$ мас. %. Эти вычисления показали, что первичный расплав изученных пород расслоенной серии соответствовал высоко-*Mg* базальту.

Для магмы кивакского типа *P-T* условия магматогенерации в источнике достигали 17.0 кбар и 1450°C (Семенов и др., 2021). Возможное сходство магм, сформировавших интрузии Мончегорск и Кивакка, позволяет считать, что полученные значения давления могли соответствовать условиям магматогенерации Мончегорской интрузии.

Интрузив Мончетундра. В составах его пород отмечалась двойственность. Эта двойственность становится понятной при сравнении средневзвешенных составов толщ нижней приконтактной зоны и зоны норитов интрузий Мончегорск, Кивакка, интрузии Ципринга и средневзвешенного состава пород интрузива Мончетундра (табл. 3).

Состав (средневзвешенный) толщи пород (скв. 742, участок Лойпишнюн) близок толеитовым базальтам (табл. 3), однотипным с магмой, сформировавшей интрузию Ципринга. В то же время состав толщи пород (скв. 753, восточный борт интрузии) близок составу пород толщ нижней приконтактной зоны и зоны норитов интрузий Мончегорск и Кивакка.

Отмеченное сходство с магмой ципрингского типа позволяет предположить, что значение давления в области генерации магмы толеитового состава

не превышало 9.0 кбар. Не исключено, что это значение давления могло соответствовать таковому в промежуточной камере. Значение 9.0 кбар (с учетом погрешностей) близко к значению давления на границе кора—мантия, где, в соответствии с моделью андерплейтинга, могут накапливаться большие количества базитовой магмы (Берковский и др., 1999).

В магматической камере интрузии Мончетундра для обр. 753-375.2-377.5 методом геохимической термометрии были оценены P - T параметры — 1.5–3.5 кбар и 1200–1220°C (условия разделения кумулятивных фаз). Образцы были отобраны в пределах восточного борта интрузии в зоне переслаивания норитов и гарцбургитов. Оценка условий кристаллизации с использованием пород скв. 742 (обр. 742-127-1129, 742-915-969, скважина расположена в осевой части массива) показала близкие значения давления ($P \leq 3.5$ кбар) и более низкую температуру формирования пород ($T = 1160$ – 1175°C).

Породы расслоенной серии, слагающие субмеридиональную ветвь Мончегорского интрузива (НКТ), отличаются от пород субширотной ветви более высокой железистостью. В то же время строение вертикального разреза (скв. 753, район Пентландитового ущелья, интрузив Мончетундра), состав слагающих его пород имеют сходство со строением разреза и составами пород краевой зоны НКТ. Это вызывает ряд вопросов, связанных не только со строением расслоенного интрузива Мончетундра, но и со строением Мончегорского массива (соотношение субширотной и субмеридиональной ветвей интрузии).

Обобщая результаты исследований, обращаем внимание еще на одну деталь, а именно на последовательность магматических событий: на первом этапе формируются интрузии Мончегорского массива, как производные марианит-бонинитовой магмы, а Мончетундровский массив образовался из магм толеитового типа. Отметим, что аналогичная последовательность формирования зафиксирована для интрузий Олангской группы (Северная Карелия). Здесь временной интервал между внедрением магмы и формированием массивов Луккулайсваара (производный марианит-бонинитовой магмы) и Ципринга (производный толеитовой магмы) с вероятностью 0.999 не превышает 4.4 млн лет. За это время интрузив Луккулайсваара был выведен на дневную поверхность, перекрыт толщей эффузивов, по границе которых с архейским фундаментом в свою очередь внедрился интрузив Ципринга (Семенов и др., 1995).

ВЫВОДЫ

1. Мончегорский магматический узел был сформирован за счет комплекса отличающихся

по времени магматических событий. Формирование интрузива Мончегорск связано с возрастными интервалами 2497 ± 21 – 2504 ± 2 (гора Нюд) и 2507 ± 9 млн лет (субмеридиональная ветвь Мончегорского интрузива), 2500 ± 10 – 2487 ± 12 млн лет (дайки габбро, меланоноритов, ортопироксенитов, гора Ниттис). Породы интрузива Мончетундра, в рамках его принятых границ, формировались в три этапа магматической активности: 2500 млн лет — ортопироксениты и нориты нижней зоны, 2470 млн лет — лейкогаббро-нориты и 2450 млн лет — лейкогаббро верхней зоны.

2. Мощность вертикального разреза интрузива Мончегорск достигала 3700 м. Состав магмы, рассчитанный с учетом его оцененной мощности, близок составу магмы массива Кивакка при условии сохранения порядка отношений мощностей зон интрузивов.

3. Строение вертикального геологического разреза (район Пентландитового ущелья) и состав слагающих его пород имеют сходство с разрезом и породами краевой зоны НКТ. В связи с этим расслоенную серию этого участка мы относим к массивам Ниттис, Кумужья и Травяной.

4. Расчеты с использованием пород краевой зоны интрузива Мончегорск (обр. 791-1123, 791-1135) при 6.5–5.5 кбар показали, что расплав, равновесный с OI , содержал (мас. %): $SiO_2 \leq 55$, $TiO_2 \leq 0.50$, $MgO \leq 14$. Температура исходной магмы при этом могла быть равна 1390°C . При более низком давлении (ниже 6.5 кбар) в полученном расплаве отмечается увеличение содержания кремнезема. В Мончегорском интрузиве состав интрателлурического оливина в этой модели мог варьировать в пределах 88–92 мол. % Fo . Количество интрателлурического оливина в расплаве в зависимости от давления могло варьировать от 11 до 24 об. %.

5. Расслоенная серия (скв. 742) интрузива Мончетундра сформирована в процессе кристаллизации магмы толеитового состава и идентична магме, сформировавшей интрузию Ципринга (Олангская группа интрузий). Поэтому магмы, сформировавшие интрузию Мончегорск, и магмы, сформировавшие расслоенную серию интрузива Мончетундра (скв. 742), имеют разные источники.

Благодарности. Авторы благодарят Г.П. Плещак (ИГГД РАН) за помощь в подготовке статьи к печати, а также выражают благодарность рецензентам Е.В. Коптеву-Дворникову и А.М. Ларину.

Финансовые источники. Работа выполнена по проекту НИР ИГГД РАН, тема № FMUW-2021-0002, регистрационный номер: АААА-А21-12101190056-7.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Арискин А.А., Бармина Г.С.* Моделирование фазовых равновесий при кристаллизации базальтовых магм. М.: Наука, 2000. 365 с.
- Баянова Т.Б., Нерович Л.И., Митрофанов Ф.П. и др.* Мончетундровский базитовый массив Кольского региона: новые геологические и изотопно-возрастные данные // Докл. АН. 2010. Т. 431. № 2. С. 216–222.
- Берковский А.Н., Зильберштейн А.Х., Глебовицкий В.А. и др.* Оценка давления магмы при внедрении на примере интрузивов Кивакка, Луккулайсваара, Ципринга (Северная Карелия) // Докл. АН СССР. 1999. Т. 366. № 5. С. 660–663.
- Богина М.М., Чистяков А.В., Шарков Е.В. и др.* Мончегорский расслоенный мафит-ультрамафитовый плутон: новые минералогические и изотопно-геохимические данные по ультрамафитовой части расслоенной серии // Ультрамафит-мафитовые комплексы: геология, строение, рудный потенциал: Материалы V Международной конференции. Гремячинск, 2–6 сентября 2017 г. Улан-Удэ: Изд-во Бурятского госуниверситета, 2017. С. 170–173.
- Горбунов Г.И., Загородный В.Г., Робонен В.И. и др.* Медно-никелевые месторождения Балтийского щита // Отв. ред. Г. И. Горбунов, Х. Папунен. Л.: Наука, 1985. 236 с.
- Егорова С.В.* Палеопротерозойские габбро-нориты Беломорской и Карельской провинций Фенноскандинавского щита: сравнительный анализ состава, условий формирования и метаморфических преобразований. Дис. ... канд. геол.-мин. наук. Петрозаводск: ИГ КарНЦ РАН, 2017. 23 с.
- Казанов О.В., Корнеев С.И., Петров С.В., Фролова А.А.* Особенности распределения минералов благородных металлов в медно-платиновых жилах участка Западный Ниттис Мончегорского расслоенного плутона (Кольский п-ов) // Материалы Всероссийской конференции с международным участием “Проблемы геологии и эксплуатации месторождений платиновых металлов (I научные чтения памяти проф. В.Г. Лазаренкова)”. Санкт-Петербург, 25 мая 2016 г., СПб: Изд-во СПГУ, 2016. С. 62–63.
- Казанов О.В., Корнеев С.И., Петров С.В. и др.* Новые данные о платинометальной минерализации участка Западный Ниттис Мончегорского расслоенного плутона (Кольский п-ов) // Материалы V Международной конференции “Ультрамафит-мафитовые комплексы: геология, строение, рудный потенциал”. Гремячинск, 2–6 сентября 2017 г. Улан-Удэ: Изд-во Бурятского госуниверситета, 2017. С. 140–143.
- Козлов Е.К.* Естественные ряды никеленосных интрузий и их металлогения. Л.: Наука, 1973. 288 с.
- Коптев-Дворников Е.В., Киреев Б.С., Пчелинцева Н.Ф., Хворов Д.М.* Распределение кумулятивных парагенезисов, породообразующих и второстепенных элементов в разрезе Кивакского интрузива // Петрология. 2001. Т. 9. № 6. С. 31–52.
- Лавров М.М.* Гипербазиты и расслоенные перидотит-пироксенит-габбро-норитовые интрузии докембрия Северной Карелии. Л.: Наука, 1979. 136 с.
- Магматические горные породы. Т. 3. Основные породы // Отв. ред. О.А. Богатилов, Е.В. Шарков. М.: Наука, 1985. 488 с.
- Нерович Л.И., Баянова Т.Б., Савченко Е.Э. и др.* Новые данные по геологии, петрографии, изотопной геохимии и ЭПГ минерализации Мончетундровского массива // Вестник МГТУ. 2009. Т. 12. № 3. С. 461–477.
- Николаев Г.С., Арискин А.А.* Бураковско-Аганозерский расслоенный массив Заонежья: II. Строение краевой группы и оценка состава родоначальной магмы методом геохимической термометрии // Геохимия. 2005. № 7. С. 712–732.
- Расслоенные интрузии Мончегорского рудного района: петрология, оруденение, изотопия, глубинное строение // Ред. Ф.П. Митрофанов, В.Ф. Смолькин. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2004. Ч. 1. 177 с.
- Родионов Н.В., Антонов А.В., Беляцкий Б.В. и др.* Датирование бадделита и циркона из габбро-норитов раннепротерозойского расслоенного базит-ультрабазитового Мончегорского комплекса, Кольский полуостров: свидетельство синхронного магматизма // 2013. <https://alkaline2011.web.ru/2014/Abstracts/Rodionov.htm>
- Семенов В.С., Коптев-Дворников Е.В., Берковский А.Н. и др.* Расслоенный троктолит-габбро-норитовый интрузив Ципринга, Северная Карелия: геологическое строение, петрология // Петрология. 1995. Т. 3. № 6. С. 645–668.
- Семенов В.С., Семенов С.В., Коптев-Дворников Е.В., Корнеев С.И.* Мончегорский интрузив: реконструкция (состав исходной магмы, ее P-T состояние, мощность интрузива) // Вестник МГУ. 2021. № 2. С. 30–39.
- Френкель М. Я.* Тепловая и химическая динамика кристаллизации базитовых магм. М.: Наука, 1995. 239 с.
- Шарков Е.В.* Петрология расслоенных интрузий. Л.: Наука, 1980. 184 с.
- Шарков Е.В., Чистяков А.В.* Геолого-петрологические аспекты ЭПГ-Cu-Ni оруденения в раннепалеопротерозойском Мончегорском расслоенном мафит-ультрамафитовом комплексе (Кольский полуостров) // Геология рудн. месторождений. 2014. Т. 56. № 3. С. 171–194.
- Чащин В.В., Баянова Т.Б., Савченко Е.Э. и др.* Петрогенезис и возраст пород нижней платиноносной зоны Мончетундровского базитового массива, Кольский полуостров // Петрология. 2020. Т. 28. № 2. С. 150–183.
- Юдин Б.А.* Габбро-лабрадоритовая формация Кольского полуострова. Л.: Наука, 1980. 169 с.
- Ярошевский А.А., Болиховская С.В., Коптев-Дворников Е.В.* Геохимическая структура Йоко-Довыренского расслоенного дунит-троктолит-габбро-норитового интрузива, Северное Прибайкалье // Геохимия. 2006. № 10. С. 1027–1039.
- Смолькин В.Ф., Федотов Ж.А., Нерадовский Ю.Н. и др.* Расслоенные интрузии Мончегорского рудного района: петрология, оруденение, изотопия, глубинное строение. Апатиты: КНЦРАН, 2004. 344 с.
- Amelin Yu.V., Semenov V.S.* Nd and Sr isotopic geochemistry of mafic layered intrusions in the eastern Baltic shield: Implication for the evolution of Paleoproterozoic continen-

tal mafic magmas // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1996. V. 124. № 3–4. P. 255–272.

Bayanova T.B., Serovich L.I., Mitrofanov F.P. et al. Monchetundrovskiy bazitovyy massiv Kolskogo regiona: Novyie geologicheskie i izotopno-vozzrastnyie dannyie [Monchetundra mafic massif of the Kola region: New geological and isotope-age data] // *Dokl. Akademii Nauk.* 2010. T. 431. № 2. P. 216–222.

Sharkov E.V., Chistyakov A.V. The early Paleoproterozoic Monchegorsk layered mafite-ultramafite massif in the Kola Peninsula: Geology, petrology, and ore potential // *Petrology.* 2012. V. 20. № 7. P. 607–639.

Ward J.H.Jr. Hierarchical grouping to optimize an objective function // *J. Amer. Statist. Assoc.* 1963. V. 58. № 301. P. 236–244.

Conditions for the Formation of Stratified Intrusions of the Monchegorsk Magmatic Node

V. S. Semenov¹, O. V. Kazanov², S. I. Korneev³, E. B. Salnikov¹, and S. V. Semenov¹

¹*Institute of Precambrian Geology and Geochronology, St. Petersburg, Russia*

²*N.M. Fedorovsky All-Russian Scientific Research Institute of Mineral Raw Materials, Moscow, Russia*

³*St. Petersburg State University, St. Petersburg, Russia*

As a result of active intrusive activity, the Monchegorsk and Monchetundra stratified arrays were formed over a not significant period. They form the Monchegorsk magmatic node. Significant deposits are associated with them elements of the platinum group. At the same time, questions remain related to the determination of magma sources, the duration of their active activity, the composition of magmas that formed intrusions and the conditions of crystallization. Calculations using rocks of the intrusive boundary group (model 791-1123, 791-1135) at a pressure of 6.5–5.5 kbar showed that the melt, equilibrium with *Ol*. It contained $\text{SiO}_2 \leq 55$ wt %, $\text{TiO}_2 \leq 0.50$ wt %, $\text{MgO} \leq 14$ wt %. The temperature of the initial magma could be equal to 1390°C. At a lower pressure (below 6.5 kbar), an increase in the silica content is observed in the resulting melt. In the Monchegorsk intrusive, the composition of intratelluric olivine in this model could vary within 88–92 mol % *Fo*. The amount of intratelluric olivine in the melt, depending on the pressure, could vary from 11 to 24 vol %.

Keywords: stratification, cumulates, isotopic age, micrograin rocks, melt, magma

УДК 550.42+551.2.03 (470.5)

РИФЕЙ-ВЕНД-КЕМБРИЙСКИЙ МАГМАТИЗМ МАНЬХАМБОВСКОГО БЛОКА (ПРИПОЛЯРНЫЙ УРАЛ): ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ТИПИЗАЦИЯ, КОРРЕКТИРОВКА ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ, РОЛЬ ПЛЮМ-ЛИТОСФЕРНОГО ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ

© 2022 г. В. В. Холоднов^а, Г. Ю. Шардакова^а*, В. А. Душин^б, А. В. Коровко^а, Е. С. Шагалов^а^аИнститут геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург, Россия^бУральский государственный горный университет, Екатеринбург, Россия

*e-mail: shardakovagalina@mail.ru

Поступила в редакцию 06.08.2021 г.

После доработки 05.01.2022 г.

Принята к публикации 14.01.2022 г.

На основе обобщения большого объема изотопно-геохимических данных и применения ряда модифицированных дискриминантных диаграмм, анализа величины Y/Nb произведена геохимическая типизация магматических пород Маньхамбовского блока (южная часть Ляпинского антиклинория), приуроченного к зоне сочленения Уральского орогена с реликтами пояса тиманид–кадомид. Формирование магматитов маркирует два этапа геодинамической эволюции Маньхамбовского блока. Первый этап (RF_{2-3}) характеризуется толеитовым типом магматизма (субвулканические базиты шокуринского и мороинского комплексов). По составу пород и типу источника ($Y/Nb = 3-5$, E-MORB) эти породы могут быть сопоставлены с рифтогенными плюм-зависимыми сериями пассивной окраины Восточно-Европейского континента. Магматизм второго этапа (650–500 млн лет) характеризует процесс формирования трансформной окраины дивергентного типа. Сначала (653–608 млн лет) имеет место известково-щелочной магматизм (сысьинский и парнукский комплексы), затем (569–554 млн лет) формируются контрастные базит-риолитовые ассоциации (саблегорский и лаптопайский комплексы), в составе которых наблюдаются вариации от толеитовых до известково-щелочных разностей. Высокие величины Y/Nb (5–8) в базитах саблегорского комплекса могут означать, что их формирование происходило при усилении интенсивности трансформных движений, в ходе которых плюм-зависимая базитовая магма (источник E-MORB-типа) взаимодействовала с более деплетированным веществом океанического слэба. Риолиты саблегорского комплекса маркируют начало формирования риолит-гранитной ассоциации А-типа ($Y/Nb = 0.2-1$), которую продолжают граниты (522–490 млн лет) массивов Маньхамбо и Илья-Из. Генезис последних может быть связан с дифференциацией магм, происходящих из двух возможных источников. Производными источника E-MORB-типа являются А-граниты с $Y/Nb = 2.0$ (I фаза массива Маньхамбо). Граниты II фазы ($Y/Nb = 0.2-1$) образовались из гетерогенных источников с участием вещества OIB-типа. В целом для пород венд-кембрийского этапа, по сравнению с более древними разностями, характерна наиболее высокая степень плюм-литосферного взаимодействия, участие вещества субдукционно-модифицированной литосферной мантии. Роль коровой контаминации возрастает от риолитов саблегорского и лаптопайского комплексов к гранитам массива Маньхамбо. На присутствие в их субстрате древнего вещества коры указывают наличие реликтовых кристаллов циркона и коровые отношения изотопов Sr и Hf. Формирование риолит-гранитной ассоциации может быть связано с внедрением “маньхамбовского” плюма. Увеличение роли плюмового фактора в генерации магматических образований Маньхамбовского блока возрастает с их омоложением.

Ключевые слова: Приполярный Урал, магматизм, субстрат, мантийные плюмы, геохимия, геодинамика, трансформные окраины

DOI: 10.31857/S0869590322040033

ВВЕДЕНИЕ

Оценка роли плюм-литосферного взаимодействия при анализе геодинамических процессов и

генерации магматических серий является важной петрологической задачей. Многие крупные структуры земной коры, например, складчатые системы, как известно, проходили полный цикл геодинамического развития: заложение континентального рифта, последующий океанический спрединг, начальные конвергентные (субдукция, обдукция,

Дополнительная информация для этой статьи доступна doi: 10.31857/S0869590322040033 для авторизованных пользователей.

эдукция) процессы, ранняя и поздняя (жесткая) коллизия континентов. Одни системы имеют древний возраст, другие формируют свой облик на Земле в настоящее время (O'Brien, 2001; Tous-saint et al., 2004; Хаин, 2001; Гребенников, Ханчук, 2021 и мн. др.). При этом, как правило, в древних складчатых системах (орогенных поясах) почти стираются свидетельства существования океанического бассейна, а в ходе конвергентных процессов на окраинах континентов формируются гетерогенные аккреционно-коллизийные зоны, сложенные блоками (террейнами) разного состава, возраста и генезиса. В контурах таких окраинных структур (или на их границах), часто представляющих собой континентальные блоки с древним кристаллическим основанием, имеют место сдвиг-раздвиговые (трансформные) процессы, обусловленные, например, послерифтовым воздыманием, или движениями над областью отрыва субдукционного слэба, или реконструированием ранее существующих рифтовых разломов и т.п. Порой трансформные движения сопровождаются деятельностью мантийных диапиров (плюмов), которые могут формироваться на разных уровнях астеносферной и литосферной мантии (Coffin, Eldholm, 1994; Bryau, Ferrari, 2013; Ernst, 2014; Пучков, 2018 и др.).

Главной целью данного обобщения является анализ большого объема современных петрогеохимических и изотопно-геохронологических данных по докембрийским магматическим комплексам, приуроченным к крупным положительным структурам (антиклинориям, поднятиям, блокам, антиформам) Приполярного Урала, в пределах ко-

торых эти комплексы выходят на современный эрозионный срез. Согласно одной из точек зрения (Erdmann, 1998; Пучков, 2010 и др.), они причленены к восточному краю Восточно-Европейской платформы (ВЕП) в результате аккреционно-коллизийных процессов. Наряду с этим более распространена точка зрения о том, что Уральский подвижный пояс (УПП), сформировавшийся в палеозое, непосредственно соотносится с ВЕП не по всей своей протяженности, а только на Среднем и части Южного Урала (Кузнецов и др., 2006, 2007; Kuznetsov et al., 2007). В южных секторах Южного Урала УПП сочленяется с кадомидами фундамента Скифско-Туранской плиты (Кузнецов, Романюк, 2021), а на Северном (от Ляпинского антиклинория и севернее), Приполярном и Полярном Урале – с блоками тиманид (Кузнецов и др., 2014). Последние являются фрагментами венд-кембрийского складчатого пояса, по которому с ВЕП контактирует другая структура континентального типа – Баренцевоморская платформа (Kuznetsov et al., 2007; Кузнецов, 2009 и др.). С этой позиции древние блоки, примыкающие к ВЕП с севера, показаны на рис. 1. Далее, во избежание разночтений, будем именовать их блоками “доуралид”.

В некоторых из таких граничных структур доминировал разнообразный по составу и масштабам внутриплитный базитовый магматизм при резко подчиненной роли проявлений кислых пород (Кваркушко-Каменногорский антиклинорий), в других – развиты преимущественно гранитоидные серии (Кожимский, Уфалейский блоки), в третьих – присутствуют основные и кислые магматические

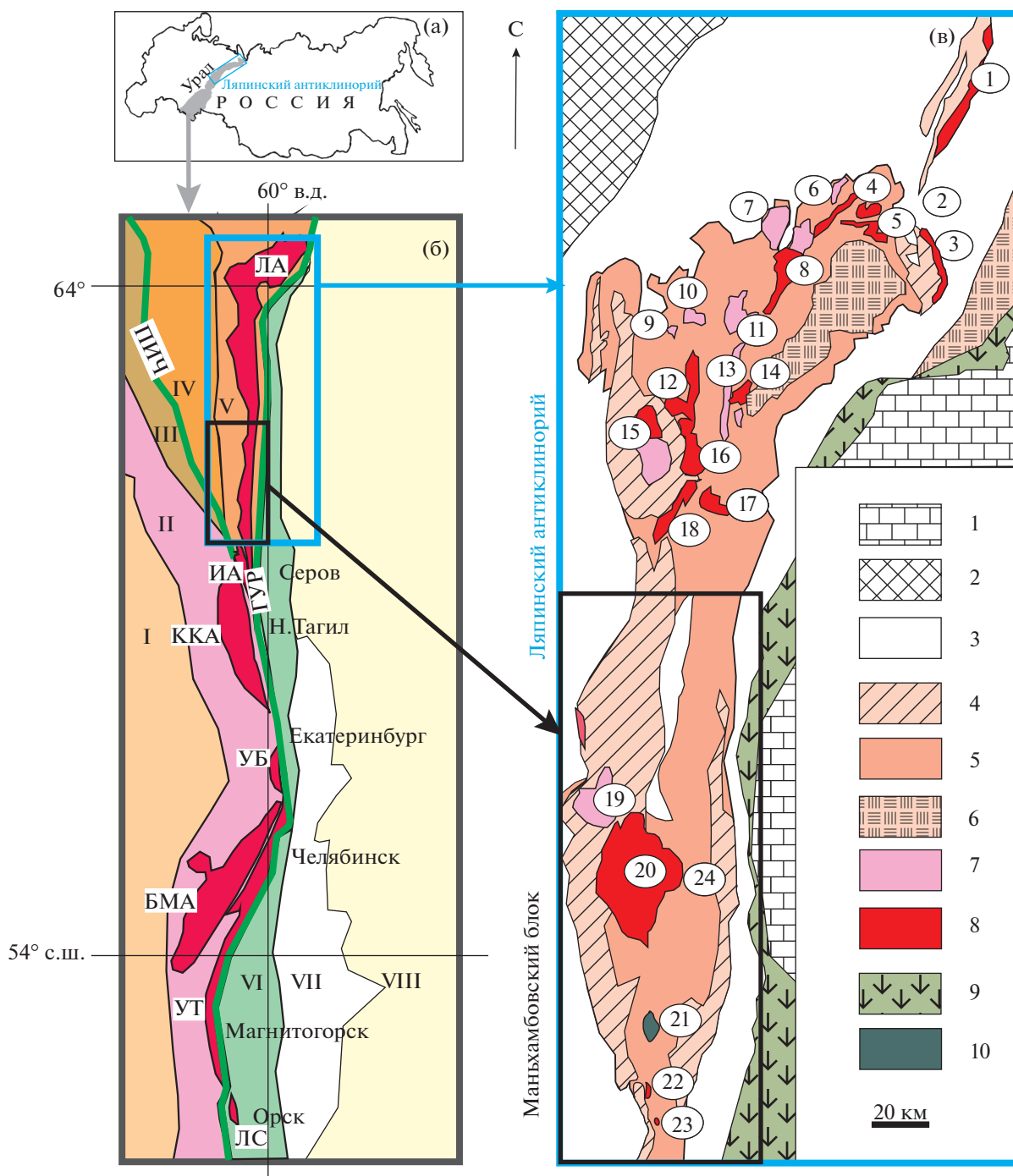
Рис. 1. Позиция объектов исследования в структурах Урала и его обрамления.

(а) Положение Уральского складчатого сооружения на карте России.

(б) Тектоническая схема Урала и его обрамления, с расположением объектов исследования, по (Пучков, 2000; Кузнецов и др., 2006) с дополнениями. Зоны разломов: ПИЧ – Припечоро-Ильч-Чикшинская зона, ГУР – Главный Уральский разлом. Структуры и мегазоны: I – Восточно-Европейская платформа; II, III – Тиманский мегаблок: II – Тиманская и III – Ижемская зоны; IV, V – Печорский мегаблок: IV – Печорская и V – Большеземельская зоны; VI, VII – Восточно-Уральская мегазона: VI – Тагильская и Магнитогорская зоны (не расчлененные), VII – зона Восточно-Уральского поднятия; VIII – Западно-Сибирская платформа. Блоки с древним фундаментом, в пределах которых развиты магматические породы рифей-венд-кембрийского возраста (с севера на юг): ЛА – Ляпинский антиклинорий; ИА – Ишеримский антиклинорий; ККА – Кваркушко-Каменногорский антиклинорий; УБ – Уфалейский блок; БМА – Башкирский мегантиклинорий; УТ – зона поднятия Уралтау; ЛС – Лушниковская структура. Голубая рамка – Ляпинский антиклинорий, Кожимский (север) и Маньхамбовский (юг) блоки (рис. в).

(в) Геологическая схема Ляпинского антиклинория, по (Пучков, 2000; Кузнецов и др., 2005; Петров, 2019; Государственная ..., 2017).

1 – мезозойско-кайнозойские комплексы чехла Западно-Сибирской плиты; 2 – пермо-триасовые комплексы чехла Восточно-Европейской платформы и тиманид; 3–8 – позднекембрийско-палеозойские комплексы (доуралиды и уралиды) Западно-Уральской мегазоны: 3 – ордовикско-позднепалеозойские комплексы (уралиды), 4–8 – позднекембрийско-кембрийские комплексы (доуралиды); 4 – вулканогенно-осадочные комплексы (саблиторской свита и ее аналоги), 5 – метаморфизованные осадочно-вулканогенные комплексы, 6 – гнейсово-амфиболитовые и гнейсово-мигматитовые комплексы, 7 – гранитоиды I-типа, 8 – гранитоиды А-типа; 9 – палеозойские вулканогенно-осадочные и офиолитовые комплексы Восточно-Уральской мегазоны; 10 – габброиды. Номерами показаны гранитные массивы. *Кожимский блок*: 1 – Лемвинский, 2 – Яротский и Бадьяуский, 3 – Тынаготский, 4 – Хатамба-Лапчинский, 5 – Кожимский, 6 – Лапчавожский, 7 – Малдинский, 8 – Народинский, 9 – Вангырский, 10 – Водораздельный, 11 – Парнукский, Маньхобюский, Городковский, 12 – Неройско-Патокский, 13 – Сальнерский, 14 – Няртинский, 15 – Малопатокский, 16 – Тынаготский, Кефталынский, 17 – Хартесский, 18 – Кулемшорский. *Маньхамбовский блок*: 19 – Илья-Из, 20 – Маньхамбо, 21 – Сотчемельский (габбровый), 22 – Торрепоре-Из, 23 – Ыджиляга, 24 – Сысынский (вне масштаба).



породы (Ишеримский, Маньхамбовский блоки, поднятие Уралтау, Башкирский мегантиклинорий). Такое многообразие магматических образований отражает различие в геодинамических режимах, обоснование которых является предметом неоднократных дискуссий (Махлаев, 1996; Душин, 1997; Андреичев, 2010; Соболева, 2004; Кузнецов и др., 2005, 2006, 2007; Петров и др., 2005, 2013; Шардакова, 2016 и др.). Магматиты режима активной континентальной окраины доуралид, фиксирую-

щие связь с субдукцией (северная часть Ляпинского антиклинория, Ишеримский блок и др.), представлены непрерывно-дифференцированной вулканоплутонической ассоциацией I-типа. При последующей деструкции континентальной коры и рифтогенезе формировались гранитоиды А-типа (Махлаев, 1996; Соболева, 2004; Кузнецов и др., 2005, 2006).

По мнению Н.Б. Кузнецова, А.А. Соболевой (Соболева, 2004; Кузнецов и др., 2005, 2006), ряд

гранитоидов Полярного Урала принадлежит к син- и постколлизийным образованиям, завершающим эволюцию венд-кембрийского Протоуральского (Тиманского) коллизийного орогена. С этим этапом связывается появление гранитов S-типа, которые маркируют осевую зону этого орогена. В ряде секторов Полярного (хр. Енганепе) и Южного Урала (Лушниковская структура) известны также и доордовикские магматические комплексы с океаническими и островодужными характеристиками (Душин, 1997; Волчек, 2004; Косарев и др., 2005; Самыгин и др., 2010; Рязанцев, 2018).

Во многом специфическим является бимодальный рифтогенный магматизм Башкирского мегантиклинория (БМА). Эта структура формировалась на архейско-протерозойском фундаменте ВЕП, перекрытом на востоке БМА ниже- и среднерифейскими метаморфизованными вулканогенно-осадочными толщами (Пучков, 2010). В пределах БМА надежно установлены признаки проявления неоднократных интенсивных процессов рифтогенеза (ранний и средний рифей, венд). Последовательно формировались рифтогенные грабены (Горожанин и др., 2014), внедрялись магматические породы разной основности – базальты и риолиты машакской свиты, габбро и граниты Кузинско-Копанской группы интрузий (Пучков, 2010 и др.), которые считаются плюм-зависимыми образованиями. Согласно (Ernst, 2014; Пучков, 2018), плюмы являются восходящими субвертикальными ветвями мантийных конвективных потоков, имеющих глубинное заложение, и проявляются на поверхности Земли как внутриплитные зоны активности, которые могут продуцировать образование линейных дивергентных структур и разномасштабных магматических провинций. Набор магматических комплексов, генерация которых связана с плюмами, разнообразен. Существенная доля проявлений плюм-зависимого магматизма представлена вулканитами основного состава, кроме того, с деятельностью плюмов связано образование карбонатитов, кимберлитов, пикритов, трахибазальтоидов, расслоенных базитовых интрузий; менее распространены плюм-зависимые кислые породы (граниты и риолиты) (Ernst, 2014).

Магматизм машакского возрастного уровня БМА является одним из проявлений плюмовой активности крупной изверженной провинции (LIP), следы активности которой известны и в других регионах планеты (Африка, Северная Америка, Канада и пр.) (Ernst, 2014; Холоднов и др., 2017; Пучков, 2018 и др.). Последующие импульсы плюм-зависимого магматизма в блоках доуралид имели место неоднократно: В.Н. Пучковым (2018) выделены: игонинский (735–706 млн лет), кирябинский (680–670 млн лет), маньхамбовский (564–485 млн лет) и др.

Используемые далее в настоящей работе названия уральских подразделений верхнего докембрия соответствуют подразделениям Международной хроностратиграфической шкалы следующим образом: нижний и средний рифей (RF₁, RF₂) соответствуют мезопротерозою, верхний рифей – нижнему и среднему неопротерозою, а венд (V) – верхнему неопротерозою (Жамойда, 2015).

Поскольку магматическая история большинства блоков доуралид различается, важно установить, развивались ли они индивидуально по разным сценариям или имеются некоторые закономерности геодинамического развития, определяющие состав магматических серий. Предлагаемая статья – это только первый этап работы, которую авторы планируют продолжать. Объект этого исследования – Маньхамбовский блок, расположенный в южной части Ляпинского антиклинория, крупной структуры западного палеоконтинентального сектора Приполярного Урала. Его характерная черта – ранний многоэтапный базитовый и последующий интенсивный риолитовый вулканизм и внедрение гранитных интрузий. До сих пор не вполне ясно, был ли такой разнообразный по составу магматизм связан с режимом субдукции, как считается рядом исследователей, или он имел иную природу и геодинамику (Душин, 1997; Соболева, 2001; Кузнецов и др., 2005, 2006).

Авторы попытались оценить роль конвергентных и трансформных движений, а также процессов плюм-литосферного взаимодействия, сыгравших роль в формировании позднекембрийских магматитов Маньхамбовского блока, что позволяет внести ряд уточнений в существующие схемы типизации и корреляции магматических образований. Полученные результаты могут иметь важное значение и для уточнения общей геолого-геодинамической схемы эволюции гетерогенной зоны, образованной блоками доуралид около восточного края ВЕП.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Настоящая работа представляет собой обобщение литературных и авторских петрогеохимических данных по магматитам Маньхамбовского блока и ряда других блоков доуралид. Существенная часть этих данных опубликована в геологических отчетах и статьях (Душин и др., 2012; Петров и др., 2013; Государственная ..., 2005, 2017) при описании отдельных объектов, поэтому сведения о методах аналитических исследований и лабораториях здесь не приведены.

Для типизации пород использован ряд известных дискриминантных диаграмм, позволяющих установить геодинамический тип и состав магматических источников. Известно, что традиционные диаграммы Дж. Пирса (Pearce, Cann, 1973;

Pearce et al., 1984 и др.) не являются универсальными для пород разной основности: одни из них применимы только для базитов, другие – для гранитоидов. Здесь нами используется предлагаемая несколько ранее диаграмма Y–Nb (Холоднов и др., 2021a). Наша интерпретация о положении фигуративных точек составов магматических пород на этой диаграмме отличается от заключения из (Eby, 1992), касающегося преимущественно А-гранитов. Анализ позиции на диаграмме Y–Nb точек ключевых магматических комплексов позволяет произвести первичную геохимическую типизацию магматических серий, наметить геодинамический режим и тип магмогенерирующего источника. Для этого на нее нанесены изолинии значений Y/Nb и реперные точки основных геодинамических типов источников (N-MORB = 12; E-MORB = 2.6; OIB = 0.6) (Sun, McDonough, 1989), а также главных геохимических типов гранитоидов (А, S и I), средние составы верхней (ВКК) и нижней (НКК) континентальной коры (Тейлор, Мак-Леннан, 1988).

Величина Y/Nb в магматитах также позволяет оценить интенсивность мантийно-корового взаимодействия. Такой высокорядный элемент, как Nb, наряду с Ti и Ta, является типоморфным для обогащенных мантийных магм. Увеличение концентрации Nb в них указывает на участие в генерации плюмовых источников, подобных E-MORB и OIB-типам. В то же время существенное снижение содержания Nb на фоне более выдержанной концентрации Y в ультраосновных и основных породах характеризует рост деплетированности магматических источников (от OIB- к E-MORB и N-MORB-типам). Изменение величины Y/Nb в магматических сериях разных геодинамических обстановок прослежено нами на примере эволюции палеозойского магматизма УПП (Холоднов, 2021a). В офиолитах это отношение составляет 20–40; в островодужных вулканитах варьирует от 20 до 5 (от фронтальных зон к тыловодужным), а в магматитах окраинно-континентального типа (Средний и Южный Урал) Y/Nb = 5–3, порой немного ниже (Ферштатер, 2013; Петров, 2019; Холоднов и др., 2021a). Важно, что в плюм-зависимых сериях эта величина понижена от 1 до 0.2. Кроме того, соотношение Y и Nb в магматических сериях может характеризовать и особенности их петрогенезиса, например роль кристаллизационной дифференциации (Холоднов и др., 2021a, 2021б), когда эти элементы накапливаются в конечных кремнекислых продуктах. В ультрабазит-базитовых сериях этот процесс идет одновременно с увеличением в менее основных разностях содержаний Ti, Fe, P, щелочей при уменьшении концентрации Mg. В габбро-гранитных сериях, особенно повышенной щелочности, фиксируется рост содержаний Y и Nb от ранних

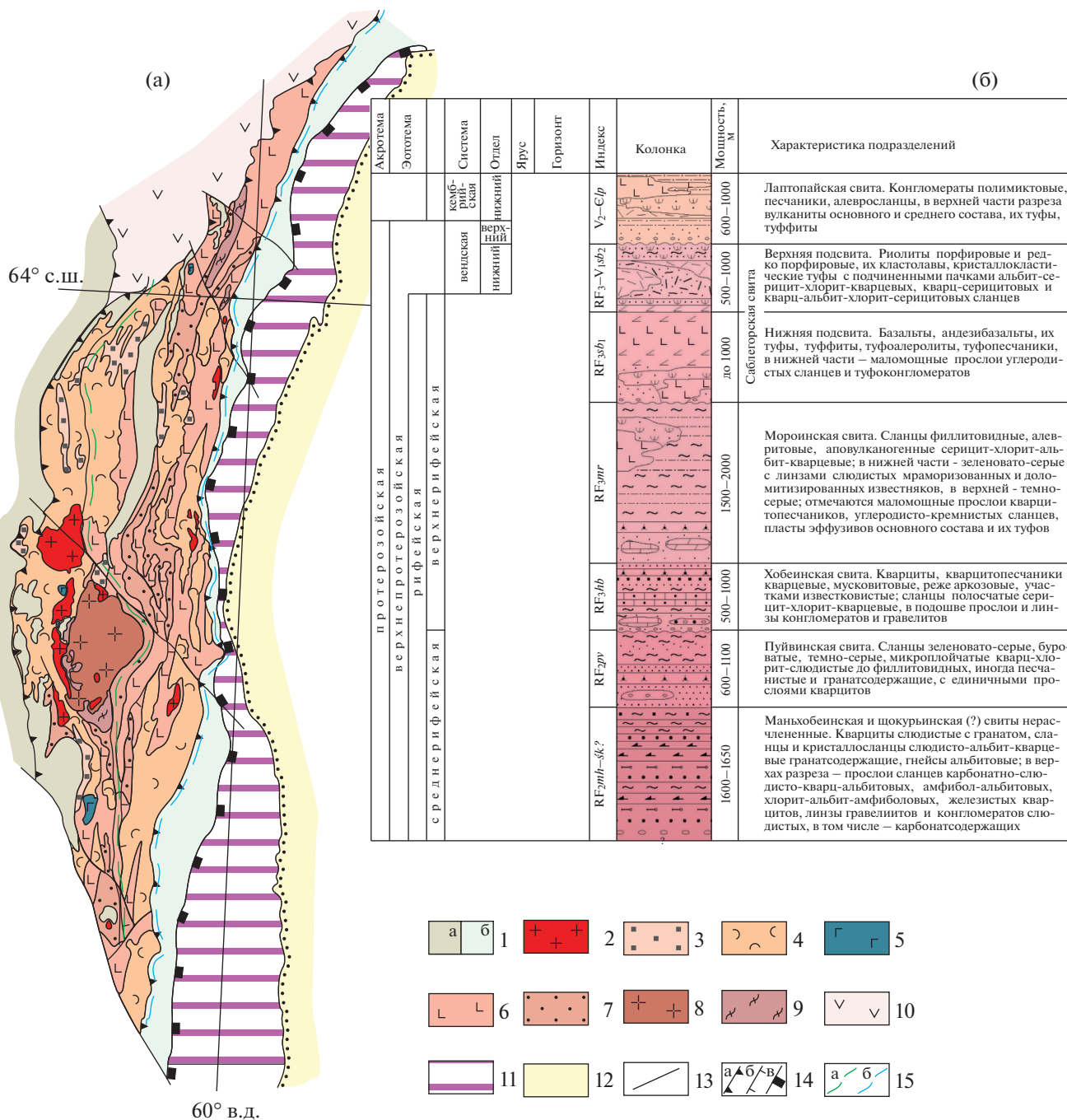
фаз к поздним. В качестве примеров можно привести докембрийские базиты и гранитоиды Кузинско-Копанской интрузии, палеозойской магнитогорской габбро-гранитной серии и др. (Холоднов и др., 2017, 2021a).

Напротив, в гранитоидных сериях, где проявлены последовательные этапы корового анатексиса, от ранних выплавов повышенной основности к более поздним кремнекислым содержания Y и Nb снижаются, Y/Nb также уменьшается. Яркими примерами такого процесса являются эволюция долгоживущих габбро-тоналит-гранодиорит-гранитных батолитов (Верхисетский, Ахуново-Карагайский массивы и др.), формирование лейкогаббро-анортозит-плаггиогранитной серии в Черноисточинском массиве Платиноносного пояса Урала (Ферштатер, 2013; Салихов и др., 2019; Холоднов и др., 2021б) с накоплением Nb в реститовых фазах.

Комплексное использование результатов проведенного нами обобщения, применение ключевых дискриминантных диаграмм (Pearce et al., 1984, 2021; Pearce, 2008; Kepezhinskis et al., 1997; Woodhead et al., 2001; Мартынов, 2010; Гребенников, 2014; Гребенников и др., 2019; Гребенников, Ханчук, 2021), сопоставление особенностей состава магматитов Маньхамбовского блока с параметрами доордовикских базитовых и гранит-риолитовых комплексов из других блоков доуралид – все это расширяет представление о геодинамических обстановках проявлений магматизма, позволяет оценить состав магмогенерирующих источников, влияние плюм-литосферного взаимодействия и коровой контаминации.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ И СОСТАВ МАГМАТИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ МАНЬХАМБОВСКОГО БЛОКА

Маньхамбовский блок приурочен к южной части Ляпинского антиклинария; северная часть его, Кожимский блок, отделенный от Маньхамбовского блока крупным разрывным нарушением, также входит в состав пояса доуралид (Кузнецов и др., 2005 и др.). Маньхамбовский блок является сложно построенной структурой, имеющей купольно-чешуйчатое строение. В нем представлены докембрийские (доуралиды) (рис. 2а, 2б) и фанерозойские образования, широко проявлена разномасштабная тектоника и магматизм разного состава. Его строение, особенности разреза и минералого-петрографическая характеристика пород подробно описаны в работах (Душин, 1997, 2008; Душин и др., 2009, 2012; Кузнецов и др., 2005, 2006; Павлова, 2011; Государственная ..., 2017; Удоратина и др., 2006; Udoratina et al., 2017, 2021 и др.). По мнению (Душин, 1997, 2008), Маньхамбовский блок является “допалеозойским блоком субплатформенной природы, выступом дорифейского основания”



В.Е.П. Другие авторы считают (Кузнецов и др., 2005 и др.), что Ляпинский антиклинорий, южной частью которого является Маньхамбовский блок, относится к активной Большеземельской окраине континента Арктида, столкнувшейся в венде–кембрии с пассивной окраиной Балтики; при этом коллизийный шов Тиманид–Протоуралид проходит к юго-западу от Маньхамбовского блока. Ниже мы кратко приводим геологические данные, касающиеся магматических образований RF–V–Є (от древних к молодым). Химиче-

ские анализы пород, используемые в настоящей работе, см. в Supplementary², ESM_1.xls.

В составе доордовикских свит Маньхамбовского блока (Душин и др., 2012; Петров и др., 2013;

² В Дополнительных материалах к русской и английской онлайн-версиям статьи на сайтах <https://elibrary.ru/> и <http://link.springer.com/> соответственно приведены: ESM_1.xls (Supplementary) – Содержания петрогенных (мас. %) и редких элементов (г/т) в доордовикских магматических породах Маньхамбовского блока (Приполярный Урал).

диоритов и кварцевых диоритов в северной части интрузии; III фаза — граниты и лейкограниты. Все породы принадлежат к высокоглиноземистой известково-щелочной серии, имеют калий-натриевый тип щелочности: от габбро-диоритов к гранитам-лейкогранитам содержание калия увеличивается (рис. 4). С гранитами связана золотосульфидно-кварцевая минерализация. Возраст среднезнерных гранитов (U-Pb метод по цирконам) составляет 653.8–652.5 млн лет (Государственная ..., 2017), отвечая позднему рифею.

Парнукский гипабиссальный **габбро-диорит-монцититовый комплекс (V₁)** (петротип — одноименный габбро-диорит-тоналитовый массив) включает интрузии основного и среднего состава, имеющие субмеридиональную ориентировку, контролирующиеся региональными разломами. В Кожимском блоке Ляпинского антиклинория породы этого комплекса прорывают толщу метаморфитов мороинской свиты, но секутся гранитоидами II фазы сальнеро-маньхамбовского комплекса (Государственная ..., 2017). В Маньхамбовском блоке к парнукскому комплексу отнесены породы Сотчемельского массива, тоже рвущего терригенные породы мороинской свиты, а также ряд даек северо-восточного обрамления массива Маньхамбо. В составе парнукского комплекса доминируют амфиболовые габбро, присутствуют габбро-диориты, диориты, кварцевые диориты и тоналиты. Они отвечают нормальным и умеренно-щелочным разностям (рис. 4), принадлежат к известково-щелочной серии, при незначительном преобладании калия над натрием. U-Pb (LA-ICP-MS по цирконам) возраст габбро составляет 608 ± 20 – 618 ± 18 млн лет (Государственная ..., 2017). С породами комплекса связаны мелкие проявления вкрапленных титаномagnetитовых руд.

Субвулканические образования саблегорского комплекса комагматичны эффузивам саблегорской свиты (RF₃–V₁), залегающей с перерывом на мороинской свите (Государственная ..., 2017). Эффузивы саблегорской свиты образуют субмеридиональные рои в северо-западной и центральной частях Маньхамбовского блока, выполняя синклинальные структуры зон растяжения. Саблегорские субвулканические интрузии представлены малыми телами габбро-долеритов, долеритов, диоритов (I фаза), риолитов и трахириолитов (II фаза). Их внедрение контролируется крупными разломами северо-западного и субмеридионального простираний; встречаются они также в виде радиальных и кольцевых даек в палеовулканических структурах центрального типа.

Саблегорская свита в нижней ее части содержит лавы базальтов, андезибазальтов, их туфы, а также туфоалевролиты и туфопесчаники с маломощными прослоями углеродистых сланцев, линзами конгломератов и туфоконгломератов. Верхняя часть раз-

реза сложена лавами и кластолавами риолитов и трахириолитов, их туфами с прослоями алевроаргиллитов. Саблегорские субвулканиды представляют собой контрастную серию (см. рис. 3); а вулканиды среднего состава встречаются редко. Значительная часть саблегорских малоглубинных базитов относится к известково-щелочным образованиям, но присутствуют и толеитовые разности. Преобладающий тип щелочности — натриевый и калий-натриевый. Среди кислых пород (67–78 мас. % SiO₂) встречаются щелочные высококалиевые разности (см. в Supplementary, ESM_1.xls). Sm-Nd возраст базальтового порфирита составляет 569 млн лет, а U-Pb возраст (LA-ICP-MS) магматогенного циркона из метариолитов (гора Нейлентумп) — 568.3 ± 4.3 млн лет (Петров и др., 2014).

Лаптопайский субвулканический долерит-риолитовый комплекс (V₂–E₁) представлен штоками и дайками долеритов, габбро-долеритов, трахи-долеритов, малыми интрузиями риолитов и трахириолитов. Ареалы их развития приурочены к узлам пересечения меридиональных и северо-западных дизъюнктивов, а также системам субмеридиональных нарушений. Риолиты здесь более ранние, содержат 71–78 мас. % SiO₂, (Na₂O + K₂O) варьирует от 6 до 11 мас. %. Позиция кислых пород на TAS-диаграмме показана на рис. 3. Они имеют преимущественно калий-натриевый тип щелочности, являются умеренно- и высококалиевыми (см. в Supplementary, ESM_1.xls). Более молодые базиты по составу отвечают базальтам, трахибазальтам нормальной и умеренной щелочности (Na₂O + K₂O = 2.7–4.2 мас. %) и принадлежат натриевой серии, варьируя от толеитовых до известково-щелочных разностей. По химическому составу лаптопайские субвулканические базиты близки к базальтам и трахибазальтам одноименной свиты. Последняя слагает грабенообразную структуру, представлена полимиктовыми конгломератами, песчаниками и алевроаргиллитами. В верхней ее части развиты вулканиды основного (II фаза) и кислого (I фаза) составов, их туфы и туффиты с общим антидромным характером внедрения. Возраст лаптопайской свиты принят как V₂–E₁ на основании залегания ее на саблегорской свите. U-Pb возраст (по цирконам) трахириолитов лаптопайского комплекса — 554 ± 4.2 и 556 ± 11 млн лет (Государственная ..., 2017).

Сальнеро-маньхамбовский гранит-лейкогранитный комплекс. В пределах Ляпинского антиклинория широко развиты гранитоиды, относимые к сальнеро-маньхамбовскому комплексу. Неоднократно отмечалась его гетерогенность. В частности, М.В. Фишман (Фишман, Голдин, 1963) на основе геологических данных выделил массивы сальнерского (распространены в Кожимском блоке) и маньхамбовского типов. Последующее изучение (Кузнецов и др., 2005, 2006 и др.) пока-

зало, что гранитоиды этих типов отличаются по минеральному и химическому составам. В Маньхамбовском блоке породы сальнеро-маньхамбовского комплекса представлены массивами Маньхамбо, Илья-Из, Торрепорре-Из, Ыджидляга (рис. 1, 2) и рядом мелких тел. Первые два — наиболее крупные, приурочены к сводовой части пологитальной структуры (Маньхамбовский купол), которая, как и Кожимский блок, по геолого-геофизическим данным, является наиболее приподнятым фрагментом коры доуралид с разномасштабной тектоникой. В сводовых частях этих блоков на поверхность выведены наиболее древние породы. Гранитные массивы локализованы в зоне пересечения разломов субмеридионального и северо-западного направлений (Государственная ..., 2017).

Массив Маньхамбо (39 × 22 км) имеет почти изометричные очертания, представлен двумя фазами. I фаза (>85% площади) образована крупно-среднезернистыми, часто порфиroidными биотитовыми, двуслюдяными и мусковитовыми гранитами, содержащими крупные зерна голубого кварца. Изредка встречаются породы повышенной основности (гибридная фация). По геофизическим данным, граниты прослежены до глубины более 5 км (Душин, 2008). I фаза соответствует гранитам (SiO₂ 69.6–76.0 мас. %) нормального, умеренно-щелочного, иногда щелочного состава (Na₂O + K₂O от 5.9 до 10.3 мас. %), а также лейкогранитам (рис. 4). Породы являются высоко- и умеренно-калиевыми, принадлежат к известково-щелочной, умеренно-щелочной сериям, имеют высокую железистость. Лейкограниты и аляскиты II фазы развиты в виде секущих малых тел в экзо-, эндоконтактах и северной части массива Маньхамбо. Содержание SiO₂ в них высокое (72–79 мас. %), породы отвечают нормальным и умеренно-щелочным лейкогранитам. В апикальной северо-восточной части массива и вдоль разломов граниты подверглись альбитит-грейзеновым изменениям, содержат колумбит, фергусонит, малакон и другие минералы редких элементов. Некоторые тела несут радиоактивно-редкоземельно-благороднометалльное оруденение (рудопроявления Турман, Неизвестное, Щербинское и др.) (Душин, 2008, 2009; Душин и др., 2012; Государственная ..., 2017).

Породы разных тел сальнеро-маньхамбовского комплекса в Ляпинском антиклинории отнесены (Махлаев, 1996; Соболева, 2004; Кузнецов и др., 2005, 2006 и др.) к А-, I- и S-типам. В работе (Удоратина и др., 2006) отмечено, что биотитовые граниты Маньхамбовского блока сопоставимы с гранитами I-типа, лейкограниты с гранитами А-типа, ряд лейкокраговых разновидностей близки к безреститовому I-типу. Граниты S-типа в Маньхамбовском блоке не выделяются. Возраст Маньхамбовского массива до сих пор остается дискуссионным.

По одной из точек зрения (Душин, 2008; Павлова, 2011 и др.), его образование началось в рифее (в дохобеинское время), так как U-Pb методом был получен возраст циркона из пробы крупнозернистого гранита — 1.32 млрд лет. При этом Nd-модельный возраст этих пород составил 1.42 млрд лет (Душин и др., 2009). С другой стороны, для пород I фазы (Udoratina et al., 2017) определен возраст 522 ± 6 млн лет, а для пород II фазы имеются U-Pb (по цирконам) конкордантные датировки 489, 507–513, 522 млн лет (от раннего до позднего кембрия) (Государственная ..., 2017). Поэтому допускается, что в массиве совмещены гранитоиды разных возрастных уровней. Ниже мы опишем граниты массива Маньхамбо, придерживаясь точки зрения о его кембрийском возрасте.

Массив Илья-Из расположен к северо-западу от массива Маньхамбо, отделен от него крупным разрывным нарушением. По составу граниты массива Илья-Из близки к породам II фазы массива Маньхамбо. В самой южной части Маньхамбовского блока находятся небольшие массивы **Торрепорре-Из** и **Ыджидляга**. Западная часть первого перекрыта песчаниками тельпосской свиты (O₁). Массив Ыджидляга прорывает породы хобеинской свиты (RF₃), а на севере также перекрыт песчаниками тельпосской свиты. Массивы сложены лейкокраговыми биотитовыми и мусковитовыми гранитами и гранит-порфирами; в приконтактовых частях породы сильно изменены. Породы мелко-среднезернистые, часто порфиroidные, встречаются биотитовые и мусковитовые разновидности. Они относятся к известково-щелочному ряду, натриево-калиевому типу, калий преобладает над натрием. Возраст циркона из гранит-порфира массива Ыджидляга составляет 563–567 млн лет (Петров и др., 2013), эти цифры близки к датировкам циркона из саблегорских риолитов (568.3 ± 4.3 млн лет).

В целом вариации структурно-тектонических характеристик и состава рифей-венд-кембрийских магматитов Ляпинского антиклинория достаточно широки. В интервале 653–652 млн лет высокотитанистые толеитовые серии сменяются известково-щелочными непрерывными, затем (569 млн лет) — контрастными базит-риолитовыми ассоциациями (Соболева, 2005; Удоратина, 2006). Завершают доордовикский магматизм в Маньхамбовском блоке кембрийские граниты массива Маньхамбо, поздние фазы которого имеют специализацию на редкие металлы.

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ТИПИЗАЦИЯ ДООРДОВИКСКИХ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД МАНЬХАМБОВСКОГО БЛОКА

В этом разделе обсуждается поведение индикаторных элементов — Y и Nb в основных и кис-

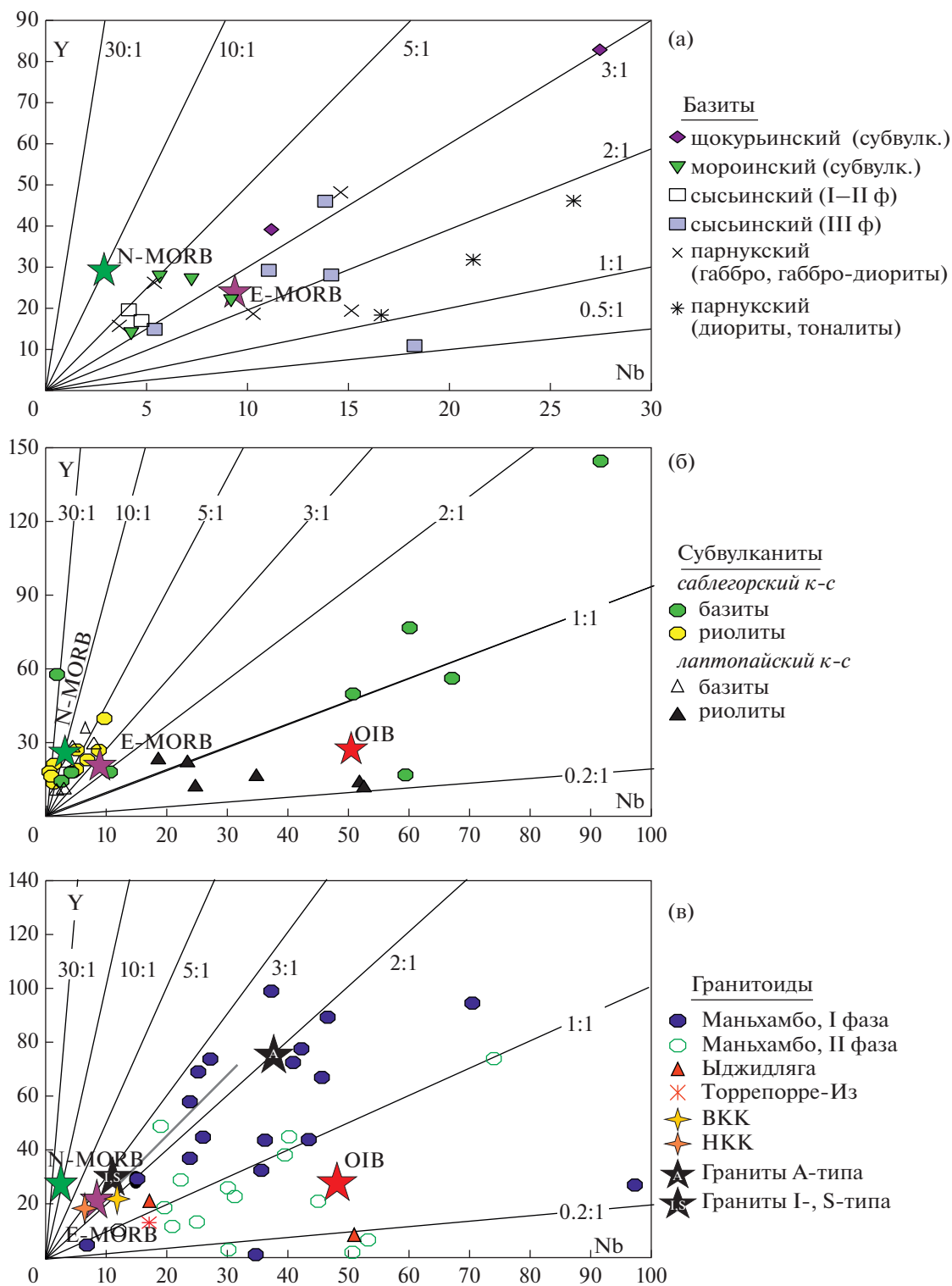


Рис. 5. Диаграммы Y–Nb для магматитов Маньхамбовского блока.

Звездами разного цвета обозначены составы в разной степени обогащенных мантийных источников: зеленая – N-MORB, фиолетовая – E-MORB, красная – OIB; желтая и оранжевая – верхняя (ВКК) и нижняя (НКК) континентальная кора соответственно.

Серая линия на рис. (в) – тренд составов базальтов контрастной ассоциации севера Ляпинского антиклинория, по (Соболева, 2005).

лых магматических породах разных этапов доордовикской эволюции Маньхамбовского блока (от древних комплексов к молодым), позволяющее оценить особенности состава пород, степень мантийно-корового взаимодействия, геодинамический тип источников, продуцирующих расплавы, из которых формировались магматиты разной основности. Комментируется также поведение ряда индикаторных элементов (Ba, Th, Rb и др.), имеющих тенденцию к закономерному изменению содержаний (и отношений) синхронно с вариациями Y и Nb.

Рифейский этап

В рифейское время в Маньхамбовском блоке образовались субвулканические базиты в составе шокуринской (RF₂) и мороинской (RF₃) свит. Ниже для ясности (для отличия от базальтоидов в составе свит) субвулканические базиты будут называться одноименными им комплексами.

В субвулканических базитах (толеитовый тип) Маньхамбовского блока концентрации Y и Nb (рис. 5а) понижаются от более древнего шокуринского к более молодому – мороинскому комплексу. Это происходит на фоне уменьшения в породах содержаний калия и титана (Государственная ..., 2017). Величина Y/Nb стабильна – около 3.0. Концентрации Y и Nb в пределах этих комплексов снижаются с увеличением содержания SiO₂ в породах (см. в Supplementary, ESM_1.xls): в базитах шокуринского комплекса – от более магнезиальных метагаббро-амфиболитов к более высокотитанистым и субщелочным метатрахибазальтам, а в бедных калием субвулканических мороинского комплекса – с увеличением SiO₂ от 44 до 55 мас. %. Синхронно снижаются концентрации Rb, Sr, Zr, Hf, Ba и P3Э.

В большей части пород **сысьинского габбро-диорит-гранитного комплекса** (653–652 млн лет) Y/Nb ~ 3.0 (рис. 5а), как и в базитах шокуринского и мороинского комплексов. Однако, в отличие от последних, в сысьинском комплексе от габбро-диоритов, кварцевых диоритов (I, II фазы) к роговообманковым гранитам и далее к микропертитовым мусковитовым и двуслюдяным гранитам, лейкогранитам (III фаза) концентрации Y и Nb возрастают (г/т): Y – от 15–19 до 46, Nb – от 4–5 до 14. Синхронно в лейкогранитах увеличиваются концентрации Rb, Be, Cs, Zr, Hf, Ta, Pb, Th, U и P3Э и снижаются – Sr, Li и ряда других микроэлементов (см. в Supplementary, ESM_1.xls). В этот ряд не укладывается состав отдельных проб (рис. 5а), где Y/Nb = 2 и ниже при возрастании концентрации Nb.

Точки составов пород **парнукского габбро-диорит-тоналитового комплекса** (608–618 млн лет) образуют обширное поле (рис. 5а). Габброиды этого

комплекса имеют высокие величины Y/Nb = 3–5, близкие к таковым для предшествующих им по времени базитов шокуринского, мороинского и сысьинского комплексов. В габбро-диоритах и тоналитах парнукского комплекса значение Y/Nb снижается до 2–1 за счет возрастания в породах концентрации Nb (от 6–14 до 17–26 г/т) при некотором уменьшении Y.

По соотношениям SiO₂–Nb парнукские базиты образуют непрерывную серию, отличающуюся от аналогов из сысьинского комплекса более интенсивным накоплением Nb (а также Sr, Ba, Pb и TR) (см. в Supplementary, ESM_1.xls). Породы парнукского комплекса содержат 10–110 г/т Rb, его количество растет от габбро к тоналитам. По сравнению с предыдущими объектами, в породах парнукского комплекса присутствуют более высокие содержания TiO₂ (до 2 мас. % в габбро), Sr (до 600 г/т и более), Ba (до 600 г/т в тоналитах). Как и сысьинские аналоги, породы парнукского комплекса бедны Zr (30–65 г/т), имеют низкую величину Rb/Sr (до 0.10–0.24).

Поздневендский этап

Для концентраций Y и Nb в базитах (569 млн лет) и риолитах (568.3 млн лет) (Государственная ..., 2017) **саблегорского комплекса** характерна дискретность. Точки базитов (рис. 5б) формируют компактное поле, вытянутое между изолиний с наиболее высоким для Маньхамбовского блока Y/Nb = 5.0–8.0. От магнезиальных долеритов и габбро-долеритов к трахибазальтам, базальтам и андезибазальтам концентрации Y и Nb здесь возрастают, характеризуя общий тренд эволюции исходной магмы.

Точки составов риолитов саблегорского комплекса образуют обособленный рой, внутри которого условно можно выделить две геохимические фазы: 1) Y/Nb = 1.0 при увеличении концентраций Y до 50 г/т, Nb до 47 г/т, 2) Y/Nb = 0.50–0.20 при увеличении концентраций Y до 15 г/т, Nb до 53 г/т. Наиболее кремнекислые (до 75–78 мас. % SiO₂) члены этих групп, богатые Nb, различаются по содержанию щелочей (см. в Supplementary, ESM_1.xls): для пород I фазы (по сравнению со II фазой) характерно обогащение Na₂O при Rb/Sr = 3.0, Zr/Hf = 28–29. Породы II фазы (низкое значение Y/Nb) богаты K₂O; в них повышено Rb/Sr = 30–40 при пониженном Zr/Hf = 12–22. По соотношению SiO₂ и Nb (см. в Supplementary, ESM_1.xls) в саблегорских субвулканических породах фиксируется бимодальность. По соотношению Rb и Nb они продолжают тренд пород парнукского комплекса.

Базиты в составе контрастного **лаптопайского комплекса** (554–556 млн лет) образуют поле (рис. 5б), также вытянутое вдоль изолиний с

$Y/Nb = 5.0-3.0$. Отметим, что наиболее высокие концентрации Y (до 67 г/т) и Nb (до 17 г/т) имеют трахибазальты, переслаивающиеся с терригенными породами, в составе самой лаптопайской свиты (Государственная ..., 2017). В ряду субвулканических базитов концентрации Y и Nb увеличиваются линейно.

Кислые породы I фазы лаптопайского комплекса по соотношению Y и Nb отличаются от базитов. Для большей части риолитов характерны $Y/Nb = 0.8-1.6$ (единичное 0.3). Преобладают риолиты с концентрацией Nb до 50–67 г/т, отдельные – содержат около 10 г/т. По соотношению Rb и Nb первые продолжают тренд риолитов саблегорского комплекса (область более высоких концентраций Rb и Nb). В целом по величине Y/Nb лаптопайские риолиты близки к кислым субвулканикам саблегорского комплекса, но отличаются наличием разностей с более высокими концентрациями Nb (до 60–90 г/т).

Гранитоидный магматизм позднего кембрия

Сальнеро-маньхамбовский гранит-лейкогранитный комплекс в Маньхамбовском блоке представлен массивами Маньхамбо, Илья-Из, Ыджидляга, Торрепорре-Из. Породы двух фаз массива Маньхамбо различаются по величине Y/Nb . Точки пород I фазы сосредоточены, главным образом, между изолиниями со значениями Y/Nb , равными 1, 2, 3 (рис. 5в). Для пород II фазы значения $Y/Nb = 1$ и ниже; ряд проб II фазы имеет $Y/Nb < 0.2$, в них концентрация Nb существенно выше, чем Y . В целом диапазон концентрации Nb в породах обеих фаз близкий. Породы II фазы обогащены Rb (до 200–600 г/т), концентрация которого коррелирует с таковой Nb (при уменьшении концентрации Y). $Rb/Nb = 4-8$, тогда как в породах I фазы – 2–4.

Граниты массива **Илья-Из** по величине $Y/Nb = 0.40$ близки к породам II фазы массива Маньхамбо. Характерна высокая концентрация Nb (до 60 г/т) при малой Y (25 г/т). Единичные анализы гранит-порфиров массива **Ыджидляга** указывают на близость их составов к гранитам массива Маньхамбо (Nb 51.5 г/т, Y 8.4 г/т, Y/Nb около 0.20 г/т). Наряду с этим в массивах **Ыджидляга** (563–567 млн лет) и **Торрепорре-Из**, по данным (Петров и др., 2013), имеются породы, сходные с I-гранитами – бедные Nb (17 г/т) при $Y/Nb = 1.0$. К сожалению, эти отрывочные данные не позволяют четко характеризовать геодинамический тип и геохимическую принадлежность двух последних массивов.

ОБСУЖДЕНИЕ

О природе базитов

Природа блоков доуралид, находящихся в приуральской краевой зоне Восточно-Европейской платформы (и примыкающих к ней более северных структур), до сих пор остается предметом дискуссии (Фишман, Голдин, 1963; Махлаев, 1996; Водолазская и др., 1999; Душин, 1997, 2008, 2012; Андреичев, 2010; Пучков, 2000; Соболева, 2001; Кузнецов и др., 2006; Петров и др., 2013 и др.). Как показано во Введении, каждый из этих блоков характеризуется спецификой тектономагматической истории. В пределах Ляпинского антиклинория доордовикские магматические серии его северной (Кожимский блок) и южной (Маньхамбовский) частей также различаются по составу и геодинамической принадлежности (Махлаев, 1996; Соболева, 2004; Кузнецов и др., 2005, 2006). Гранитоиды северной части Ляпинского антиклинория авторы планируют рассмотреть в следующих публикациях. Для Маньхамбовского блока приведенный ниже анализ геохимических данных с использованием ряда наиболее известных дискриминантных диаграмм способствует прояснению некоторых проблемных вопросов.

Позиция большей части точек базитовых комплексов Маньхамбовского блока на диаграмме Пирса (рис. 6) в разной степени близка к мантийному источнику E-MORB-типа. Ряд точек основных субвулканических саблегорского и парнукского комплексов на этой диаграмме смещены в сторону N-MORB. Отметим, что и на диаграмме $Y-Nb$ ($Y/Nb = 5-8$) точки их пород также смещены от E-MORB к N-MORB при концентрации $Nb = 1-7$ г/т. Причиной этого могло быть, например, смешение обогащенных магм E-MORB-типа с веществом слэбов океанической коры; об этом речь пойдет ниже.

Величина Th/Yb позволяет оценить роль гибризма и контаминации первичных мантийных (астеносферных) магм Маньхамбовского блока веществом литосферной мантии и коры. По мере омоложения базитов этот параметр варьирует: шокуринский – 0.7–0.9, мороинский – 0.2–0.6, сысьинский – 2.0, парнукский – 0.1–4.0, саблегорский – 0.3–2.0, лаптопайский – 0.10–3.0. Наименьшую степень субдукционного вклада и коровой контаминации имеют базиты мороинского комплекса, положение точек их составов почти совпадает с E-MORB. Отметим, что в породах саблегорского и парнукского комплексов величина Th/Yb увеличивается с возрастанием содержания SiO_2 , указывая на усиление влияния коровой контаминации (точки близки к НКК и далее к ВКК).

Особенности состава известково-щелочных базитов лаптопайского комплекса отражают разную степень субдукционного вклада и коровой

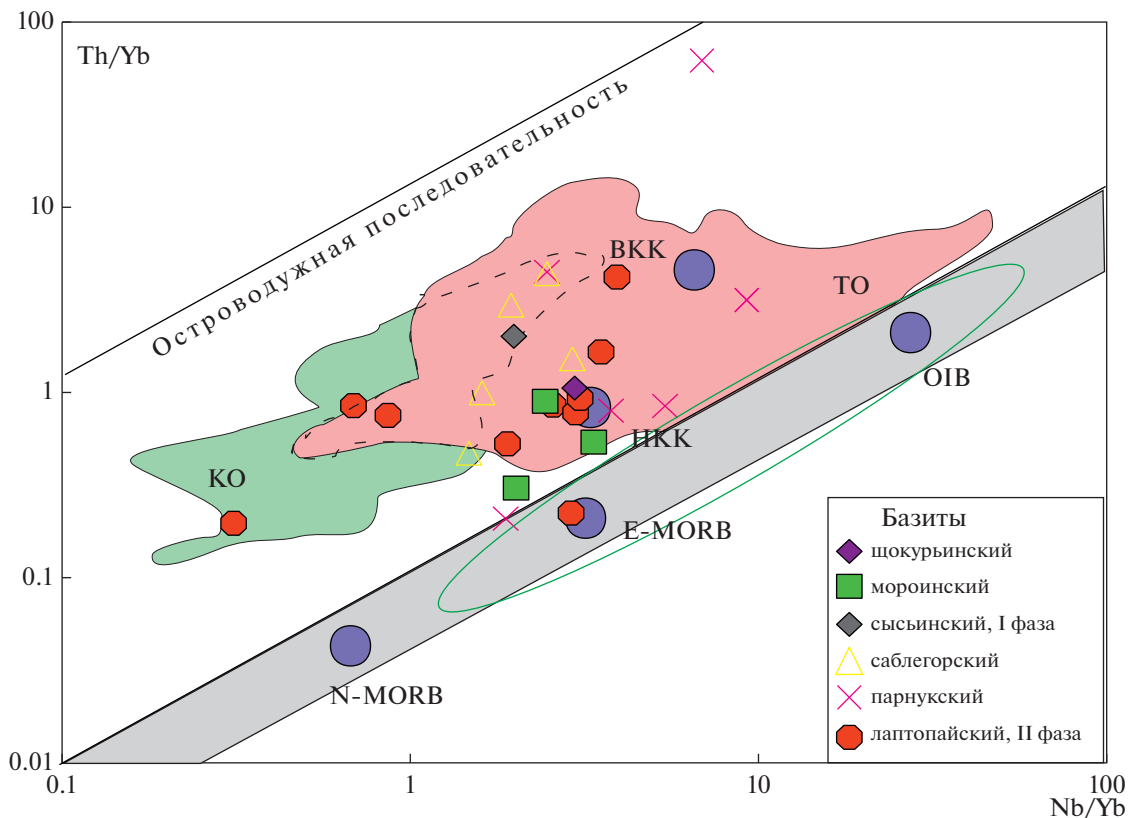


Рис. 6. Диаграмма Th/Yb–Nb/Yb с позицией средних составов мантийных источников (Pearce et al., 2008) для субвулканических базитов Маньхамбовского блока.

Зеленой линией околонуто поле составов внутриплитных базитов Кваркушко-Каменногорского антиклинория, по данным (Петров и др., 2005; Карпухина и др., 2001). ВКК и НКК – средние значения для верхней и нижней континентальной коры (Тейлор, МакЛеннан, 1998). Поля магматических пород трансформных (ТО) и конвергентных (КО) окраин приведены по (Гребенников, Ханчук, 2021) (объяснения см. в тексте), пунктир – область перекрытия этих полей.

контаминации. На последний процесс указывает сдвиг части составов в сторону НКК и ВКК. В то же время базиты ряда образцов имеют наибольшие значения Nb/Yb = 2.0–3.5 при низких Th/Yb < 1, по составу источника приближаясь к E-MORB. Отметим, что и Nb/Yb для трахибазальтов в составе лаптопайской свиты (Государственная ..., 2017) составляет 2.3–3.3, что также близко к E-MORB и указывает на единый источник с субвулканическими образованиями. Кроме того, среди базитов присутствуют разности, обогащенные TiO₂ (0.8–2 мас. %) и K₂O (>0.20 мас. %), имеющие высокие Th/Yb = 0.36–1.1, что может свидетельствовать об усилении взаимодействия первичных магм (по мере их подъема) как с веществом вышележащей литосферной мантии, так и нижней континентальной коры. По соотношению Th/Yb–Nb/Yb (рис. 6) они близки к среднему составу НКК.

Интенсивность мантийно-корового взаимодействия можно оценить, используя одну из новых диаграмм Пирса (Th/Nb–TiO₂/Yb, рис. 7). На ней выделено три поля: деплетированной астеносферной мантии (OPB + MORB), обогащенной астеносферной мантии (OPB + OIB) и литосферной мантии, модифицированной субдукцией (SZLM).

Базиты Маньхамбовского блока образуют широкий рой точек, в пределах которого составы пород отдельных комплексов попадают в несколько полей. Существенная часть точек составов находится в области SZLM, где возрастает Th/Nb от наиболее ранних комплексов – шокуринского и мороинского (0.10–0.25) к сыссыинскому (0.70) и далее к более контаминированным: парнукскому (0.10–1.2 – габбро-долериты, 3–4 – диориты), саблегорскому (0.20–1.5 – долериты и базальты, 2.8 – диориты) и лаптопайскому (0.5–2). Сдвиг части точек в сторону (OPB+OIB) может указывать на связь пород с астеносферными диапирами-плюмами (производные которых затем контаминированы SZLM).

В целом можно вновь отметить, что первичный источник расплавов для формирования всех рифей-вендских вулканогенных базитов Маньхамбовского блока, по-видимому, был наиболее

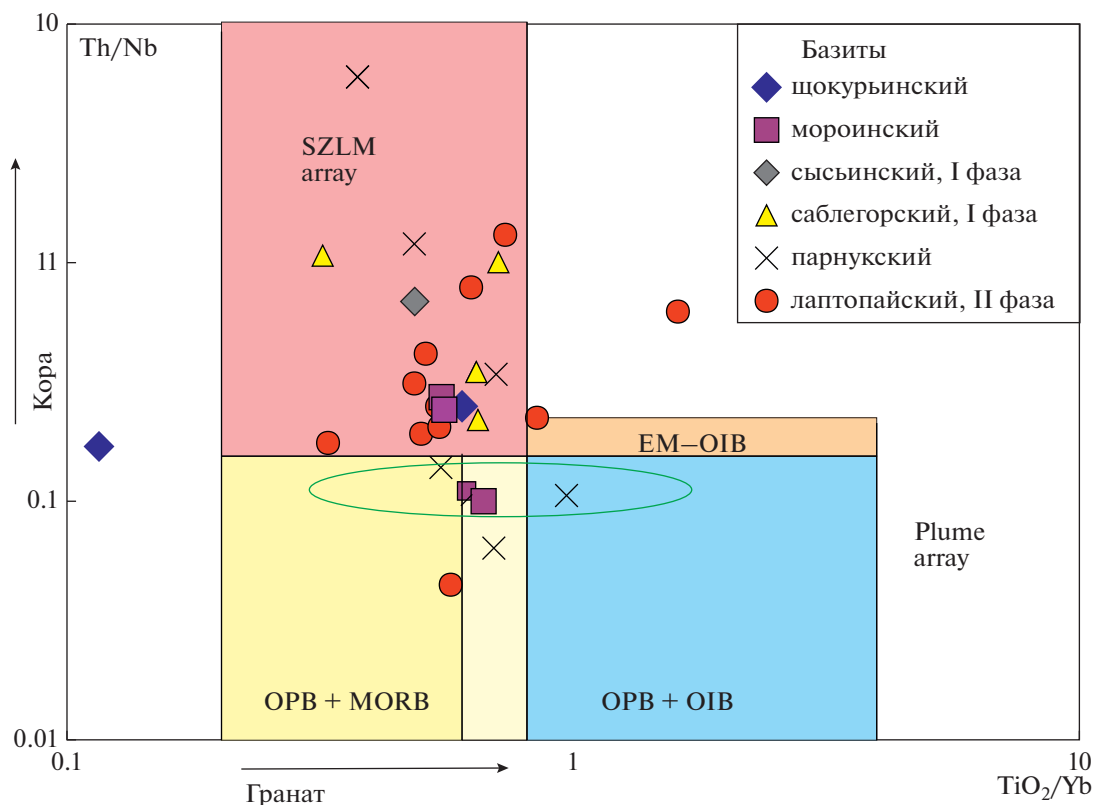


Рис. 7. Диаграмма Th/Nb–TiO₂/Yb (Pearce et al., 2021) с позицией субвулканических базитов Маньхамбовского блока. OPB – океанические платобазальты, MORB – базальты COX, OIB – базальты океанических островов. Поля, фиксирующие вклад этих компонентов в магмогенерацию, отвечающие производным астеносферной мантии разного состава: деплетированной (OPB+MORB) и обогащенной (OPB+OIB). Положение точек в поле SZLM-аггау указывает на участие в генезисе пород вещества литосферы, модифицированной субдукцией, в поле Plume-аггау – мантийных плюмов. Зеленой линией околнурено поле внутриплитного плюм-зависимого магматизма Кваркушско-Каменногогорского антиклинория, по данным (Петров и др., 2005; Карпухина и др., 2001).

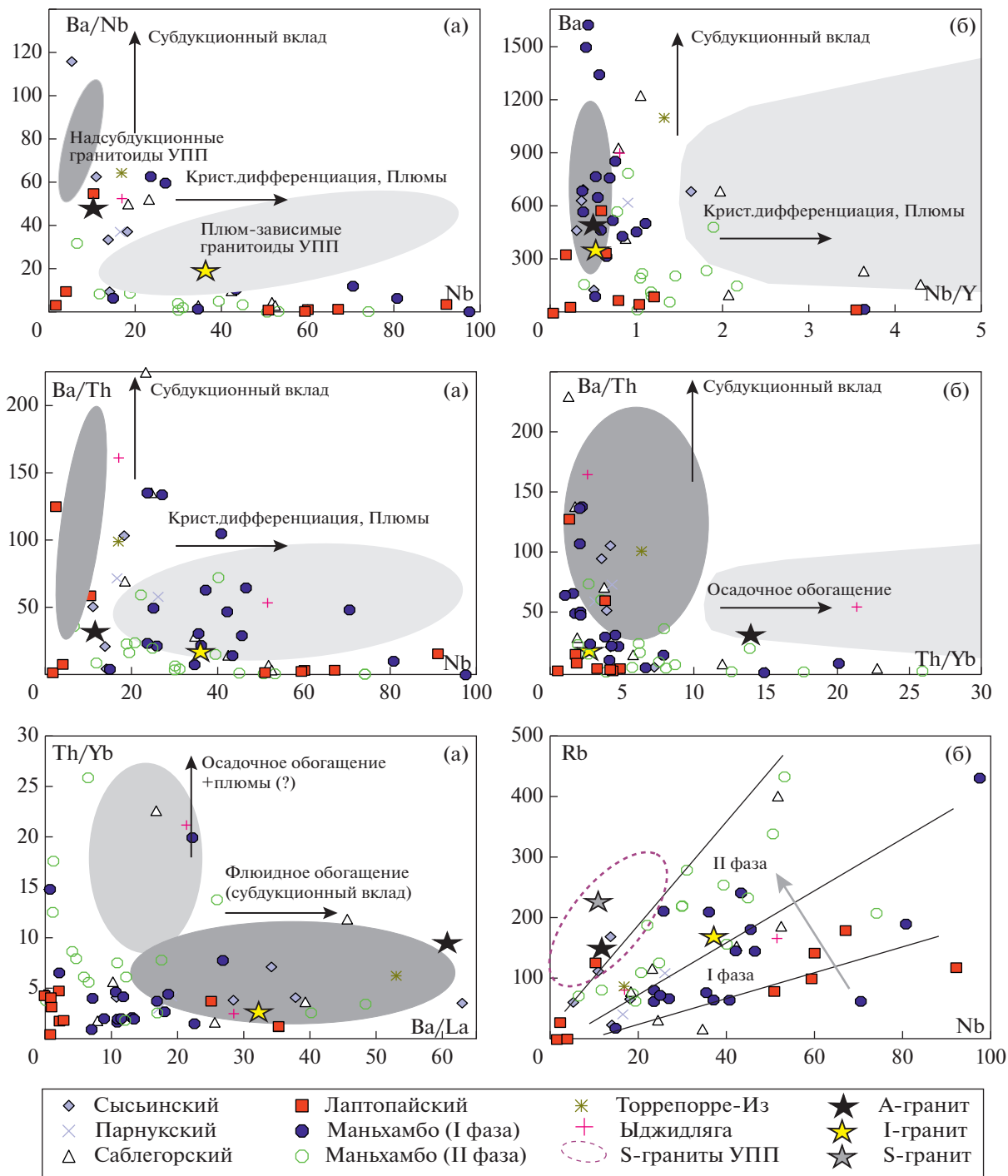
близок E-MORB-типу. В составе ряда базитовых разностей отразилась контаминация веществом коры. Существенное влияние на составы оказывало и вещество литосферной мантии, модифицированной субдукцией. В некоторых случаях можно предполагать вклад и более обогащенного Nb мантийного вещества типа OIB.

Возможные типы источников для средних-кислых пород

Величина Y/Nb в породах позднерифейского (653–652 млн лет) **сысьинского габбро-диорит-гранитного комплекса** колеблется от 0.6 до 4.7, для большей части образцов около 3; расположение точек составов пород комплекса близко к источнику E-MORB-типа. Концентрация Nb в магматитах невысокая, но возрастает от 4 до 14 г/т с увеличением содержания SiO₂ в породах. Такой уровень концентрации Nb характерен для надсубдукционных гранитоидов Урала (Ферштатер, 2013; Холоднов и др., 2021а). Наличие золотосульфидно-кварцевой минерализации, ассоциированной с гранитами

сысьинского комплекса, также может косвенно указывать на возможную их связь с зоной субдукции (или с флюидом, отделяющимся от погруженного слэба). Тем не менее величины Ba/Nb, Ba/Th, Ba/La, отражающие степень субдукционного вклада и роль флюидного фактора (рис. 8), здесь относительно невысоки и имеют тенденцию к понижению в более кислых разностях. Отметим, что в типичных надсубдукционных позднепалеозойских гранитоидах Уральского орогена (Холоднов и др., 2021а) значение Ba/La отношения достигает 200, а Ba/Nb и Ba/Th составляют 100–500 (Ферштатер, 2013 и др.).

В породах **парнукского габбро-диорит-тоналитового комплекса** концентрация Nb увеличивается от габброидов к тоналитам (на фоне снижения Y/Nb от 3–5 до 1; см. в Supplementary, ESM_1.xls; рис. 5). По соотношению Y/Nb точки составов пород с SiO₂ < 51 мас. % частично лежат между источниками N- и E-MORB-типов. Позиция менее основных разностей сдвинута в направлении к источнику OIB-типа, подобно породам большей части уральских плюм-зависимых серий разного



возраста, по данным (Холоднов и др., 2021a, 2021б). Можно предполагать, что завершающие члены парнукского комплекса формировались как производные плюм-зависимой магмы, которая при подъеме могла ассимилировать вещество (флюидную составляющую?) погруженного слэба. Этим определяется снижение Y/Nb индекса от 5 до 1. Нахождение точек составов пород этого комплекса в по-

ле SZLM (рис. 7) также указывает на возможный вклад субдукционного компонента; однако величина Ba/La незначительна (рис. 8), поэтому роль последнего невелика. На диаграмме Пирса (рис. б) часть точек пород этого комплекса сдвинута в сторону производных источника OIB-типа. В целом геохимические особенности пород парнукского комплекса указывают на то, что в Маньхам-

бовском блоке в позднем рифее–раннем венде появляются признаки плюм-литосферного взаимодействия (возможно, начало влияния “маньхамбовского” плюма?).

Концентрация Nb в **риолитах и трахириолитах саблегорского комплекса** (RF_3-V_1) характеризует нарастающую роль плюм-литосферного взаимодействия (рис. 8а–8в). При $Y/Nb \sim 1$ риолиты также близки к ОИВ (рис. 5). Отметим, что эволюция риолитовых магм происходила при ведущей роли кристаллизационной дифференциации (рис. 8а–8в): об этом свидетельствует существенное увеличение концентрации Nb до 50 г/т в наиболее кремнекислых разностях (см. в Supplementary, ESM_1.xls). Такие образцы обогащены K_2O , Rb, Ba, Th, имеют высокие величины Rb/Sr и пониженные Zr/Hf. Это может быть связано и с влиянием флюида, миграция которого в верхние части магматических тел способствовала дополнительному накоплению в кислых разностях “калиофильных” элементов (Rb и др.).

Снижение концентрации Nb и величины Nb/Y в ряде образцов саблегорских риолитов сопровождается увеличением содержания Ba, что вызывает рост значений Ba/Nb и Ba/Th. Это может указывать на влияние субдукционного вклада (роль флюида?). Увеличение величины Ba/La с этим согласуется. Повышенная величина Th/Yb характерна для отдельных образцов, что может дополнительно указывать на процесс коровой контаминации.

Напомним, что в петрогенезисе базитов саблегорского комплекса явно доминировал источник E-MORB-типа, а при формировании кислых дифференцированных разностей – источник, близкий по составу к ОИВ-типу, производными которого могли являться субщелочные плюм-зависимые магмы. В последнем случае первично обогащенный Nb расплав, поднимаясь вверх, плавит вещество коры и взаимодействует с ней. В результате появляются более кислые разности, составы которых, тем не менее, сохраняют вклад

источника ОИВ-типа. Примером подобного процесса может служить среднерифейская вулканоплутоническая ассоциация Кувашико-Машакского грабена (базальты и риолиты машакской свиты, габброиды и граниты кусинско-копанского комплекса в Башкирском мегантиклинории Южного Урала), сформированная при инициировании плюмом дивергентных движений (“машакское рифтогенное событие” (Холоднов и др., 2017)).

Кислые субвулканы лаптопайского комплекса (V_2) большей частью продолжают кристаллизационный тренд риолитов саблегорского комплекса в сторону более высокой концентрации Nb (до 90 г/т). Вариации ряда других параметров (рис. 8а–8в), как и в случае саблегорских риолитов, указывают на присутствие субдукционного вклада.

В целом анализ контрастных по составам и происхождению пород саблегорского и лаптопайского комплексов (при разном влиянии субдукционного вклада) свидетельствует, что два основных мантийных источника (E-MORB и ОИВ) участвовали в магмогенерации в позднем венде (568–554 млн лет) практически синхронно.

Граниты массива Маньхамбо, как и предшествующие им по времени риолиты саблегорского и лаптопайского комплексов, богаты Nb. По его соотношениям с Y положение некоторой части точек составов гранитов I фазы (рис. 5) близко к источнику E-MORB-типа, а II фазы – преимущественно к ОИВ. Породы I фазы, наряду с повышенным Y/Nb около 2.0 (рис. 5в), имеют более высокие концентрации Sr, Ba (см. в Supplementary, ESM_1.xls) и значения Ba/Nb (до 60 против <20–30) и Ba/Th (до 100–150 против <50 II фазы). Эти особенности могут указывать на усиление влияния флюидного фактора (рис. 8), взаимодействие магмы с надсубдукционным водным флюидом, обогащенным Ba и Sr. Для пород II фазы характерны пониженные значения Y/Nb (1.0–0.2), повышенные Th/Yb (6–25 против <5 для I фазы), что, по-видимому, указывает на рост роли коровой контаминации осадочным материалом. По-

Рис. 8. Диаграммы отношений редких элементов, характеризующие вклад различных источников и процессов в петрогенезис риолитов и гранитоидов Маньхамбовского блока. Ряд диаграмм взят из работ авторов: (в) – (Кеpezhinskas et al., 1997), (г) – (Мартынов, 2010), (д) – (Woodhead et al., 2001), где они применялись для базитов островодужных обстановок. Авторы настоящей статьи, используя собственную базу данных, нанесли на эти диаграммы поля составов гранитоидов УПП – типичных представителей надсубдукционных (Верхисетский, Шабровский, Суховязовский, Краснинский и мн. др. массивы, 148 образцов, темно-серое поле) и плюм-зависимых образований (Степнинский, Увильдинский, Козлиногорский массивы и др., 50 образцов, светло-серое поле) и, таким образом, показали, что подобные графики возможно использовать и для гранитных составов. Диаграммы (а), (б), (е) – авторские варианты комбинации индикаторных отношений и элементов по осям, также отражающие вклад различных источников в петрогенезис гранитоидов. Значки средних составов гранитов А-, S-, I-типов нанесены по данным работы (Whalen et al., 1979); однако в ней отсутствуют данные по концентрациям La, Yb в этих типах гранитов. Поэтому средние величины отношений Ba/La, Th/Yb для гранитов А- и I-типов подсчитаны авторами также по анализам из базы данных, в качестве А-гранитов использованы граниты Бердяшского плутона, Губенского массива, уфалейкинского комплекса и др. (48 образцов); в качестве I-гранитов – надсубдукционные гранитоиды (см. выше). На диаграмме Rb–Nb (е) полем, ограниченным пунктирной линией, показаны составы синколлизационных коровых гранитов (S-тип), образованных на завершающем этапе формирования позднепалеозойского Уральского орогена. Стрелка здесь характеризует усиление коровой контаминации для гранитов массива Маньхамбо.

роды II фазы отличаются также обогащением Rb и более высокими значениями Rb/Nb (4–8 против 2–4 в породах I фазы) (рис. 8е). В целом субдукционный вклад в генезис гранитов этого массива незначителен, что подтверждается низкими величинами Ba/La (<50). Прослеживается ведущая роль кристаллизационной дифференциации (рис. 8а–8в). Близкими характеристиками к породам II фазы обладают и граниты массива Илья-Из.

Резюмируя изложенное выше, важно отметить следующее: 1) магматические породы Маньхамбовского блока могли быть образованы при разной степени участия источников E-MORB и OIB-типов, причем роль последнего нарастает в венде и особенно в позднем кембрии; 2) при генерации магматитов Маньхамбовского блока фиксируется (в разной мере) роль субдукционного компонента (SZLM); 3) определенный вклад в образование магматитов разной основности вносит участие вещества верхней и нижней континентальной коры; 4) риолиты контрастных комплексов саблегорского и лаптоайского по геохимическим параметрам (рис. 5, 8) близки к гранитам массивов Маньхамбо и Илья-Из. Это подтверждает точку зрения (Махлаев, 1996; Соболева, 2004) о том, что поздневендские риолиты и кембрийские граниты в Ляпинском антиклинории принадлежат к единой по источникам риолит-гранитной ассоциации.

Сравнительный анализ роли плюмовых источников (E-MORB и OIB-типов) в генерации магматических пород ряда блоков доуралид

Особенности плюм-зависимого магматизма Маньхамбовского блока

Пространственно-временные соотношения и петрогеохимические признаки базитовых и гранит-риолитовых ассоциаций Маньхамбовского блока позволяют скорректировать известные представления о геодинамических режимах их формирования и типах источников. В этом плане важное значение имеет выявление аналогий с процессами и геодинамическими режимами доордовикских магматических образований ряда других блоков доуралид, например Кваркушско-Каменногорского и Уфалейского.

Согласно (Карпухина и др., 2001; Хераскова, 2001; Петров и др., 2013), проявления неопротерозойского магматизма на западном склоне Урала связаны с образованием пассивных окраин при распаде суперконтинента Родиния. Восточно-Европейский континент (ВЕК) входил в его состав, сочленяясь западным бортом с Лаврентией и Амазонией. Восточная окраина континента в этот период представляется пассивной, открывающейся к океану. Предполагается, что в это время импульсы внутриплитного рифтогенеза и магматизма здесь связаны с деятельностью плюмов

(Карпухина и др., 2001; Пучков, 2010; Петров и др., 2013; Холоднов и др., 2017 и др.). Напомним, что для восточной окраины ВЕК (доордовикское время) В.Н. Пучковым были выделены следующие эпизоды плюм-литосферного взаимодействия: 1380, 1100, 670, 565 млн лет. В Маньхамбовском блоке плюмовая активность синхронна с последними двумя импульсами.

В Кваркушско-Каменногорском антиклинории (ККА) – блоке доуралид, по мнению разных авторов, входящем в состав ВЕК (Пучков, 2000) или пояса тиманид (Петров и др., 2005 и др.), магматизм режима пассивной окраины (поздний рифей–венд) имел латерально-зональный характер (Петров, 2015). В западной части ККА доминировал более щелочной высокотитанистый пикрит-трахибазальтовый магматизм (источник OIB-типа), а в восточной – менее щелочной, с участием умеренно-титанистых континентальных толеитов (источник E-MORB-типа) (Карпухина и др., 2001; Петров и др., 2005; Петров, 2015). На рис. 6 и 7 приведено объединенное поле базитов ККА, по (Петров и др., 2005); положение их составов повторяет тренды последовательного обогащения источников (на примере реперных объектов): от толеитов архипелага Кергелен и Гавайских островов (Frey et al., 1990) до платобазальтов Красноморского рифта (Baker et al., 1996) и щелочных базальтов Байкальской рифтовой зоны (Кононова и др., 1993), свидетельствуя о внутриплитно-рифтогенной природе магматитов ККА. Изотопные параметры базитов подтверждают эволюцию состава источников: для благодатского комплекса источник довольно деплетированный ($\epsilon_{Nd} = +6.9$); для дворецкого комплекса ($\epsilon_{Nd} = +4.4...+5$, $\epsilon_{Sr} = -15...-20$) – близок к параметрам производных современных мантийных плюмов; базиты кусьинского комплекса имеют наиболее обогащенный источник ($\epsilon_{Nd} = +2.9$, $\epsilon_{Sr} = -9.4$) (Карпухина и др., 2001).

Предполагается, что формирование пород ККА связано с деятельностью мантийного плюма, инициирующего образование вендской рифтовой структуры (эпизод плюмового магматизма в интервале 680–670 млн лет назван В.Н. Пучковым “кирябинским”). Латеральная зональность магматизма в ККА могла быть вызвана, например, существованием разноглубинных мантийных очагов над первичным мантийным плюмом (Петров и др., 2005; Петров, 2015), вещество которого при подъеме захватывало мантийный материал разного состава, а очаги его плавления могли располагаться на разных глубинах, производя отдельные диапиры. Такая зональность могла быть связана и с разным положением магматических систем относительно центра первичного плюма (Карпухина и др., 2001; Петров и др., 2005). Субщелочные магматиты западной зоны считаются производными более глубокой, центральной части плюма

ма (уровень гранатовой и алмазной фаций). Они наиболее богаты Nb (до 100–120 г/т), Ta, Ti, P3Э, Zr, имеют низкие значения $Y/Nb = 0.50–0.30$, отвечают источнику OIB-типа. Менее щелочные магматиты восточной части ККА генерированы на меньших глубинах (шпинелевая фация), характеризуют более деплетированную, периферическую часть плюма. Породы относительно бедны Nb (5–25 г/т), $Y/Nb = 2.0–5.0$ отвечают источнику E-MORB-типа.

Базиты среднего-верхнего рифея Маньхамбовского блока наиболее близки по составу к пикрит-долерит-габбровым сериям восточной части ККА и северной части примыкающего к нему с юга Уфалейского блока, отвечающим периферической части плюма. При этом ряд геохимических параметров базитов Маньхамбовского блока, по сравнению с таковыми для аналогичных пород указанных выше структур, фиксирует более высокую интенсивность процессов плюм-литосферного взаимодействия. В частности, для базитовых комплексов Маньхамбовского блока, наряду с ведущей ролью в петрогенезисе обогащенного источника E-MORB-типа, фиксируется заметный вклад субдукционного фактора (SZLM, влияние флюида и т.п.), но эта двойственность не является противоречивой. Как показано в работе (Pearce et al., 2021), по величинам ряда индикаторных отношений плюм-зависимые образования разного возраста порой перекрываются с магматитами надсубдукционной природы. Геодинамические заключения, основанные на анализе изотопно-геохимических данных, изложенные в работе (Gordienko, 2019) и ссылаясь в ней, указывают на вероятную связь плюмов с веществом слэбов. За счет этого магматиты, возникающие из результирующей магмы, будут иметь неоднозначные величины индикаторных геохимических параметров и изотопных меток. В частности, плюмы могут возникать в результате плавления материалов ранее существовавших слэбов, отмерших на границе верхней и нижней мантии, производя LIPs как на континентальных, так и на океанических плитах, могут определять формирование зон спрединга и горячих точек. Образованные при распаде суперплюмов более мелкие порции мантийного вещества в виде струй проникают в верхние слои литосферы вне зависимости от ее состава и геологического строения (Gordienko, 2019). Другой вариант – отмирание слэбов в зоне перехода между нижней и верхней мантией с образованием слэб-виндоу, куда внедряется горячее вещество астеносферной мантии и материал расплавленных слэбов, не успевший опуститься до границы ядра и нижней мантии. В этом случае появляются отдельные поля и ареалы внутриплитного магматизма (производные близкого по составу источника E-MORB-типа) с субдукционными и плюмовыми характеристиками. Отмечается, что часто субдукционный магматизм активных окраин невозможно отделить от плюмового.

Для кислых пород Маньхамбовского блока (поздневендско-кембрийских риолитов и гранитов), которые могли образоваться при дифференциации близких по составу, первично обогащенных Nb плюм-зависимых мантийных базитовых магм, участие корового компонента, вводимого в расплав (граниты II фазы массива Маньхамбо), осуществлялось при подъеме магм на коровый уровень. Наличие значительного объема кислых пород в позднем венде и кембрии в Маньхамбовском блоке предполагает присутствие на глубине крупных масс дифференцированного плюм-зависимого базитового вещества. Геофизические данные это в определенной мере подтверждают. Так, комплексная геолого-геофизическая интерпретация данных по профилям, пересекающим Урал (в том числе по геотраверсу Кварц (Центр “ГЕОН”), и профилю ГСЗ Верхненильдино-Казым (Баженовская ГЭ при участии Института геофизики УрО РАН в 1981 г.), проходящем поперек Маньхамбовского блока) (Щапов, 2000), свидетельствует о наличии вдоль осевой части Урала непрерывного мантийного трога шириной 80–250 км, маркируемого значительным погружением границы Мохо от 35–45 км до 55–65 км. Происходит это, главным образом, за счет увеличения мощности переходной зоны корово-мантийного состава. Западнее этого трога (в современных координатах) предполагается наличие диапиров мантийного и корово-мантийного состава, поднявшихся до глубин в 20 км как вдоль зоны ГУР (Дружинин и др., 2000; Геотраверс ..., 2002), так и западнее ее (Горный и др., 2001). С мантийным диапиризмом связывается развитие дайковых комплексов основного состава в западных и северо-западных (приподошвенных) частях, погружающихся на восток блоков высокометаморфизованных образований протерозоя. Характеристики современного теплового поля и расчеты теплотехнических параметров в земной коре и мантии, наложенные на сеточную базу сейсмоплотностной модели, позволяют полагать, что распределение пересчитанных тепловых полей под блоками доуралид, расположенными западнее ГУР, хорошо согласуется с рельефом мантийной границы (Ладовский и др., 2019). Более “холодным” является островодужный Тагило-Магнитогорский блок, а прилегающие к нему с запада образования доуралид (включая Маньхамбовский блок) имеют повышенные тепловые параметры, что может быть связано с неоднократным проявлением здесь плюмовой активности.

Поскольку характеристики современного теплового поля наследуются, несут отпечатки процессов, протекающих ранее на разных уровнях мантии и коры, и, кроме того, деятельность плюмов может периодически повторяться в одном и том же ареале (Добрецов и др., 2001; Хаин, Ломизе, 2005; Пучков, 2010 и др.), приведенные выше данные косвенно свидетельствуют об активном

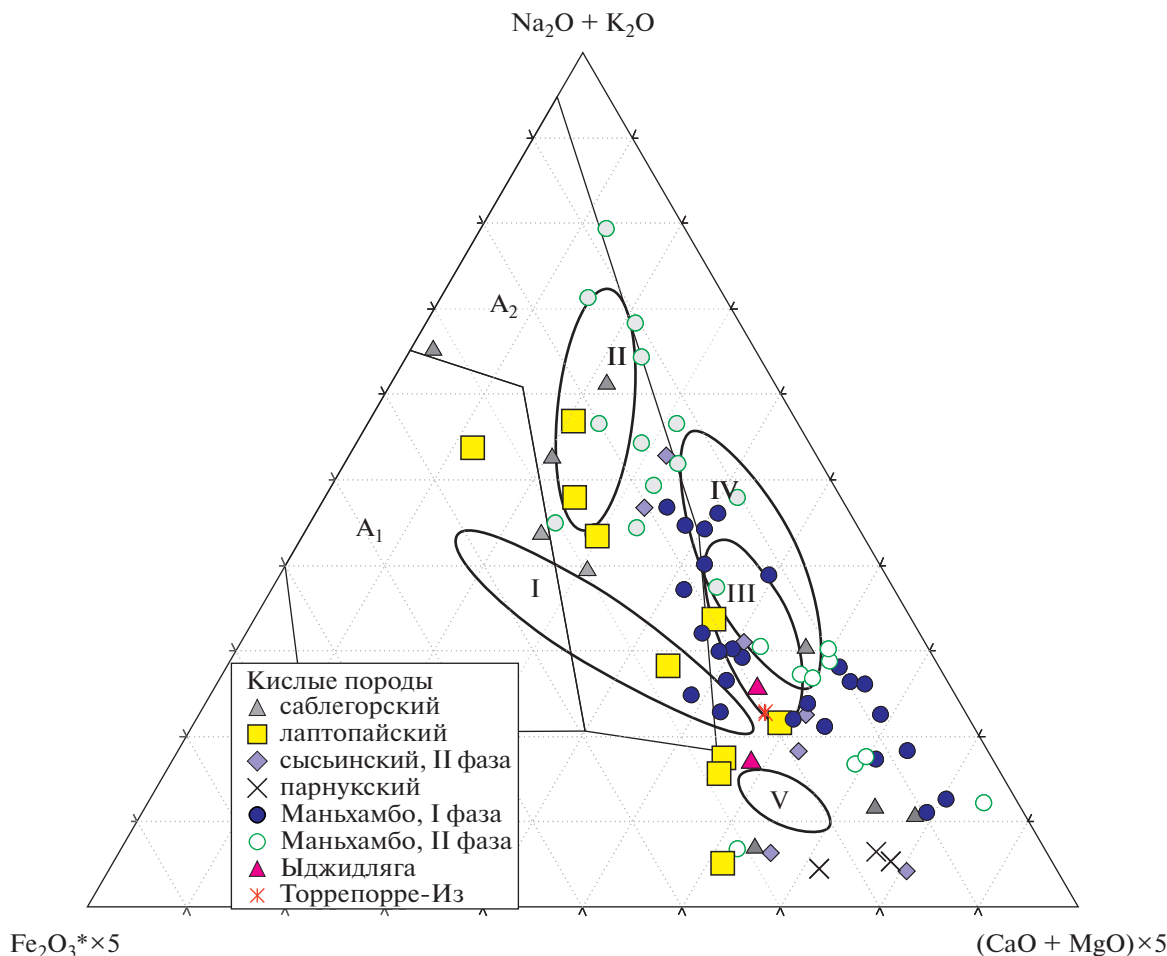


Рис. 9. Диаграмма $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})\text{--Fe}_2\text{O}_3^* \times 5\text{--}(\text{CaO} + \text{MgO}) \times 5$ (мол. кол.), по (Гребенников, 2014).

A_1 – поле кремнекислых пород внутриплитных геодинамических обстановок: океанических островов и континентальных рифтов; A_2 – кислые магматические ассоциации, проявленные в геодинамических условиях внутри- и окраинно-континентального типов. Римскими цифрами обозначены поля кислых магматических пород главных геодинамических обстановок: I – обстановки проявления мантийных плюмов в условиях океанических плит (океанические острова и лавовые плато); II – обстановки внутриконтинентальных рифтов и областей континентальных горячих точек; III и IV – обстановки, связанные с субдукционными процессами (III – зоны островодужного магматизма, заложённые на океанической коре, IV – зоны магматизма активных континентальных окраин, вовлекающие в процессы магомобразования континентальную кору); V – обстановки задугового спрединга. Fe_2O_3^* – суммарное железо, пересчитанное в форму Fe_2O_3 .

мантийно-коровом взаимодействии, имеющем место и в более древние геологические эпохи.

Корректировка геодинамических моделей формирования доордовикских магматитов Маньхамбовского блока

Обилие магматитов, в том числе и гранитоидов, а также соотношение субдукционного и плюмового компонентов, отраженное в составе пород, по нашему мнению, не позволяют относить Маньхамбовский блок (на доуральском этапе развития) к структурам пассивной окраины. Вместе с тем более ранние субвулканические серии толеитового типа среднего и позднего (?) рифея (шокуринский и мороинский комплексы) вполне сопоста-

вимы с производными внутриплитного рифтогенного магматизма пассивной окраины ВЕК в этот период. По особенностям петрохимической и геохимической эволюции – от базитов средне-рифейского шокуринского комплекса к мороинскому (со снижением содержаний в породах калия, Ti, Nb, Y, Rb, Sr, Ba, Zr) – магматиты этого этапа Маньхамбовского блока сходны с внутриплитными рифтогенными сериями нижнего–среднего рифея в Башкирском мегантиклинории (см. Введение). Там в структуре Кувашского грабена на завершающем этапе его эволюции (средний рифей) появляются толеитовые вулканиты (назаянская толща) с наиболее низкими содержаниями калия и ассоциированных с ним несовместимых редких элементов (Холоднов и др., 2017).

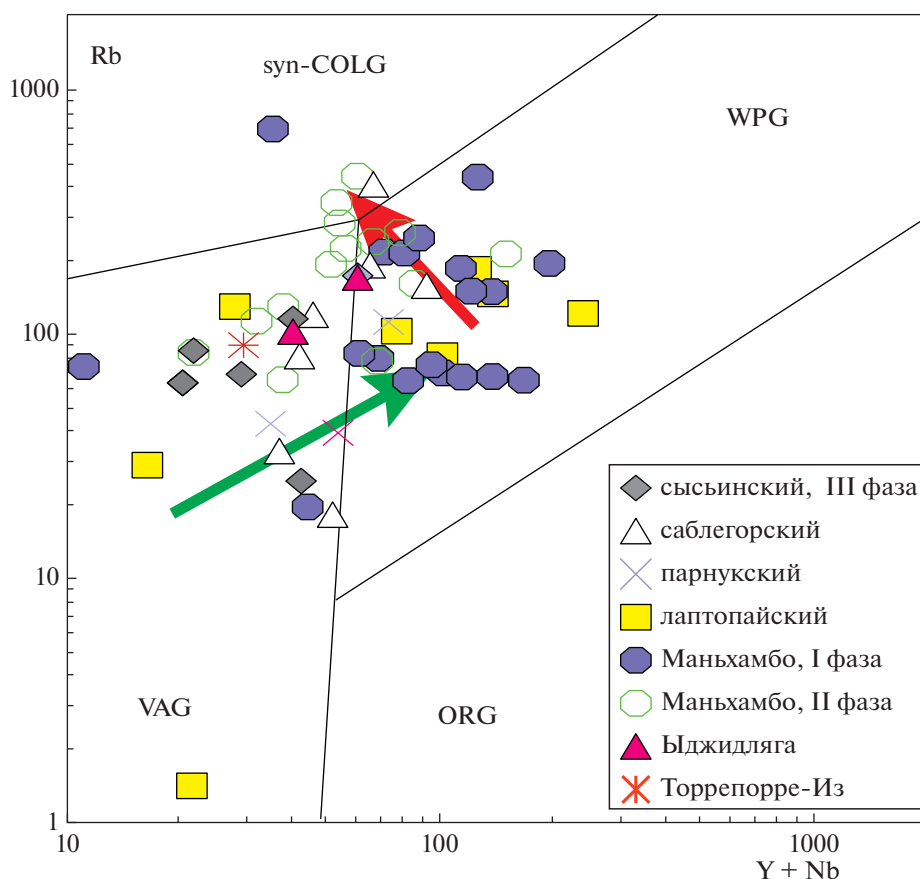


Рис. 10. Диаграмма Дж. Пирса (Pearce et al., 1984) для гранитоидов различных геодинамических обстановок. Поля: syn-COLG – синколлизионных, VAG – островодужных (надсубдукционных), WPG – внутриплитных образований, ORG – гранитов COX. Зеленая стрелка подчеркивает направление эволюции гранитоидов позднего рифея и венда в последовательности: сысьинский–парнукский–саблегорский комплексы; красная стрелка – тренд эволюции гранитоидов массива Маньхамбо (от гранитов I фазы ко II).

Раскрытие Кувашского и Машакского грабенов в среднем рифее БМА практически повторяет этапы деструкции континентальной коры, характерные для рифтовых структур типа Восточно-Африканского рифта, Красного моря и Аденского залива (там же). Возможно, в ходе подобного этапа дивергентной деструкции Маньхамбовского блока внедрялись толеитовые субвулканиты шокуринского и мороинского комплексов.

Какова последующая (650–500 млн лет) геодинамическая обстановка, характеризующаяся разнообразием основных и кислых пород Маньхамбовского блока? Напомним, что по составу источника (сдвиг в сторону OIB) к плюм-зависимым образованиям более всего близки венд-кембрийские кислые породы Маньхамбовского блока, относимые (Махлаев, 1996; Соболева, 2004; Кузнецов и др., 2005, 2006 и др.) к гранитоидам А-типа. Изначально предполагалось, что генезис А-гранитов не связан с орогенными процессами (Whalen et al., 1979; Eby, 1992). В настоящее время этот термин имеет более развернутое значение (Гребенников, 2014). В частности, применяется разделение А-гра-

нитов по соотношению породообразующих оксидов (рис. 9) на типы: А₁ – кремнекислых пород внутриплитных геодинамических обстановок: океанических островов и континентальных рифтов; А₂ – кислые магматические ассоциации, проявленные в геодинамических условиях внутриконтинентальных рифтов и областей континентальных горячих точек (при значительном контаминирующем взаимодействии мантийных расплавов с кислым материалом континентальной коры) (Гребенников, 2014). На этих примерах показано, что А-граниты могут генерироваться на активных окраинах, в конце эволюции которых, как правило, происходят сдвиго-раздвиговые движения по шовным зонам, и часто имеет место деятельность мантийных диапиров над зоной разрыва слэба (Гребенников, Максимов, 2021).

Существенная часть точек гранитов II фазы Маньхамбо (и риолитов саблегорского и лаптопайского комплексов) лежит в поле А₂ (рис. 9). Ряд других точек пород этих (а также сысьинского и парнукского) комплексов лежат вне поля составов А-гранитов, в том числе в полях обстано-

вок, связанных с субдукционными процессами (поля III и IV), но это, как было показано выше, не противоречит их общей плюм-зависимой природе. Как известно, наиболее крупные плюм-зависимые серии кремнекислого состава получили в литературе название Silicate LIPS или SLIPs (Bryan, Ferrari, 2013; Ernst, 2014). Эпизоды гранит-риолитового магматизма с возрастными 564–485 млн лет В.Н. Пучков связывает с внедрением так называемого “маньхамбовского” плюма (Пучков, 2018), который по масштабам проявления ксилового магматизма может быть аналогом SLIPs.

Геохимические признаки, определяющие принадлежность гранитов к A_2 -типу, могут быть обусловлены деятельностью восстановленных, богатых фтором флюидов, вызывавших “глубокую дифференциацию магм в очагах, с накоплением в апикальной части флюидизированных расплавов, обогащенных подвижными компонентами” (Гребенников, Максимов, 2021). Это особенно четко проявлено в гранитах II фазы массива Маньхамбо.

На диаграмме Rb–(Y + Nb) (рис. 10) кислые породы Маньхамбовского блока также частично располагаются в краевой части поля надсубдукционных образований (VAG) при наличии заметного сдвига их составов к полю (и в поле) внутриплитных (WPG) серий, в следующей последовательности (зеленая стрелка): сысинский–парнукский–саблегорский комплексы – массив Маньхамбо. Эту тенденцию можно оценивать как понижающуюся роль субдукционного вклада в петрогенезис перечисленных комплексов на фоне усиления роли плюм-литосферного взаимодействия с участием обогащенных источников E-MORB и OIB-типов. Большая часть точек гранитов I и II фаз массива Маньхамбо находится в поле WPG, там же располагаются риолиты лаптопайского, частично саблегорского, и гранитоиды парнукского комплексов.

Красная стрелка на рис. 10 показывает, что ряд точек составов пород II фазы массива Маньхамбо смещен к полю синколлизийных образований (syn-COLG). Этот тип пород выделяется: Rb до 300–400 г/т и более, Rb/Nb до 8 и Th/Yb до 25 (см. рис. 8), на фоне снижения (Y + Nb) (за счет уменьшения концентрации Y). Другая часть гранитов, тяготеющая к полю VAG, обеднена Rb и Nb, обнаруживая сходство с I-гранитами. Все это означает, что породы, включаемые во II фазу массива Маньхамбо (и Илья-Из), крайне неоднородны по составу, что подчеркивалось и ранее (Соболева, 2001, 2004; Удоратина и др., 2006; Павлова, 2011; Государственная ..., 2017). Широкий разброс в концентрациях Y, Nb, Rb, Th отражает участие в петрогенезисе II фазы массива Мань-Хамбо как кристаллизационной дифференциации плюм-зависимых субщелочных мантийных магм, так и дополнительное влияние корового вещества. На участие в формировании гранитоидов массива Маньхамбо вещества древней континентальной коры указывают и данные о возрасте реликтового ксеногенного циркона (3,0, 2,6, 1,7–1,1 млрд лет

(Павлова, 2011; Государственная ..., 2017)) и высокие первичные отношения изотопов Sr = 0.7086776 и более (Водолазская и др., 1999; Андреев, 2010).

О гетерогенности источников для выплавления гранитов массивов Маньхамбо и Илья-Из свидетельствует также широкий разброс изотопных характеристик. Так, параметры Hf-системы в цирконе следующие: Мань-Хамбо – $\epsilon_{\text{Hf}}(T) -1.95...+10.08$ ($T(\text{DM2-st}) = 2.05-1.16$ млрд лет), Илья-Из – $\epsilon_{\text{Hf}}(T) -2.04...+6.74$ ($T(\text{DM2-st}) = 2.05-1.26$ млрд лет), т.е. доля коровой и мантийной составляющих здесь варьирует (Udoratina et al., 2021). Отметим, что, хотя многие петрогенетические модели предполагают происхождение A-гранитов только из сиалического материала, экспериментальных доказательств существования выплавки (лейкосом) из корового вещества, близких по составу к A-гранитам, получено не было (Bonin, 2007).

Связаны ли граниты массива Маньхамбо с процессами, завершающими формирование коллизийного орогена доуралид? Известно (Pearce et al., 1984), что геохимические особенности син- и постколлизийных гранитов сильно зависят от толщины и состава литосферы, вовлеченной в конвергентные процессы, поэтому их точки составов часто образуют широкое облако и попадают на геодинамических диаграммах в поля разных обстановок. Важно, что типичные анатектические коллизийные граниты, образованные на заключительных этапах становления собственно Уральского орогена (Мурзинский, Адуийский, Джабыкский и др. массивы), близкие по особенностям состава к S-гранитам (рис. 8e), имеют иные соотношения важных индикаторных элементов (Y, Nb, Rb, рис. 8e) и изотопные метки, указывающие на разные соотношения вещества мантии и коры в анатектических источниках (Ферштатер, 2013; Холоднов и др., 2021a).

В обобщающей работе (Udoratina et al., 2021) отмечается, что коллизийные граниты на Приполярном Урале имеют возраст 650–520 млн лет, где самая молодая цифра маркирует этап окончания тиманского орогенеза. A-граниты Приполярного Урала (включая Маньхамбовский блок) с возрастом 520–480 млн лет отнесены авторами этой работы уже к этапу рифтогенного растяжения, начинающему новый “уральский” цикл тектонического развития.

На основе проведенного анализа геохимических и изотопно-возрастных данных можно представить следующее. К началу кембрия тиманская коллизия (в современных координатах – на Приполярном, Северном и Среднем Урале) закончилась (Udoratina et al., 2021). Крупные континентальные блоки, именуемые авторами разных палеогеодинамических реконструкций по-разному (Зоненшайн и др., 1990; Душин, 1997; Пучков и др., 2000; Свяжина, Петров, 2011 и др.), сблизились в большой композитный континент (включающий и ВЕК), в краю которого сосредоточились

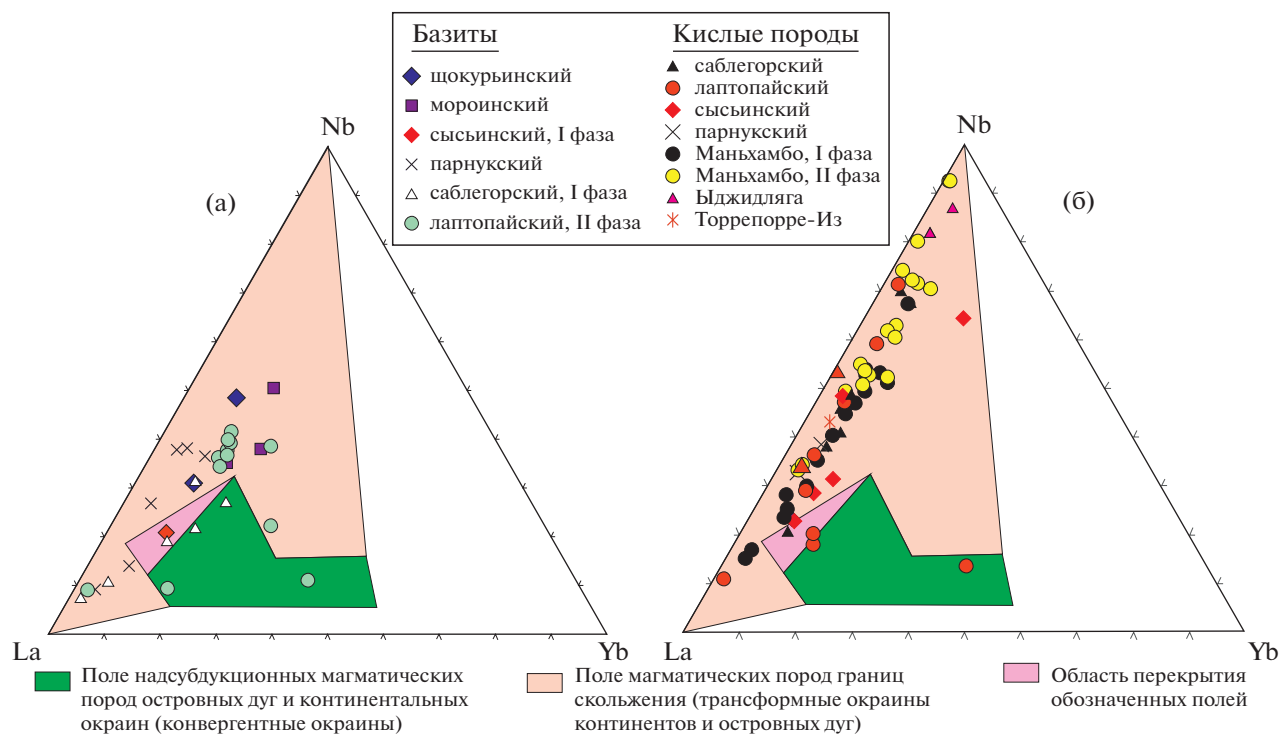


Рис. 11. Дискриминантные диаграммы для интерпретации геодинамических обстановок образования субвулканических базитовых комплексов (а), риолитов и гранитоидов (б) Маньхамбовского блока (поздний рифей–венд–кембрий).

лись относительно менее крупные блоки доуралид (Ляпинский, Кваркушко–Каменногорский, Ишеримский, Уфалейский, Башкирский и др.). Таким образом, они представляют собой часть окраины такого континента, имеют с ним границы в виде шовных зон, по которым впоследствии, например, в связи с начальными этапами образования Уральского палеоокеана в начале ордовика могли происходить сдвиго–раздвиговые движения. Такую область, имеющую “клавишное” строение, можно представить как трансформную окраину. Отметим также, если коллизия (следующая за субдукцией) была не так давно, то вещество слэба (или SZLM) под такой зоной может присутствовать, о чем мы говорили выше.

Маньхамбовский блок (венд–кембрий) как пример фрагмента трансформной окраины

Для уточнения геодинамической эволюции Маньхамбовского блока (650–500 млн лет) нами привлечены данные по геохимическим особенностям магматитов континентальных окраин трансформного типа (рис. 6, 11), связанных со сдвиго–раздвиговыми движениями и скольжением литосферных плит. Такие процессы в разное время имеют место на границе континент–океан (Новая Гвинея, Калифорния, Западные Алеуты, Южная оконечность Анд, Тихоокеанское побережье России и др.) и охарактеризованы в литературе (Хаин, 2001; Negrete-Aranda et al., 2013; Гребен-

ников, Ханчук, 2021 и др.). Согласно (Хаин, Ломизе, 2005), существуют трансформные окраины конвергентного и дивергентного типов. Для первых, как правило, характерны непрерывные дифференцированные серии, по составу сходные с надсубдукционными образованиями (например, Кожимский блок Ляпинского антиклинория).

Для Урала и его обрамления проблема существования трансформных окраин в различные палеоэпохи, по нашему мнению, достаточно актуальна. Использование новых дискриминантных диаграмм позволяет отделять магматиты, “образовавшиеся над зонами субдукции в островной дуге и окраине континента (связанных с конвергентными окраинами литосферных плит) от пород, образовавшихся в тектонической обстановке трансформных окраин вдоль континентов или островных дуг” (Гребенников, Ханчук, 2021). При этом во втором случае магматиты, как правило, формируются над зоной слэб-виндоу, сквозь которую проникает мантийный диапир.

На диаграмме Пирса (поля на рис. 6, ранее не комментируемые) большая часть точек рифей–вендских базитов Маньхамбовского блока лежит в поле трансформных окраин литосферных плит (ТО), имея повышенное $Nb/Yb > 2$. Обособляются лишь базиты саблегорского комплекса, точки которых тяготеют к полю перекрытия составов трансформных и конвергентных (КО) окраин; в этих базитах фиксируются пониженные значения

Nb/Yb, по-видимому, отражающие рост роли субдукционного вклада.

На диаграмме La–Nb–Yb (рис. 11а) базиты Маньхамбовского блока также преимущественно попадают в поле ТО, что определяется сравнительно невысокой концентрацией Yb. При этом в породах рифейского этапа в ряду комплексов шокуринский–мороинский–сысьинский снижается доля Nb (от 50 до 10% от суммы концентраций Nb и La) (при повышении доли La (от 40–50% до 90%); параллельно растет доля Na в щелочности пород (см. в Supplementary, ESM_1.xls). В краевую часть поля КО попадают точки составов саблегорских трахи- и андезибазальтов с высокой концентрацией Yb. Для пород вендского этапа наблюдается противоположная картина: возрастает доля Nb (до 30–50%) от сысьинского к парнукскому и лаптопайскому комплексам (роль плюмового фактора) при снижении доли La до 40–50%.

В целом анализ состава базитов Маньхамбовского блока (650–500 млн лет) позволяет сопоставлять их с магматитами в поле ТО. Роль субдукционной компоненты, как показано выше, в них улавливается в разной степени, поскольку погруженный слэб или ряд слэбов, вероятно, могли отличаться по возрасту и быть неоднократно переработанными коллизионными процессами. Кислые породы Маньхамбовского блока, составы которых также вынесены на отдельную диаграмму (рис. 11б), тоже попадают в основном в поле ТО, что косвенно подтверждает участие плюмового рифтогенного вещества в их составе.

Напомним также, что в Маньхамбовском блоке (венд–кембрий) развиты преимущественно бимодальные серии, по петрогеохимии близкие к внутриплитным рифтогенным магматитам (Соболева, 2004; Кузнецов и др., 2005; Государственная ..., 2017). Исключение составляет парнукский комплекс, в котором нет разрыва составов по кремнекислотности. По нашему мнению, образование А-гранитов может иметь место в обстановке ТО дивергентного типа, поскольку выше мы показали сходство их с плюм-зависимыми образованиями, а наличие плюмов в краю континента – важный фактор, инициирующий или сопровождающий процессы рифтогенеза.

Таким образом, предлагаемая корректировка представлений о геодинамическом режиме для процессов магматизма в Маньхамбовского блока (650–500 млн лет) предусматривает наличие трансформных движений дивергентного типа, сопровождаемых и/или инициируемых импульсами внедрения мантийных диапиров–плюмов, возможно, над “мантийными окнами” (отрыв слэба). В связи с этим в составах практически всех типов базитов, начиная с позднего рифея, и кислых пород (риолитов, гранитов) фиксируется вклад субдукционного компонента. Это может быть связано с участием непосредственного плавления вещества

разновозрастных слэбов: на ранних стадиях – под влиянием, например, термической энергии плюмов, на более поздних – под воздействием остаточных субдукционных флюидов. Одновременно с этим от позднего рифея–раннего венда к кембрию) в составе пород Маньхамбовского блока фиксируется нарастание роли плюмового фактора, а также коровой контаминации, особенно для гранитов II фазы массива Маньхамбо. Это кажется вполне закономерным при внедрении кислых производных мантийного диапира–плюма в верхние горизонты коры и взаимодействия с ней.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В настоящее время в зоне сочленения ВЕК (и структур его северо-восточного обрамления) с палеозойским Уральским коллизионным орогеном сосредоточен ряд блоков доуралид (Кузнецов и др., 2005, 2006; Kuznetsov et al., 2007, 2014 и др.), каждый из которых, в том числе и Маньхамбовский блок, имел свою специфическую тектономагматическую историю. На основе изотопно-возрастной и петрогеохимической типизации можно проследить два главных этапа эволюции Маньхамбовского блока.

Первый этап (средний–верхний рифей) характеризуется толеитовым типом магматизма (шокуринский и мороинский субвулканические комплексы). В базитах этих комплексов (от первого ко второму) наблюдается уменьшение содержания K, Ti, Nb, Y, Rb, Sr, Ba, Zr. По составу и типу источника ($Y/Nb = 3–5$, E-MORB) породы данного этапа сопоставимы с рифтогенными плюм-зависимыми сериями пассивной окраины ВЕК (среднерифейские базиты Башкирского мегантиклинория, базальтоиды позднего рифея–венда Кваркушско-Каменногорского антиклинория и Уфалейского блока) – производными периферической части крупного (“кирьябинского”?) плюма (Пучков, 2018).

Магматизм второго этапа (650–500 млн лет) характеризует процесс формирования трансформной континентальной окраины дивергентного типа, возможно, реликтовой в структуре тиманид–кадомид. Здесь в интервале 653–608 млн лет проявлен преимущественно известково-щелочной магматизм (сысьинский и парнукский комплексы) с появлением серий непрерывно дифференцированного типа (парнукский).

Затем (569–554 млн лет) сформировались саблегорский и лаптопайский комплексы, представленные контрастными базит-риолитовыми ассоциациями, в породах которых наблюдаются вариации от толеитовых до известково-щелочных разностей, характерен широкий диапазон содержания калия. Отметим, что в базитах лаптопайского комплекса и более древних габброидах (сысьинский и парнукский комплексы) значение

Y/Nb не более 5, в базитах же саблегорского комплекса оно сильно возрастает ($Y/Nb = 5-8$). Это может означать, что формирование последних (569–568 млн лет) происходило при усилении интенсивности трансформно-рифтогенных движений, в ходе которых имело место взаимодействие первичной плюм-зависимой базитовой магмы (источник E-MORB-типа) с наиболее деплетированным веществом океанического слэба.

Риолиты саблегорского комплекса маркируют начало формирования в Маньхамбовском блоке риолит-гранитной ассоциации А-типа ($Y/Nb = 0.2-1$). Далее в интервале 522–490 млн лет внедрялись крупные гранитные массивы Маньхамбо и Илья-Из. Генезис последних может быть связан с дифференциацией магм, происходящих из двух разных по составу источников. Производными источника E-MORB-типа являются А-граниты с $Y/Nb = 2-3$ (I фаза массива Маньхамбо). Источник для выплавления гранитов, объединяемых во II фазу, был неоднородным; в нем принимало участие вещество OIB-типа ($Y/Nb = 0.2-1$). По данным (Холоднов и др., 2021), гранитоиды многих разновозрастных плюм-зависимых гранитоидных серий Среднего и Южного Урала тоже являются производными источника OIB-типа.

В целом для пород венд-кембрийского (трансформно-рифтогенного) этапа, по сравнению с более древними разностями, характерна более высокая степень плюм-литосферного взаимодействия, вклад вещества SZLM (субдукционно-модифицированной литосферной мантии). Роль коровой контаминации возрастает от риолитов саблегорского и лаптопайского комплексов к гранитам массива Маньхамбо; максимально она проявлена в гранитах II фазы. На участие в составе гранитов древнего вещества коры указывает также возраст реликтовых кристаллов циркона и коровые отношения изотопов Sr и Hf.

Типичные синколлизонные коровые граниты (S-тип) в Маньхамбовском блоке не наблюдаются. Возможно, это свидетельствует о том, что блок не участвовал в процессах “жесткой” коллизии, завершающей формирование орогена доуралид.

Образование риолит-гранитной ассоциации (569–490 млн лет) связано с внедрением “маньхамбовского” плюма (Ernst, 2014; Пучков, 2018 и др.), по-видимому, главного фактора, инициирующего сдвиго-раздвиговые процессы в этот период. Возможно, по масштабам кислого магматизма производные этого плюма являются аналогом SLIPs. Рост роли плюмового фактора в генерации магматических образований Маньхамбовского блока возрастает с омоложением возраста.

Благодарности. Авторы признательны рецензентам Н.Б. Кузнецову и А.А. Соболевой за замечания, способствующие улучшению работы.

Источники финансирования. Исследования выполнены в рамках Государственного задания

ИГГ УрО РАН, тема № АААА-А18-118052590029-6 и ГДП-200/2 листов Р-40-VI, XII (УГГУ), с частичным использованием оборудования ЦКП “Геоаналитик” ИГГ УрО РАН. Дооснащение и комплексное развитие ЦКП “Геоаналитик” ИГГ УрО РАН осуществляется при финансовой поддержке гранта Министерства науки и высшего образования Российской Федерации, Соглашение № 075-15-2021-680.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Андреичев В.Л. Геохронология гранитоидного магматизма Приполярного Урала // Вест. ИГ Коми НЦ УрО РАН. 2010. № 11. С. 7–12.
- Водолазская В.П., Шергина Ю.П., Котов К.Н. Возраст и генезис гранитоидов Приполярного Урала // Отечественная геология. 1999. № 5. С. 48–55.
- Волчек Е.Н. Геодинамические обстановки кислого вулканизма западного сектора севера Урала. Екатеринбург: Изд-во УрО РАН, 2004. 145 с.
- Геотраверс “ГРАНИТ”: Восточно-Европейская платформа–Урал–Западная Сибирь (строение земной коры по результатам комплексных геолого-геофизических исследований) // Под ред. С.Н. Кашубина. Екатеринбург: МПР по Свердловской области, 2002. 312 с.
- Горный В.И., Крицук С.Г., Латыпов И.Ш. и др. Модель мантийно-литосферного взаимодействия по данным комплексирования на геотраверсе Уралсейс сейсмо-разведки и дистанционного геотермического метода // Глубинное строение и геодинамика Южного Урала (проект Уралсейс). Тверь: Изд-во ГЕРС, 2001. С. 227–238.
- Горожанин В.М., Пучков В.Н., Горожанина Е.Н. и др. Навышский грабен-рифт на Южном Урале как фрагмент раннерифейского авлакогена // Докл. АН. 2014. Т. 458. № 2. С. 182–187.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Уральская. Лист Р-40 – Североуральск. Объяснительная записка. СПб: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2005. 332 с.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 200 000. Издание второе. Серия Северо-Уральская. Лист Р-40-XII – г. Кожим-Из. Объяснительная записка. М.: Московский филиал ФГБУ “ВСЕГЕИ”, 2017. 263 с.
- Гребенников А.В. Гранитоиды А-типа: проблемы диагностики, формирования и систематики // Геология и геофизика. 2014. Т. 55. № 9. С. 1356–1373.
- Гребенников А.В., Максимов С.О. Причины появления вулканических пород А-типа на активных окраинах континентов на примере Южного Сихотэ-Алиня // Геология и геофизика. 2021. Т. 62. № 2. С. 254–272.
- Гребенников А.В., Ханчук А.И. Геодинамика и магматизм трансформных окраин тихоокеанского типа: основные теоретические аспекты и дискриминантные диаграммы // Тихоокеанская геология. 2021. Т. 40. № 1. С. 3–24.
- Гребенников А.В., Попов В.К., Ханчук А.И. Опыт петрологической типизации кислых вулканических пород различных геодинамических обстановок // Тихоокеанская геология. 2019. Т. 3. № 3. С. 68–73.

- Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А.* Глубинная геодинамика. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал "ГЕО", 2001. 409 с.
- Дружинин В.С., Каретин Ю.С., Кашубин С.Н.* Глубинное геокартирование Уральского региона по данным ГСЗ // Региональная геология и металлогения. 2000. № 10. С. 152–161.
- Душин В.А.* Магматизм и геодинамика палеоконтинентального сектора севера Урала. М.: Недра, 1997. 213 с.
- Душин В.А.* Рифейский гранитный магматизм и металлогения Маньхамбовского блока // Региональная геология и металлогения. 2008. Т. 35. С. 25–33.
- Душин В.А., Ронкин Ю.Л., Лепихина О.П.* Возраст и геодинамическая позиция гранитоидов Маньхамбовского блока (Северный Урал): U-Pb и Sm-Nd изотопная систематика и геохимические ограничения // Изотопные системы и время геологических процессов. Матлы IV Российской конференции по изотопной геохронологии. СПб. 2009. Т. 1. С. 125–127.
- Душин В.А., Козьмин В.С., Сердюкова О.П. и др.* Геология и комплексное редкометалльно-уран-ториевое оруднение Маньхамбовского блока (Приполярный Урал) // Литосфера. 2012. № 2. С. 166–172.
- Зоненшайн Л.И., Кузьмин М.И., Натанов Л.М.* Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, 1990. Кн. 1. 328 с.
- Жамойда А.И.* Состояние и проблемы общей стратиграфической шкалы России // Геология и геофизика. 2015. Т. 565. № 4. С. 655–670.
- Карпущина Е.В., Первов В.А., Журавлев Д.З.* Петрология субщелочного вулканизма – индикатора поздневендского рифтогенеза, западный склон Урала // Петрология. 2001. Т. 9. № 5. С. 480–503.
- Кононова В.А., Келлар В., Первов В.А.* Континентальный базальтовый вулканизм и геодинамическая эволюция Байкало-Монгольского региона // Петрология. 1993. Т. 1. № 2. С. 152–170.
- Косарев А.М., Пучков В., Серавкин И.Б.* Петролого-геохимические особенности раннедевонско-эйфельских островодужных вулканитов Магнитогорской зоны в геодинамическом контексте // Литосфера. 2005. № 4. С. 22–41.
- Кузнецов Н.Б.* Кембрийская коллизия Балтики и Арктиды – начальный этап "собирания" северной части позднепалеозойско-раннемезозойской Пангеи // Бюллетень МОИП. Отд. геологическое. 2009. Т. 84. Вып. 1. С. 18–38.
- Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В.* Пери-Гондванские блоки в структуре южного и юго-восточного обрамления Восточно-Европейской платформы // Геотектоника. 2021. № 4. С. 3–40.
- Кузнецов Н.Б., Соболева А.А., Удортатина О.В., Герцева М.В.* Доордовикские гранитоиды Тимано-Уральского региона и эволюция протоуралид-тиманид. Сыктывкар: Геопринт, 2005. 100 с.
- Кузнецов Н.Б., Соболева А.А., Удортатина О.В. и др.* Доруральская тектоническая эволюция северо-восточного и восточного обрамления Восточно-Европейской платформы. Статья 1. Протоуралиды, Тиманиды и Доордовикские гранитоидные вулканоплутонические ассоциации севера Урала и Тимано-Печорского региона // Литосфера. 2006. № 4. С. 3–22.
- Кузнецов Н.Б., Соболева А.А., Удортатина О.В. и др.* Доруральская тектоническая эволюция северо-восточного и восточного обрамления Восточно-Европейской платформы. Ст. 2. Позднедокембрийско-кембрийская коллизия Балтики и Арктиды // Литосфера. 2007. № 1. С. 32–45.
- Ладовский И.В., Мартышко П.С., Бызов Д.Д., Цидаев А.Г.* Задача сопряжения стационарных тепловых полей // Докл. АН. 2019. Т. 488. № 1. С. 81–85.
- Мартынов Ю.А., Ханчук А.И., Кимура Д.И. и др.* Геохимия и петрогенезис четвертичных вулканов Курильской островной дуги // Петрология. 2010. Т. 18. № 5. С. 512–535.
- Махлаев Л.В.* Гранитоиды севера Центрально-Уральского поднятия: Полярный и Приполярный Урал. Екатеринбург: УрО РАН, 1996. 149 с.
- Павлова А.А.* Закономерности размещения и условия формирования редкометалльно-уран-ториевого оруднения массива Мань-Хамбо (Приполярный Урал). Дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: РГГРУ, 2011. 168 с.
- Петров Г.А.* Кваркушко-Каменногорский антиклинорий – фрагмент позднепротерозойской рифтогенной континентальной окраины // Ежегодник-2014. Тр. ИГГ УрО РАН. Екатеринбург. 2015. Вып. 162. С. 127–131.
- Петров Г.А.* Докембрийские комплексы фундамента палеозойской островодужной системы на Среднем Урале. М.: Русайнс, 2019. 276 с.
- Петров Г.А., Маслов А.В., Ронкин Ю.Л.* Допалеозойские магматические комплексы Кваркушко-Каменногорского антиклинория (Средний Урал): новые данные по геохимии и геодинамике // Литосфера. 2005. № 4. С. 42–69.
- Петров Г.А., Ронкин Ю.Л., Гердес А. и др.* Новые данные о составе и возрасте орогенных гранитоидов тиманид на Северном Урале // Докл. АН. 2013. Т. 450. № 6. С. 691–695.
- Петров Г.А., Ильасова Г.А., Останин С.Ю. и др.* Составление и подготовка к изданию комплекта Гостеолкарты-200 листа Р-40-ХVIII (Лопсийская площадь) (Отчет по Гос. контракту № 1/13). Екатеринбург: Филиал по ХМАО ФГУ "ТФИ по УрФО", 2014.
- Пучков В.Н.* Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: ГИЛЕМ, 2000. 146 с.
- Пучков В.Н.* Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. 280 с.
- Пучков В.Н.* Плюм-зависимый гранит-риолитовый магматизм // Литосфера. 2018. № 5. С. 692–705.
- Рязанцев А.В.* Вендский надсубдукционный магматизм на Южном Урале // Докл. АН. 2018. Т. 482. № 3. С. 311–314.
- Салихов Д.Н., Холоднов В.В., Пучков В.Н., Рахимов И.Р.* Магнитогорская зона Южного Урала в позднем палеозое: магматизм, флюидный режим, металлогения, геодинамика. М: Наука, 2019. 392 с.
- Самыгин С.Г., Белова А.А., Рязанцев А.В., Федотова А.А.* Фрагменты вендской конвергентной окраины на Южном Урале // Докл. АН. 2010. Т. 432. № 5. С. 644–649.
- Свяжина И.А., Петров Г.А.* Миграция террейнов Уральского подвижного пояса и палеозойские аккреционные события на уральской окраине Восточно-Ев-

- ропейского палеоконтинента // Литосфера. 2011. № 6. С. 3–13.
- Соболева А.А.* Проблема гетерогенности сальнерско-маньхамбовского гранитоидного комплекса // Геология и полезные ископаемые Западного Урала. Материалы региональной науч.-практ. конференции. Пермь. 2001. С. 34–37.
- Соболева А.А.* Вулканиды и ассоциирующие с ними гранитоиды Приполярного Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 2004. 147 с.
- Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М.* Континентальная кора: ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 384 с.
- Удоротина О.В., Соболева А.А., Кузенков Н.А. и др.* Возраст гранитоидов Маньхамбовского и Ильязского массивов (Северный Урал): U-Pb-данные // Докл. АН. 2006. Т. 406. № 6. С. 810–815.
- Ферштатер Г.Б.* Палеозойский интрузивный магматизм Среднего и Южного Урала. Екатеринбург: РИО УрО РАН, 2013. 368 с.
- Фишман М.В., Голдин Б.А.* Гранитоиды центральной части Приполярного Урала. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1963. 107 с.
- Хаин В.Е.* Тектоника континентов и океанов. М.: Научный мир, 2001. 606 с.
- Хаин В.Е., Ломизе М.Г.* Геотектоника с основами геодинамики. М.: КДУ, 2005. 560 с.
- Хераскова Т.Н., Буш В.А., Диденко А.Н., Самыгин С.Г.* Распад Родинии и ранние стадии развития Палеоазиатского океана // Геотектоника. 2001. № 1. С. 5–28.
- Холоднов В.В., Ферштатер Г.Б., Шардакова Г.Ю., Шагалов Е.С.* Рифейский магматизм и рудообразование, предшествующие раскрытию Уральского палеоокеана (западный склон Южного Урала) // Литосфера. 2017. № 2. С. 5–26.
- Холоднов В.В., Шардакова Г.Ю., Пучков В.Н. и др.* Палеозойский гранитоидный магматизм Северного, Среднего и Южного Урала как отражение этапов геодинамической и геохимической эволюции коллизийного орогена // Геодинамика и тектонофизика. 2021а. Т. 12. № 2. С. 225–245.
- Холоднов В.В., Шагалов Е.С., Каллистов Г.А. и др.* Ахуново-Петропавловский гранитоидный ареал как окраинно-континентальный центр длительного мантейно-корового взаимодействия: роль субдукционных и рифтогенно-плюмовых магматических и флюидных источников // Геология и геофизика. 2021б. Т. 62. № 6. С. 648–665.
- Шардакова Г.Ю.* Геохимические особенности и изотопный возраст гранитоидов Башкирского мегантиклинория – свидетельства импульсов эндогенной активности в зоне сочленения Уральского орогена с Восточно-Европейской платформой // Геохимия. 2016. № 7. С. 607–622.
- Щанов В.А.* Тепловое поле Урала // Уральский геофизический вестник. 2000. № 1. С. 126–130.
- Baker J., Thirwall M., Menzies M.* Sr-Nd-Pb isotopic and trace element evidence for crustal contribution of plume-derived flood basalts: Oligocene flood volcanism in western Yemen // Geochim. Cosmochim. Acta. 1996. V. 60. P. 2559–2581.
- Bryan S., Ferrari L.* Large Igneous Provinces and Silicic Large Igneous Provinces: Progress in our understanding over the last 25 years // Geol. Soc. Amer. Bull. 2013. V. 125. P. 1053–1058.
- Bonin B.* A-type granites and related rocks: Evolution of a concept, problems and prospects // Lithos. 2007. V. 97. P. 1–29.
- Coffin M.F., Eldholm O.* Large Igneous Provinces – Crustal Structure, Dimensions, and External Consequences // Rev. Geophys. 1994. V. 32. № 1. P. 1–36.
- Eby N.* Chemical subdivision of the A-type granitoids: Petrogenetic and tectonic implications // Geology. 1992. V. 20. P. 641–644.
- Ernst R.* Large Igneous Provinces. London: Cambridge University Press, 2014. 653 p.
- Erdmann B.D.* Neoproterozoic to Ordovician Baltica and Laurentia interactions with Gondwana: Paleobiological and tectonostratigraphic constrains // Schr. Staatl. Mus. Min. Geol. Dresden. 1998. V. 9. P. 128–129.
- Frey F.A., Wise W.S., Garcia M.O. et al.* Evolution and Mauna Kea Volcano, Hawaii: Petrologic and geochemical constraints on postshield volcanism // J. Geophys. Res. 1990. V. 95. B2. P. 1271–1300.
- Gordienko I.V.* Relationship between subduction-related and plume magmatism at the active boundaries of lithospheric plates in the interaction zone of the Siberian continent and Paleasian Ocean in the Neoproterozoic and Paleozoic // Geodynam. Tectonophys. 2019. V. 10. № 2. P. 405–457.
- Kepezhinskas P., McDermott F., Defant M.J. et al.* Trace element and Sr-Nd-Pb isotopic constraints on a three-component model of Kamchatka Arc petrogenesis // Geochim. Cosmochim. Acta. 1997. V. 61. P. 577–600.
- Kuznetsov N.B., Soboleva A.A., Udoratina O.V. et al.* Pre-Ordovician tectonic evolution and volcano-plutonic associations of the Timanides and northern Pre-Uralides, northeast part of the East European Craton // Gondwana Res. 2007. V. 2. Is. 3. P. 305–323.
- Kuznetsov N.B., Belousova E.A., Alekseev A.S., Romanyuk T.V.* New data on detrital zircons from the sandstones of Lower Cambrian Brusov Formation (White-Sea region, East-European craton): unraveling the timing of the onset of the Arctida-Baltica collision // Int. Geol. Rev. 2014. V. 56. № 16. P. 1945–1963.
- Negrete-Aranda R., Contreras J., Spelz R.M.* Viscous dissipation, slab melting, and post-subduction volcanism in the south-central Baja California // Geosphere. 2013. V. 9. № 6. P. 1714–1728.
- O'Brien P.J.* Subduction followed by collision; Alpine and Himalayan examples // Phys. Earth Planet. Int. 2001. V. 127. № 1–4. P. 277–291.
- Pearce J.A.* Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust // Lithos. 2008. V. 100. № 1. P. 14–48.
- Pearce J.A., Cann J.R.* Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses // Earth Planet. Sci. Lett. 1973. V. 19. P. 290–300.
- Pearce J.A., Harris N.B., Tindle A.G.* Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // J. Petrol. 1984. V. 25. № 4. P. 956–983.
- Pearce J.A., Ernst R.E., Peate D.W., Rogers C.* LIP printing: Use of immobile element proxies to characterize Large Igneous Provinces in the geologic record // Lithos. 2021. V. 392–393. P. 392–393.

Sun S.-S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes. *Magma-tism in Ocean Basins* // Geol. Soc. Spec. Publ. London. 1989. V. 42. P. 313–345.

Toussain G., Burov E., Avouac J.-P. Tectonic evolution of a continental collision zone: A thermomechanical numerical model // *Tectonics*. Amer. Geophys. Union. 2004. V. 23. № 6. P. TC6003.

Udoratina O.V., Andreichev V.L., Kapitanova V.A. et al. Granites of Mankhambo and Ilyaiz massifs and rare metal rocks of Mankhambo massif (Northern Urals) // *Granites and the Earth's Evolution: The Mantle and the Crust in Granite Origin*. Proc. 3rd Int. geol. Conf. Ekaterinburg, 2017. P. 300–303.

Udoratina O.V., Kulikova K.V., Shuyskiy A.S. et al. Granitoid magmatism in the north of the Urals: U-Pb age, evolution, sources // *Geodynam. Tectonophys.* 2021. V. 12. № 2. P. 287–309.

Whalen J.B., Currie K.L., Chappell B.W. A-type granites: Geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis // *Geol. Soc. Amer. Abstract with Programs*. 1979. P. 539.

Woodhead J.D., Hergt J.M., Davidson J.P., Eggis S.M. Haf-nium isotope evidence for 'conservative' element mobility during subduction zone processes // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2001. V. 192. P. 331–346.

Riphean-Vendian-Cambrian Magmatism of the Mankhambo Block (Subpolar Urals): Geochemical Typification, Correction of Geodynamic Imaginations, the Role of Plume-Lithospheric Interaction

V. V. Kholodnov¹, G. Yu. Shardakova¹, V. A. Dushin², A. V Korovko¹, and E. S. Shagalov¹

¹*Institute of Geology and Geochemistry of the Ural Branch of the Russian Academy of Sciences, Yekaterinburg, Russia*

²*Ural State Mining University, Yekaterinburg, Russia*

The geochemical typification of igneous rocks of the Mankhambo block (southern part of the Lyapinsk anticlinorium), confined to the junction zone of the Ural orogen with the Timanide-Cadomide belt relics, was performed. The generation of magmatic rocks marks two stages of the geodynamic evolution of this structure. The first stage (RF₂₋₃) is characterized by the tholeiitic type of magmatism (subvolcanic basic rocks of the Shchokuryinsky and Moroiny complexes). According to the rock composition and the source type (Y/Nb = 3–5, E-MORB), these basites can be compared with riftogenic plume-dependent series of the passive margin of the Eastern European continent. Magmatism of the second stage (650–500 Ma) characterizes the process of formation of the divergent transform continental margin. At first (653–608 Ma) calc-alkaline magmatic series takes place (Sys'insky and Parnuk complexes), then (569–554 Ma) contrasting basite-rhyolite associations (Sablegorsky and Laptopai complexes) are formed, last ones vary from tholeiitic to calc-alkaline differences. High values of the Y/Nb-ratio (5–8) in the basites of the Sablegorsky complex may mean that they were generated during an increase in the intensity of transform movements, when plume-dependent basic magma (E-MORB-type source) interacted with more depleted matter of the oceanic slab. The Sablegorsky complex rhyolites mark the beginning of the generation of the A-type of rhyolite-granite association (Y/Nb = 0.2–1), which is continued (522–490 Ma) by the granites of the Mankhambo and Ilya-Iz massifs. Their genesis may be related to the differentiation of magmas from two possible sources. The derivatives of the E-MORB-type source are A-granites with Y/Nb = 2.0 (I phase of the Mankhambo). Granites of II phase (Y/Nb = 0.2–1) were formed from heterogeneous sources with the participation of OIB-type component. In general, the rocks of the Vendian-Cambrian stage, in comparison with older rocks, are characterized by a higher degree of plume-lithospheric interaction, involving the substance of the subduction-modified lithospheric mantle. The role of crust contamination increases from the rhyolites of the Sablegorsky and Laptopai complexes to the granites of the Mankhambo massif. The presence of relict zircon crystals and the "crustal" ratios of Sr and Hf isotopes indicate the contribution of ancient crustal matter in their substrate. The petrogenesis of the rhyolite-granite association may be associated with the intrusion of the "Mankhambo" plume. The growth of the role of the plume factor in the magma generation of rocks increases with the age rejuvenation.

Keywords: Subpolar Urals, magmatism, source, mantle plumes, geochemistry, geodynamics, transform margins

УДК 550.42

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ ИЗУЧЕНИЕ РАСТВОРИМОСТИ ФТОРИДОВ ВО ФЛЮИДОНАСЫЩЕННОМ РАСПЛАВЕ КАЛИЕВОГО СИЕНИТА

© 2022 г. О. Е. Плюснина^{a, b}, В. Ю. Чевычелов^{a, *}, А. В. Самсонов^b, А. А. Вирус^a

^a Институт экспериментальной минералогии им. академика Д.С. Коржинского РАН, Черноголовка, Московская обл., Россия

^b Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия
**e-mail: chev@iem.ac.ru*

Поступила в редакцию 06.12.2021 г.

После доработки 31.01.2022 г.

Принята к публикации 10.03.2022 г.

Представлены экспериментальные результаты по растворимости фторидов во флюидонасыщенном расплаве ультракалиевого щелочного сиенит-порфира из золоторудного месторождения Гросс в Южной Якутии при $T = 600\text{--}800^\circ\text{C}$ и $P = 150\text{--}260$ МПа. Эксперименты проводились с целью подтверждения предположения о высокой растворимости фтора в расплаве ультракалиевых сиенитов, что могло способствовать формированию специфических и маловязких расплавов при становлении силла сиенит-порфира. Твердые продукты после экспериментов содержали алюмосиликатное стекло, калиевый полевой шпат, флюорит, кварц, а также две фторидные фазы (фторид калия и алюминия и фторид калия и магния). В результате была определена высокая максимальная растворимость фтора в исследованном расплаве до 4.2–4.6 мас. %, причем максимальное содержание фтора получено в наиболее низкотемпературном расплаве при 625°C . Оценены температуры солидуса ($600\text{--}625^\circ\text{C}$) и ликвидуса ($650\text{--}800^\circ\text{C}$) изученного сиенитового расплава. Установлена повышенная щелочность водного фторидного флюида, сосуществующего с расплавом. Начальная кристаллизация зерен калиевого полевого шпата из расплава в серии экспериментов совпадает с наблюдениями в природных образцах.

Ключевые слова: эксперимент, растворимость, фтор, расплав, ультракалиевый щелочной сиенит, солидус, ликвидус, фторид калия и алюминия, фторид калия и магния

DOI: 10.31857/S0869590322040045

ВВЕДЕНИЕ

В процессе дифференциации силикатных расплавов происходит их обогащение летучими компонентами, такими как H_2O , CO_2 , галогены и другие. Являясь несовместимыми, эти компоненты накапливаются в остаточных расплавах, что понижает их вязкость и температуру кристаллизации, а также влияет на фазовые соотношения в расплавных системах, заметно смещая положение котектических линий и эвтектические равновесия на фазовых диаграммах (Manning, 1981; Персиков, 1984; Dingwell et al., 1996). В итоге можно ожидать образование необычных по составу магматических пород, формирование которых невозможно при эволюции “сухой” магматической системы (Коваленко, 1979; Когарко, Кригман, 1981).

Одним из примеров этого являются ультракалиевые щелочные сиенит-порфиры раннемелового возраста, вскрытые разведочными скважинами на золоторудном месторождении Гросс (юг Угуйского грабена на западе Алданского щита)

среди докембрийских песчаников (Зубков и др., 2020). Эти сиенит-порфиры слагают силл небольшой мощности (от нескольких метров до 10 см), прослеженный по простиранию на несколько километров. Они имеют все признаки магматических пород, такие как зоны закалки, вкрапленники и ксенолиты (рис. 1а, 1б), но при этом обладают необычным практически мономинеральным составом, отвечающим калиевому полевному шпату. Почему образовались такие необычные расплавы? Каким образом такие расплавы могли формировать столь маломощные и протяженные пластовые тела, что предполагает очень низкую вязкость и огромную скорость их перемещения? Одной из возможных причин образования наблюдаемой специфики сиенитов могло быть присутствие в их материнском расплаве фтора, который накапливался в процессе магматической эволюции и оказал сильное влияние на физические особенности остаточного расплава, существенно понизив его вязкость и температуру кристаллизации. О присутствии фтора в сиенитовом расплаве свидетельству-

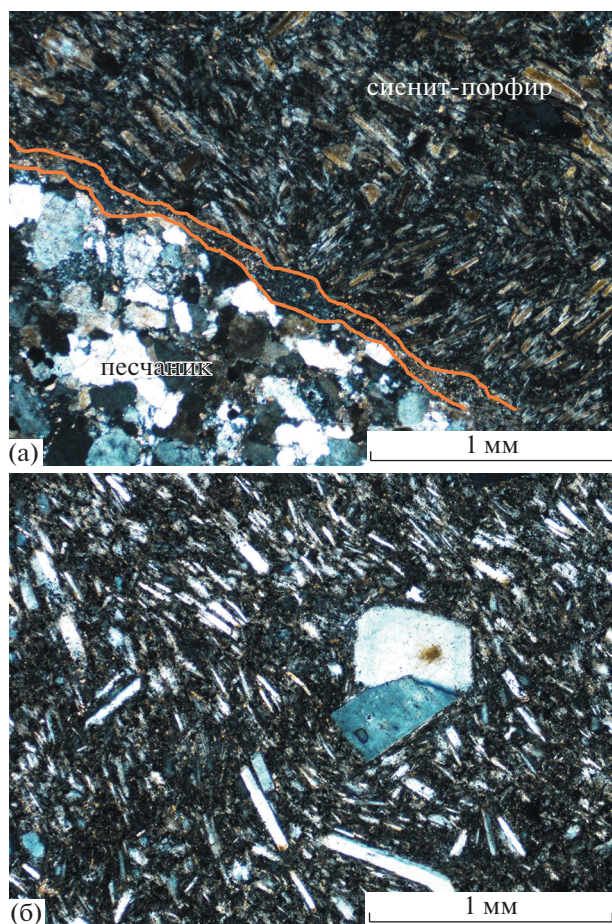


Рис. 1. Ультракалиевые сиенит-порфиры, обр. 102829-754.6 (изображение в проходящем поляризованном свете).
 (а) Контакт сиенит-порфира и вмещающего аркозового песчаника. Видна зона закалки.
 (б) Гломеропорфировый сросток двух зерен калиевого полевого шпата на фоне трахитоидной структуры основной массы, сложенной калиевым полевым шпатом и клинопироксеном, в подчиненном количестве присутствуют сидерит, магнетит, пирит, альбит.

ют петрографические данные. В ксенолитах гранитоидов, вынесенных сиенитами, присутствует значительное количество флюорита, который, вероятно, заместил Са-компоненту исходного плагиоклаза (рис. 2а, 2б). Флюорит встречается также в наиболее раскристаллизованных среднезернистых сиенитах в составе мелких миндалин (до 1 мм, рис. 3), представляя, вероятно, захваченную компоненту постмагматического флюида, и в подчиненных количествах в виде мелких зерен в составе основной массы. О высокой концентрации фтора в расплаве свидетельствуют химические составы минералов, таких как биотит, зональный апатит (в ядре 3 мас. % F, в краевых зонах до 4.9 мас. % F) и титанит (0.6 мас. % F). Повышение содержания фтора во внешних каймах зерен апатита, по всей видимости, связано с уве-

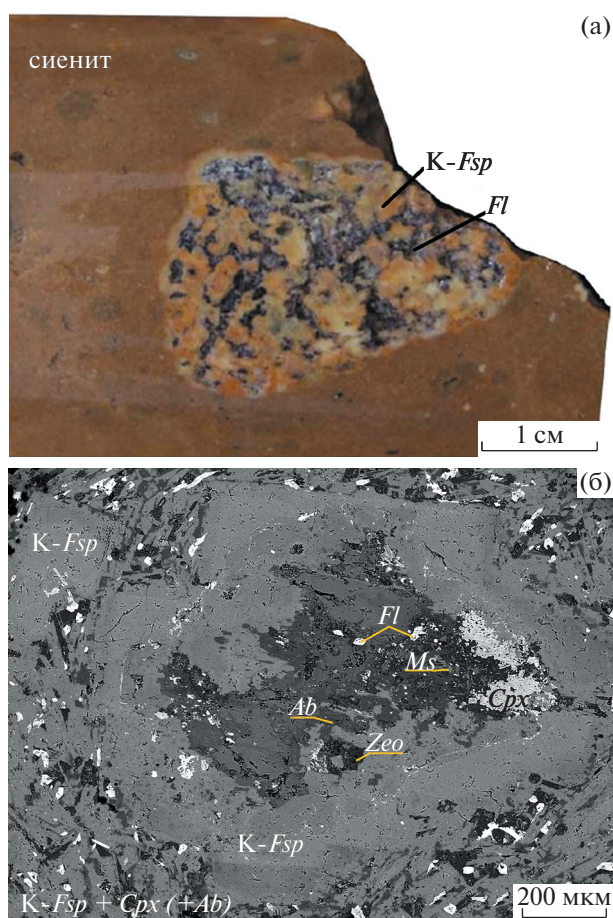


Рис. 2. Флюорит, развивающийся по Са-содержащим минералам: (а) – в ксенолите (обр. 97239-629.5); (б) – в фенокристе из состава ультракалиевого сиенит-порфира (обр. 102834-762.1, изображение в обратнорассеянных электронах).
 К-Fsp – калиевый полевой шпат; Fl – флюорит; Ms – мусковит; Ab – альбит; Cpx – клинопироксен; Zeo – цеолит.

личением активности фтора на заключительных стадиях формирования породы. Значительная часть фтора в составе флюидной фазы, вероятно, была вынесена из системы при становлении силла сиенит-порфиров, о чем свидетельствует широкий ареал флюоритовой минерализации, проявленный по трещинам во вмещающих песчаниках.

Экспериментальные данные по растворимости фторидов и фторсодержащих водных флюидов в различных магматических расплавах приводятся в целом ряде публикаций (Wyllie, Tuttle, 1961; Коваленко, 1979; Manning, 1981; Когарко, Кригман, 1981; Webster, 1990; Keppler, Wyllie, 1991; Johannes, Holtz, 1996; Price et al., 1999; Scaillet, Macdonald, 2004; Граменицкий и др., 2005; Чевычелов и др., 2005, 2010; Lukkari, Holtz, 2007; Алфеева и др., 2011; Шекина и др., 2013; Чевычелов,

2019; Yang, van Hinsberg, 2019; Li et al., 2020). Показано, что фтор в алюмосиликатных расплавах и магмах не является деполимеризатором, а связан в ионные группировки со щелочными элементами Na, K, Ca (Когарко, Кригман, 1981). Изучено влияние P - T параметров и состава расплава на растворимость фтора, так, например, согласно (Чевычелов и др., 2010), содержание фтора в кремнекислых расплавах с различным содержанием глинозема и щелочей максимально при давлении 100 МПа, оно понижается с увеличением давления до 400 МПа и уменьшением давления до 30 МПа. С ростом температуры от 650 до 850°C содержание фтора в этих расплавах увеличивается. Обычно риолитовые кварц-нормативные расплавы растворяют меньше фтора по сравнению с нефелин-нормативными (Граменицкий и др., 2005). Увеличение содержания фтора оказывает влияние на рост растворимости H_2O в гранитном расплаве (Johannes, Holtz, 1996). В богатых фтором алюмосиликатных системах с кальцием кристаллизация флюорита контролируется содержанием кальция в расплаве (Dolejs, Baker, 2006; Lukkari, Holtz, 2007; Граменицкий и др., 2005).

В настоящей работе впервые в водонасыщенном специфическом калиево-полевошпатовом расплаве сиенит-порфира экспериментально получена величина предельного (максимального) содержания фтора, оценены температуры солидуса и ликвидуса этого расплава и изучены составы стекол и кристаллических фаз.

УСЛОВИЯ И МЕТОДИКА ПРОВЕДЕНИЯ ЭКСПЕРИМЕНТОВ

Химический состав использованных в экспериментах образцов сиенита приведен в табл. 1.

Эксперименты были проведены в двойных платиновых ампулах при $T = 600$ – 800°C и $P = 150$ – 260 МПа. Водный флюид вводился в избытке относительно количества, необходимого для насыщения сиенитового расплава. Источниками фтора служили водный раствор 1н HF + 1н KF (или в опыте ОР-2b раствор 2н HF + 2н KF) и порошок гиератита K_2SiF_6 . В каждом опыте в малую ампулу (наружный диаметр 4 мм, толщина стенок 0.2 мм, длина 18–20 мм) помещали растертую в ступке смесь порошка калиевого сиенита (22.5 мг) и

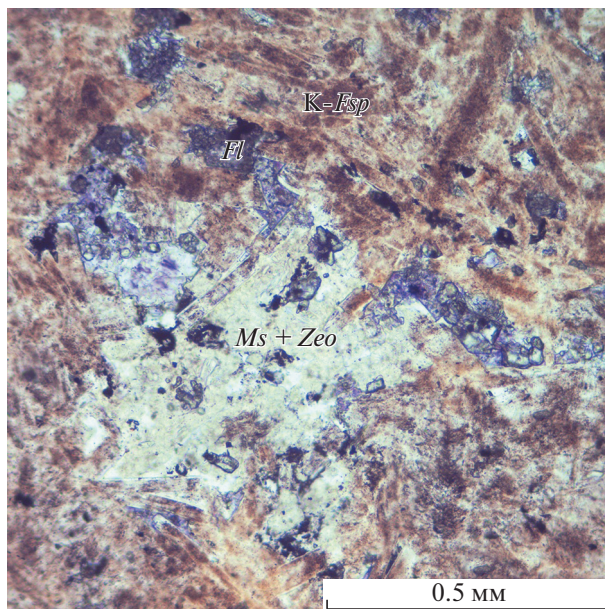


Рис. 3. Миндалина в теле ультракалиевых сиенит-порфиров, заполненная флюоритом и смесью белых слюд и цеолитов (обр. 102834-765.5). Изображение в проходящем свете. Аббревиатуру фаз см. в подписи к рис. 2.

гиератита (7.5 мг), а также водный раствор HF + KF (6–4 мг). Малую ампулу заваривали и помещали внутри большой ампулы (7 мм × 0.2 мм × 25–35 мм). Эту внешнюю большую ампулу использовали в опытах в связи с высокой концентрацией HF в исходном растворе, чтобы не испортить установку в случае разгерметизации ампулы. В большую ампулу заливали рассчитанное количество дистиллированной воды с учетом коэффициента заполнения и P - T условий опыта, и ампулу заваривали. Все операции контролировались взвешиванием с точностью до 10^{-4} – 10^{-5} г.

Для экспериментов была использована установка ИЭМ РАН “Сосуд высокого газового давления с внутренним нагревом СВГД-7”. Фугитивность кислорода $\log fO_2$ внутри ампул в наибольшей степени зависела от скорости диффузии (ухода) H_2 , образующегося при разложении водного флюида, сквозь платиновые стенки. В наших довольно длительных экспериментах fO_2 соответствовала приблизительно-

Таблица 1. Химический состав использованных в экспериментах образцов калиевого сиенита, в мас. %

Номер образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	SrO	BaO	P ₂ O ₅	П.п.п.	S
1 (99642-727.5)	63.93	0.17	16.75	1.99	0.06	0.11	0.96	0.19	15.78	0.02	0.07	0.05	2.47	<0.02
2 (102834-768)	63.99	0.16	17.09	1.92	0.07	0.13	1.33	0.37	14.89	0.07	0.07	0.04	2.09	0.02

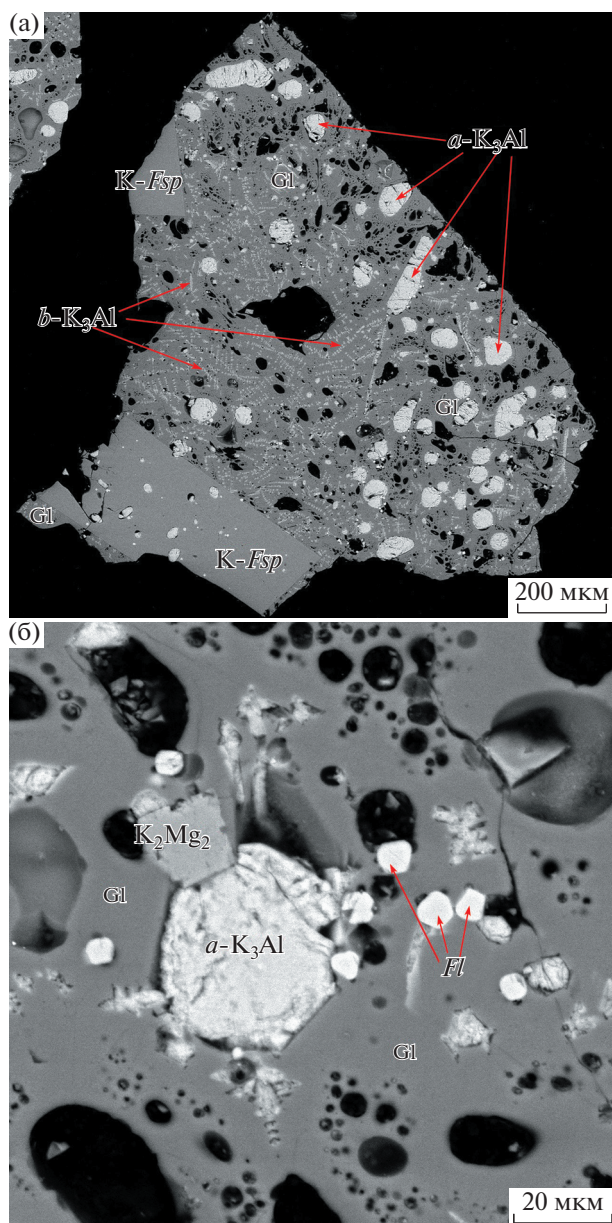


Рис. 4. Твердые продукты экспериментов. (а) – ОР-3б, (б) – ОР-3а, $T = 650^{\circ}\text{C}$, $P = 150$ МПа. Изображение в обратно-рассеянных электронах (BSE). Gl – алюмосиликатное стекло; $a\text{-K}_3\text{Al}$, $b\text{-K}_3\text{Al}$, $c\text{-K}_3\text{Al}$ – первая фторидная фаза, имеющая три разные формы выделения (см. описание в тексте); K_2Mg_2 – вторая фторидная фаза. Аббревиатуру других фаз см. в подписи к рис. 2.

но (Ni-NiO) + 3.5, согласно оценке, приведенной в (Berndt et al., 2005). Была поставлена серия экспериментов при различных P - T параметрах: $T = 800, 650, 625, 600^{\circ}\text{C}$ и $P = 260\text{--}150$ МПа. Каждый опыт сначала выводили на 850 или 800°C и 260 или 170 МПа, выдерживали в течение $5\text{--}6$ ч для получения гомогенного расплава (подход к равновесию сверху; табл. 2). Затем P - T параметры

опыта снижали и продолжали опыт уже при 800°C и 260 МПа, при 650°C и 150 МПа или при 600°C и 160 МПа в течение $7\text{--}8$ сут. Продолжительность опыта ОР-1а составляла около трех суток. Для уточнения температуры солидуса опыт ОР-4б был проведен без предварительного плавления шихты (подход к равновесию снизу). Все опыты закаливали изобарически. Первоначальная скорость снижения температуры была не менее $70\text{--}80$ град./мин.

Твердые продукты опытов анализировали методом электронно-зондового рентгеноспектрального анализа (ЭЗРСА) на сканирующем электронном микроскопе (СЭМ) Tescan Vega II ХМУ с использованием энергодисперсионного (ЭДС, INCAx-sight) (на основные петрогенные элементы) и волнового (INCA Wave 700) (на фтор) рентгеновских спектрометров. Анализ фтора выполняли при следующих условиях: ускоряющее напряжение на вольфрамовом катоде составляло 20 кВ, ток поглощенных электронов на Co – 20 нА, время набора импульсов на пике аналитической линии $\text{FK}\alpha_{1,2}$ – 20 с, фон – по 10 с симметрично с двух сторон от аналитической линии. Кристалл-анализатор TAP. Метод матричной коррекции основан на зависимости $\phi(\rho, z)$, выполнялся в программе INCA. Доверительный интервал рассчитывался также в программе INCA с использованием статистики Пуассона. В качестве стандарта использовали синтетический CaF_2 , структурно более близкий к исследуемым фазам фторидов относительно стандарта MgF_2 . Кислород анализировали только при определении химического состава различных фторидных фаз с использованием ЭДС ($U = 20$ кВ, $J = 200$ рА, $t = 70$ с). Полученные данные по содержанию кислорода являются предварительными полуколичественными. Составы стекол измеряли сканированием площадок 10×10 мкм, анализ кристаллических фаз выполняли сфокусированным зондом.

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ

Количественные соотношения твердых продуктов экспериментов приведены в табл. 2. Средние составы отдельных фаз даны в табл. 3 и 4. Твердые продукты содержат алюмосиликатное стекло, калиевый полевошпат, флюорит, кварц, а также две различающиеся по составу фторидные фазы (рис. 4 и 5). Как видно из рис. 4 и 5, полученные образцы отличались значительной пористостью, причем более высокотемпературные образцы имели большую пористость (до $30\text{--}45\%$ площади).

После экспериментов в ампулах, наряду с твердыми продуктами, присутствовало незначительное количество водного раствора. рН этого раствора значительно изменялось в процессе опыта: исходный раствор был кислым ($\text{pH} = 2\text{--}2.5$), а раствор после опыта имел слабощелочную

Таблица 2. Условия проведения экспериментов и полученные результаты

Номер опыта	Номер исходного образца (см. табл. 1), в скобках Са, мас. %	T , °С, начального плавления	T , °С, опыта	P^1 , МПа	Длительность, сут. ²	Диапазон содержания F в стекле ³ , мас. %	Твердые продукты опыта, в скобках % площади ⁴
ОР-1а	1 (0.96)	850	800	250	0.13 + 3	3.4–4.1	Алюмосиликатное стекло (80–90), фторидная фаза $K_{3,2}Al_1F_5^5$ (10–20)
ОР-2а	1 (0.96)	850	800	260	0.2 + 7.8	3.4–4.2	Алюмосиликатное стекло (70–80), фторидная фаза $K_{3,3}Al_1F_5^5$ (20–30)
ОР-2b ⁶	1 (0.96)	850	800	260	0.2 + 7.8	3.2–4.0	Алюмосиликатное стекло (70–75), фторидная фаза $K_{2,8}Al_1F_5^5$ (20–30), флюорит (3–4)
ОР-3а	1 (0.96)	800	650	(170) 150	0.2 + 6.8	2.8–3.6	Алюмосиликатное стекло (60–67), две фторидные фазы $K_{3,1}Al_1F_5^5$ и $K_{1,7}Mg_{1,8}F_5^5$ (20–30), КПШ (5–10), флюорит (3–5)
ОР-3b	2 (1.33)	800	650	(170) 150	0.2 + 6.8	2.9–3.7	Алюмосиликатное стекло (60–65), две фторидные фазы $K_{3,2}Al_1F_5^5$ и $K_{1,7}Mg_{1,9}F_5^5$ (20–30), КПШ (5–10), флюорит (5)
ОР-4а	1 (0.96)	800	600	(170) 160	0.3 + 7.0	Нет алюмосиликатного стекла	Две фторидные фазы $K_{2,9}Al_1F_5^5$ и $K_2Mg_{1,6}F_5^5$ (15–20), КПШ (60–70), кварц (10), флюорит (5–10)
ОР-4b	1 (0.96)	Не было предварительного плавления	625	160	7.6	3.8–4.6	Алюмосиликатное стекло (10–15), фторидная фаза $K_{2,9}Al_{1,4}F_5^5$ (15–25), КПШ (55–65), флюорит (6–8)

Примечание. ¹ В скобках приведено давление при начальном плавлении, если оно отличалось от давления в опыте. ² Длительность начального плавления и длительность опыта после этого. ³ Содержание фтора определяли с помощью волнового рентгеновского спектрометра. ⁴ Количественные оценки выполнены в ходе ЭЗРСА с использованием сделанных микрофотографий. ⁵ Рассчитанные формулы фторидных фаз для каждого опыта. ⁶ В опыте ОР-2b был использован более концентрированный исходный раствор $2n HF + 2n KF$ (4 мг).

реакцию ($pH = 9$). pH раствора определялось с помощью универсальной индикаторной бумаги.

Полученные алюмосиликатные стекла являются гомогенными. В пределах одного опыта разброс между содержаниями элементов в разных областях поверхности исследуемого стекла в параллельных измерениях обычно не превышал 1–1.5 отн. %. Только в опыте ОР-4b такой разброс

мог увеличиваться до 2–3.5 отн. %, что, вероятно, связано с неполным достижением равновесия при низкой температуре опыта (625°С). При снижении температуры и давления в составе стекла уменьшается содержание глинозема и слабо возрастают содержания железа и калия (табл. 3). Содержания Ti, Mn, Mg, Ca и Na в стеклах ниже пределов обнаружения. Получено довольно высокое содержание фтора до 4.2 мас. % при $T = 650–800^\circ\text{C}$ и $P =$

Таблица 3. Химический состав¹ алюмосиликатного стекла и калиевого полевого шпата после экспериментов, в мас. %

Компо- ненты	Алюмосиликатное стекло						Калиевый полевой шпат				
	ОР-1а	ОР-2а	ОР-2б	ОР-3а	ОР-3б	ОР-4б	ОР-3а	ОР-3б	ОР-4а	ОР-4б центр зерен	ОР-4б край зерен
n^2	2	6	7	8	6	8	4	4	2	5	2
SiO ₂	62.4	64.6	64.9	63.1	63.7	65.8	63.1	62.8	63.0	62.1	68.0
TiO ₂	<0.4 ³	<0.4 ³	<0.4 ³	<0.4 ³	<0.4 ³	<0.4 ³	<0.4 ³	<0.4 ³	0	0	0
Al ₂ O ₃	11.9	12.6	12.4	10.5	10.6	8.4	16.3	16.3	14.8	16.5	13.7
FeO	2.1	1.9	1.8	2.1	2.0	2.8	2.0	1.9	2.9	1.3	3.2
MnO	<0.3 ³	<0.3 ³	<0.3 ³	<0.3 ³	<0.3 ³	<0.3 ³	<0.3 ³	<0.3 ³	0	<0.3 ³	0
MgO	0	0	0	<0.3 ³	<0.3 ³	<0.3 ³	0	0	<0.3 ³	<0.3 ³	0
CaO	<0.3 ³	<0.3 ³	<0.3 ³	<0.3 ³	<0.3 ³	<0.3 ³	<0.3 ³	<0.3 ³	<0.3 ³	<0.3 ³	<0.3 ³
Na ₂ O	<0.3 ³	<0.3 ³	<0.3 ³	<0.3 ³	<0.3 ³	<0.3 ³	0	0	0	<0.3 ³	<0.3 ³
K ₂ O	11.7	11.1	10.8	14.0	13.7	11.8	17.3	17.6	16.7	17.2	15.4
F	3.7	3.8	3.6	3.2	3.3	4.2	<0.1 ³	<0.1 ³	—	—	—
O=F ⁴	6.2	6.4	6.1	5.4	5.6	7.1	—	—	—	—	—
Σ ⁵	86.0	88.5	88.2	88.8	88.5	86.7	99.7	99.3	98.4	98.2	101.7
A/NKC ⁶	0.92	1.02	1.03	0.68	0.69	0.65	—	—	—	—	—

Примечание. ¹ Усредненные значения. Анализы на все элементы, кроме фтора, выполнены с использованием ЭДС. Фтор анализировали с помощью волнового спектрометра. Средние 2σ отклонения в анализах составляли: SiO₂ 1.4 мас. %; TiO₂ 0.4 мас. %; Al₂O₃ 0.7 мас. %; FeO 0.5 мас. %; MnO 0.3 мас. %; MgO 0.3 мас. %; CaO 0.3 мас. %; Na₂O 0.3 мас. %; K₂O 0.6 мас. %; F 0.4 мас. % (стекло) и 0.1 мас. % (полевой шпат). ² Количество измерений составов образцов методом ЭЗРСА. ³ Ниже предела обнаружения. ⁴ Часть кислорода, замещенного в составе стекла на фтор. ⁵ Сумма с учетом замены части кислорода на фтор. ⁶ Показатель насыщения алюминием (мольное Al₂O₃/(Na₂O + K₂O + CaO) отношение) в алюмосиликатном стекле.

= 150–260 МПа и до 4.6 мас. % при $T = 625^\circ\text{C}$ и $P = 160$ МПа (табл. 2).

Синтезированный калиевый полевой шпат кристаллизовался в виде идиоморфных зерен, размер которых увеличивался при более низкой температуре. Калиевый полевой шпат, помимо основных компонентов (Si, K, Al), содержит железо (1–3 мас. % FeO, табл. 3), количество которого несколько повышается в краевой части зерен, и не содержит Na и Ca. При расчете формулы КПШ на 8 атомов кислорода количество атомов кремния близко к норме, калий несколько завышен, а алюминий занижен – $\text{K}_{1.03-1.07}\text{Al}_{0.94-0.84}\text{Si}_{2.99-3.04}\text{O}_8$. Заниженное содержание алюминия и повышенное железа наблюдаются в КПШ из низкотемпературных опытов ОР-4а и ОР-4б. Скорее всего, при этом Fe⁺³ замещает Al, согласно (Vambauer et al., 1974).

Полученный флюорит может содержать примеси калия до 1 мас. %, стронция – до 2.6 мас. % и кислорода – до 4.1 мас. %. Данные по содержанию кислорода являются предварительными, так как получены с использованием ЭДС. Тем не менее, на наш взгляд, они представляют интерес в связи с обсуждением в

литературе вопроса о возможности частичного (до 3 и более мас. %) замещения фтора на кислород в структуре флюорита (Перетяжко и др., 2020; Yang, van Hinsberg, 2019). Так как не все фазы, приведенные в табл. 4, были проанализированы на фтор с помощью волнового спектрометра, мы приводим в этой таблице также анализы фтора, полученные с использованием ЭДС. Эти анализы дают существенно более низкое содержание фтора по сравнению с параллельными анализами тех же образцов, выполненными на волновом спектрометре (табл. 4). Мы считаем, что содержание фтора, полученное с использованием ЭДС, является заниженным, тогда как фтор, определенный на волновом спектрометре, дает в пересчете формулу флюорита, близкую к теоретической – $\text{Ca}_{1.05-1.10}\text{F}_2$. Поэтому при расчете химических формул синтезированных фторидных фаз мы использовали анализы, полученные с помощью волнового спектрометра.

В продуктах экспериментов были определены две фторидные фазы: (1) фторид калия и алюминия $\text{K}_{3.3-2.8}\text{Al}_{1.0-1.4}\text{F}_5$ ($\text{K}_3\text{AlF}_5 = \text{K}_3\text{Al}$) и (2) фторид калия и магния $\text{K}_{1.7-2.0}\text{Mg}_{1.9-1.6}\text{F}_5$ ($\text{K}_2\text{Mg}_2\text{F}_5 = \text{K}_2\text{Mg}_2$). Формулы этих фаз получены при пересчете микро-

Таблица 4. Химический состав¹ фторидных фаз и флюорита после экспериментов, в мас. %

Компо- ненты	Фторидная фаза состава K_3AlF_5						Фторидная фаза состава $K_2Mg_2F_5$			Флюорит				
	OP-2a	OP-2b	OP-3a	OP-3b	OP-4a	OP-4b	OP-3a	OP-3b	OP-4a	OP-2b	OP-3a	OP-3b	OP-4a	OP-4b
n^2	2	2	3	5	11	6	1	4	3	1	1	2	1	1
Si	1.8	2.1	<0.3 ³	≤0.3 ³	<0.3 ³	<0.3 ³	<0.3 ³	≤0.3 ³	1.6	<0.3 ³	0	<0.3 ³	<0.3 ³	<0.3 ³
Ti	0	0	<0.3 ³	<0.3 ³	≤0.3 ³	<0.3 ³	<0.3 ³	0	0	0	<0.3 ³	<0.3 ³	0	0
Al	9.5	10.7	9.9	10.2	10.3	10.6	0.3	≤0.2 ³	1.1	<0.2 ³	<0.2 ³	<0.2 ³	<0.2 ³	<0.2 ³
Fe	<0.3 ³	<0.3 ³	<0.3 ³	<0.3 ³	<0.3 ³	<0.3 ³	0.5	0.5	0.8	0	0	<0.3 ³	<0.3 ³	0
Mn	0	0	<0.3 ³	0	0	<0.3 ³	≤0.3 ³	0.6	1.3	0	0	0	0	0
Mg	<0.2 ³	0	0	<0.2 ³	0	0	16.3	17.6	15.4	0	0	<0.2 ³	0	0
Ca	≤0.4 ³	≤0.4 ³	0.5	<0.4 ³	≤0.4 ³	<0.4 ³	1.3	0.6	0.8	55.6	55.1	53.5	53.2	54.1
Na	<0.3 ³	<0.3 ³	≤0.3 ³	0.6	≤0.3 ³	≤0.3 ³	0	<0.3 ³	<0.3 ³	≤0.3 ³	0	0	0	0
K	44.5	45.9	46.2	45.7	42.4	42.5	32.4	33.3	30.2	≤0.2 ³	1.0	0.6	0.7	0.8
Sr	<0.5 ³	<0.5 ³	<0.5 ³	<0.5 ³	<0.5 ³	<0.5 ³	0.6	<0.5 ³	<0.5 ³	0.6	0.6	2.6	<0.5 ³	<0.5 ³
Ba	≤0.7 ³	<0.7 ³	≤0.7 ³	<0.7 ³	<0.7 ³	<0.7 ³	<0.7 ³	<0.7 ³	<0.7 ³	<0.7 ³	<0.7 ³	0	<0.7 ³	<0.7 ³
O ⁴	4.3	3.8	3.3	2.4	2.6	<2.3 ³	<2.3 ³	≤2.3 ³	3.5	<2.3 ³	4.1	2.9	<2.3 ³	<2.3 ³
F	32.3	39.4	33.2/ 42.4 ⁵	33.7/ 40.9 ⁵	36.3	38.1/ 41.4 ⁵	35.0/ 47.4 ⁵	36.0/ 46.9 ⁵	37.2	40.1	38.2/ 48.0 ⁵	35.5/ 46.7 ⁵	38.8	41.9
Σ	94.2	103.5	94.7	94.1	93.3	94.8	88.6	91.9	92.4	97.9	99.3	95.7	94.3	97.8

Примечание. ¹Усредненные значения. Анализы на все элементы, кроме фтора, помеченного ⁵, выполнены с использованием энергодисперсионного рентгеновского спектрометра. Средние 2σ отклонения в анализах составляли: Si 0.3 мас. %; Ti 0.3 мас. %; Al 0.2 мас. % и 0.5 мас. % (фаза K_3AlF_5); Fe 0.3 мас. %; Mn 0.3 мас. %; Mg 0.2 мас. % и 0.7 мас. % (фаза $K_2Mg_2F_5$); Ca 0.4 мас. % и 1.0 мас. % (флюорит); Na 0.3 мас. %; K 0.2 мас. % (флюорит), 0.8 мас. % (фаза $K_2Mg_2F_5$) и 0.9 мас. % (фаза K_3AlF_5); Sr 0.5 мас. %; Ba 0.7 мас. %; O 2.3 мас. %; F 2.7 мас. %. ²Количество измерений составов образцов методом ЭЗРСА. ³Ниже или равно пределу обнаружения. ⁴Содержание кислорода определяли методом ЭЗРСА. ⁵Эти определения фтора выполнены с помощью волнового спектрометра. Среднее 2σ отклонение составляло 1.8 мас. %.

зондовых анализов на 5 атомов фтора, так как в этом случае коэффициенты при K, Al и Mg ближе к целочисленным. Можно предположить, что обе фторидные фазы были гидратированы, и в их составе, возможно, присутствует группа OH^- , так как большинство анализов, по предварительным данным на ЭДС спектрометре, содержат 2.3–4.3 мас. % кислорода (табл. 4). Обе эти фторидные фазы образовывались из первоначально расплавленной и затем охлажденной до $P-T$ параметров эксперимента исходной шихты. Их образование связано с высоким, возможно избыточным, содержанием фтора в системе, которое было необходимо для получения максимального растворения фтора в изучаемом сиенитовом расплаве. В таблице 2 в правом столбце приведены рассчитанные формулы фторидных фаз для каждого опыта. Среди них преобладает первая фторидная фаза, которая встречается во всех опытах. Эта фаза образует три формы выделений: ($a-K_3Al$) округлые и овальные глобулы, раскристаллизованные, вероятно, при закалке, размером 20–100 мкм в поперечнике, ($b-K_3Al$) тонкие дендритовые кристаллы в алюмосиликатном

стекле, ($c-K_3Al$) хорошо ограненные кристаллы на поверхности образца (рис. 4 и 5). Приведенные в табл. 4 составы первой фторидной фазы соответствуют основной по площади, $a-K_3Al$, форме выделения. Составы $b-K_3Al$ формы выделения получены только в смеси с алюмосиликатным стеклом. Сравнение $c-K_3Al$ (мас. %, 37.3 K, 12.2 Al, 39.7 F, 2.9 O) и $a-K_3Al$ (мас. %, 45.1 K, 9.8 Al, 43.1 F, 1.5 O) из опыта OP-4b (см. рис. 5) показывает небольшие различия в составах этих форм выделений, однако имеющихся данных недостаточно, чтобы судить одна эта фаза или две разных. Вторая фторидная фаза K_2Mg_2 обнаружена только в более низкотемпературных опытах при 650–600°C, и в количественном отношении она резко уступает первой (в исходном сиените содержалось только 0.11–0.13 мас. % MgO (табл. 1)). Эта фаза, помимо K, Mg, F и O, содержит Ca (0.6–1.3 мас. %), Mn (0.6–1.3 мас. %), Fe (0.5–0.8 мас. %) и Al (до 1.1 мас. %) (табл. 4). Фаза K_2Mg_2 выделяется в виде мелких образований до 20 мкм в поперечнике (рис. 4б), имеющих как овальную, так и ограненную форму. Ранее фаза, подобная K_3Al , но с рас-

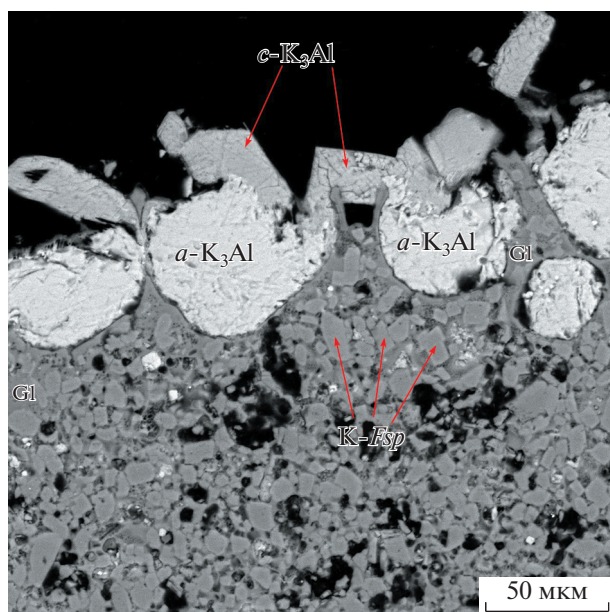


Рис. 5. Твердые продукты экспериментов. ОР-4b, $T = 625^\circ\text{C}$, $P = 160$ МПа. Опыт без предварительного плавления образца. Появление алюмосиликатного расплава в межзерновых промежутках. Изображение в обратно-рассеянных электронах (BSE). Аббревиатуру фаз см. в подписи к рис. 2 и 4.

четом на 6 атомов фтора (K_3AlF_6), была экспериментально синтезирована Е.Н. Граменицким с соавторами (2005) в системе Si–Al–K–H–O–F при $T = 800^\circ\text{C}$ и $P = 100$ МПа, а в калиево-натриевой части этой системы был получен непрерывный ряд твердых растворов Na_3AlF_6 – K_3AlF_6 . Цитируемые авторы рассматривали фазу K_3AlF_6 как “калиевый аналог криолита” на основании соотношения суммы щелочей к алюминию, которое соответствует криолиту. Содержание фтора в составе фазы определялось в цитируемой работе не аналитически, а по расчету. Мы считаем, что для уточнения содержания фтора и химических формул полученных фторидных фаз, необходимы дополнительные исследования.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Полученные нами результаты не показывают явной зависимости содержания фтора в исследованном расплаве ультракалиевого сиенита от показателя насыщения алюминием А/НКС (рис. 6), хотя подобная зависимость была ранее установлена в других экспериментальных исследованиях (Scaillet, Macdonald, 2004; Gabitov et al., 2005; Dolejs, Baker, 2006; Lukkarı, Holtz, 2007). Возможно, это связано с более низкими содержаниями фтора в перечисленных работах. Приведенные для сравнения на рис. 6 экспериментально определенные содержания фтора в гранитоидных расплавах с разной

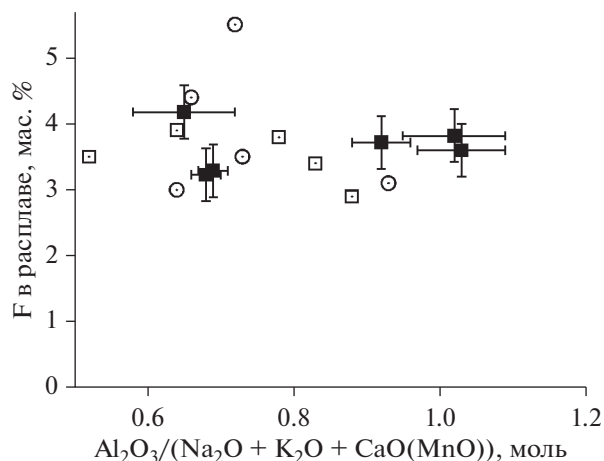


Рис. 6. Содержание фтора во флюидонасыщенном расплаве калиевого сиенита в зависимости от глиноземистости (показателя насыщения алюминием А/НКС (А/НКМ)) этого расплава. Залитые квадраты – наши данные при $T = 625$ – 800°C и $P = 150$ – 260 МПа (табл. 3). Для сравнения на график нанесены экспериментальные данные по содержанию фтора в гранитоидных расплавах с разной щелочностью – глиноземистостью (в составе расплавов вместо Са присутствовал Мн) при $T = 900$ – 1000°C и $P = 100$ МПа, взятые из (Чевычелов и др., 2005). Незалитые кружки – данные при $T = 900^\circ\text{C}$; незалитые квадраты – данные при $T = 1000^\circ\text{C}$.

щелочностью – глиноземистостью ($\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{MnO})$, мол.) при $T = 900$ – 1000°C и $P = 100$ МПа (Чевычелов и др., 2005) также показывают отсутствие зависимости между содержанием фтора и показателем А/НКС. Мы полагаем, что в наших экспериментах была достигнута предельная (максимальная) растворимость фтора в изученном расплаве ультракалиевого сиенита, так как расплав в процессе эксперимента находился в равновесии с более богатыми фтором фторидными фазами. Эта предельная растворимость в нашей системе составляет приблизительно 3–4.5 мас. % F в расплаве. Она сопоставима с экспериментально определенной концентрацией насыщения фтором (3–4 мас. %) плюмазитового гранитоидного расплава (Коваленко, 1979) и с экспериментальными данными по максимальному содержанию фтора (3–5 мас. %) в расплавах SiO_2 – Al_2O_3 – Na_2O – F – H_2O (Щекина и др., 2013).

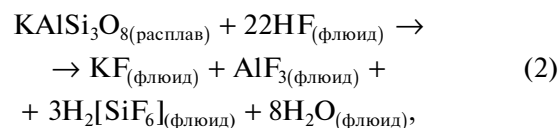
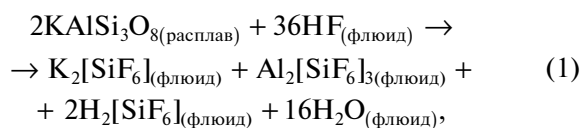
Полученные результаты (табл. 2) позволяют оценить температуры солидуса и ликвидуса насыщенного водным флюидом и фтором сиенитового расплава, которые составляют $T_{\text{сол}} = 600$ – 625°C при $P = 160$ МПа и $T_{\text{ликв}} = 650$ – 800°C при $P = 150$ – 260 МПа. В процессе экспериментов, в результате взаимодействия сиенитового расплава с водным HF + KF раствором и гиератитом, состав расплава изменяется относительно исходного сиенита (табл. 1 и 3). При этом в расплаве увеличивается

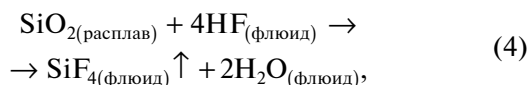
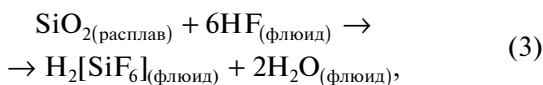
содержание кремнезема и уменьшаются содержания алюминия и калия, которые в основном расходовались на образование фазы K_3Al и, вероятно, частично выносились во флюид. Расчет нормативного состава стекла методом CIPW показывает присутствие, помимо КПШ (64–74 мас. %), кварца (20–25 мас. %), гиперстена (4–4.5 мас. %) и K_2SiO_3 (0–8 мас. %). Нормативный K_2SiO_3 появляется только при расчете составов стекла из низкотемпературных (650–625°C) опытов. Расчет нормативного состава стекла из опыта ОР-4b (52 мас. % КПШ, 35 мас. % кварца, 6 мас. % гиперстена и 7.5 мас. % K_2SiO_3) выпадает из общего ряда, что, как можно предположить, связано с небольшим количеством образовавшегося расплава (10–15%) и, возможно, неполным достижением равновесия. При снижении температуры от 800 до 650°C и давления от 250–260 до 150 МПа в результате дифференциации расплава количество нормативного КПШ уменьшается от 72–74 до 64 мас. %. В опытах при 650°C в составе стекла появляется 7–8 мас. % нормативного K_2SiO_3 , а количество нормативного кварца почти не меняется. С этими изменениями в составе стекла связано уменьшение показателя насыщения алюминием A/NKC от 0.92–1.03 при 800°C до 0.68–0.69 при 650°C (табл. 3).

Температура эвтектики смеси кристаллов сапидин + кварц ($Or_{58}Qz_{42}$) в системе $KAlSi_3O_8-SiO_2-H_2O$ (без фтора) при давлении воды 150–160 МПа составляет около 780°C (Shaw, 1963). Отсюда следует, что насыщение расплава фтором в наших экспериментах могло значительно (на 170°C) понижать температуру солидуса. Полученная нами $T_{сол} \sim 613 \pm 12^\circ C$ заметно выше $T_{сол} < 550^\circ C$, которая была экспериментально определена для гаплогранитной системы $Qz-Ab-Or$ в условиях избытка воды, добавки 4 мас. % F и при $P = 100$ МПа (Manning, 1981). Эта разница связана с тем, что изученная нами преимущественно калиево-полевошпатовая система является граничной для более сложной трехкомпонентной $Qz-Ab-Or$ гаплогранитной системы. Сопоставление определенной нами температуры солидуса с таковыми для природных литий-фтористых гранитов Орловского месторождения, Восточное Забайкалье ($T_{сол} = 650^\circ C$), Вознесенского рудного узла, Приморье ($T_{сол} = 620^\circ C$) и Салминского батолита, Южная Карелия ($T_{сол} = 570^\circ C$), полученными экспериментально при давлении около 150 МПа и содержании 2–3 мас. % F (Аксюк и др., 2016; Шаповалов и др., 2019), показывает хорошую сходимость, учитывая различия в химических составах и содержании летучих компонентов. Для Орловского месторождения по данным гомогенизации расплавных включений определена также более низкая температура солидуса (~550°C) литий-фтористых гранитов (Badanina et al., 2004).

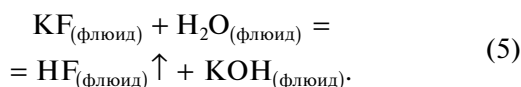
Вязкость насыщенных водой и фтором кислых щелочных расплавов недостаточно изучена экспериментально, однако, известно, что высокая щелочность может значительно понижать вязкость. Рейфом Ф.Г. с соавторами (Reyf et al., 2000) по результатам изучения расплавных и флюидных включений в кварце и топазе из литий-фтористых гранитов Орловского месторождения была определена аномально низкая вязкость расплава ~50 Па·с, при 660°C и среднем составе расплава включений (мас. %): F ~4, H_2O ~6, SiO_2 67.6, Al_2O_3 16.7, K_2O 3.1, Na_2O 2.3. В работе (Thomas et al., 1996) методом микротермометрии расплавных включений в кварце и топазе из гранитов и пегматитов (Рудных гор, Германия; Славковского леса, Чехия и Центрального массива, Франция) также получена низкая величина вязкости от 1000 до 10 Па·с при 800°C. Эти данные указывают на возможную аномально низкую вязкость изученных нами высокощелочных насыщенных H_2O и F сиенит-порфировых расплавов. Хотя экспериментальные исследования методом радиационного вискозиметра ($T = 900^\circ C$, $P = 200$ МПа, 1н HF) гранитных расплавов показывают величины вязкости на 2–3 порядка более высокие ~50 × 10³ Па·с (Персиков, 1984). Возможно, эти расхождения в оценках вязкости связаны с различной щелочностью, а также с формой вхождения фтора (например, HF, KF, NaF) и тонкими различиями в химическом составе и структуре расплавов.

Во время эксперимента вместе сосуществовали алюмосиликатный расплав, кристаллы и надкритический водный фторидный флюид. В процессе эксперимента исходно кислый раствор 1н HF + 1н KF (рН = 2–2.5) становился щелочным (рН раствора после опыта = 9). Отметим, что 1н раствор KF имеет рН около 9, так как КОН является сильным основанием, а HF слабой кислотой. Химический состав раствора после опыта из-за малого его количества не анализировался. Известно, что фтор является одним из немногих элементов, которые способны вытеснять кислород из силикатов. В водном растворе HF обычно растворяют силикаты. Можно предположить, что в процессе наших экспериментов взаимодействие флюида с расплавом происходило по следующим реакциям:

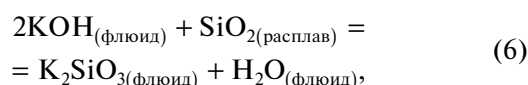




при этом HF из флюида расходовался, и флюид обогащался калием, алюминием и кремнием, поступающими из расплава. Кроме этого, слабощелочная среда могла создаваться по реакции высокотемпературного гидролиза:



При этом образующийся HF покидал флюид и взаимодействовал с расплавом согласно реакциям (1)–(4). При понижении температуры и давления до 650–625°C и 150 МПа можно предполагать гетерогенизацию флюида на паровую и жидкую фазы. Жидкая фаза будет обогащаться K и Si.



в результате чего образовывалось силикатное стекло K₂SiO₃ (водный щелочной раствор–расплав), способное концентрировать рудные компоненты, как описано в работе (Котельников и др., 2018).

Для природных образцов сиенит-порфиров характерна кристаллизация калиевого полевого шпата, как преобладающей фазы, и во вкрапленной ассоциации, и в составе основной массы породы. Расчет нормативного состава исходных для опытов образцов методом CIPW также показывает преобладание ортоклаза (90 мас. %) над всеми остальными нормативными минералами: 6 мас. % – диопсид, 1.5 мас. % – кварц, 1.5 мас. % – альбит, 1 мас. % приходится на магнетит, ильменит и апатит. В образцах после опытов, исключая фторидную фазу K₃Al и незначительные выделения флюорита, основной фазой, кристаллизующейся из расплава, является калиевый полевой шпат (табл. 2). Зерна полевого шпата имеют довольно большие размеры и идиоморфные очертания. Таким образом, общая последовательность кристаллизации из расплава основных минеральных фаз является близкой как для природных, так и для экспериментальных образцов.

В природных образцах сиенит-порфиров одними из ранних фаз, помимо калиевого полевого шпата, присутствующими во вкрапленниках в подчиненных количествах, являются темноцветные минералы. Отсутствие темноцветных минералов в опытах связано с низкими содержаниями железа и магния в исходных смесях и не влияет на основные выводы настоящей работы.

ВЫВОДЫ

1. Определена высокая максимальная растворимость фтора во флюидонасыщенном ультракалийевом сиенитовом расплаве (2.8–4.2 мас. % в диапазоне 650–800°C, P = 150–260 МПа и 3.8–4.6 мас. % при 625°C, P = 160 МПа).

2. Оценены температуры солидуса (600–625°C) при P = 160 МПа и ликвидуса (650–800°C) при P = 150–260 МПа насыщенного флюидом и фтором щелочного сиенитового расплава.

3. Магматический водный фторидный флюид, сосуществующий с насыщенным фтором и водой расплавом щелочного сиенита, вероятно, являлся слабощелочным.

4. Начальная кристаллизация зерен калиевого полевого шпата из расплава в серии экспериментов совпадает с наблюдаемой в природных образцах.

Благодарности. Авторы благодарны А.Р. Котельникову за помощь и советы в работе, а также рецензентам А.В. Гирнису и Т.И. Шекиной за квалифицированные советы и замечания. Авторы выражают признательность и благодарность компании Норд-Голд за предоставленную возможность работы с керновым материалом.

Источники финансирования. Изучение петрологии раннемеловых щелочных сиенит-порфиров Западного Алдана проводится в рамках государственной темы ИГЕМ РАН № 121041500222-4. Экспериментальные исследования выполнены за счет средств государственной темы ИЭМ РАН FMUF-2022-0003.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Аксюк А.М., Коньшев А.А., Коржинская В.С., Шаповалов Ю.Б. Экспериментальное исследование физико-химических условий плавления редкометалльных гранитов Вознесенского рудного узла, Приморье // Докл. АН. 2016. Т. 470. № 1. С. 64–66.
- Алферьева Я.О., Граменицкий Е.Н., Шекина Т.И. Экспериментальное изучение фазовых отношений в литий-содержащей богатой фтором гаплогранитной и нефелин-сиенитовой системе // Геохимия. 2011. № 7. С. 713–728.
- Граменицкий Е.Н., Шекина Т.И., Девятова В.Н. Фазовые отношения во фторсодержащих гранитной и нефелин-сиенитовой системах и распределение элементов между фазами (экспериментальное исследование). М.: ГЕОС, 2005. 188 с.
- Зубков Ю.А., Сагир А.В., Чварова Н.В. “Угуйский” тип большеобъемных золоторудных месторождений, сформированных в линейной коре выветривания (Юго-Западная Якутия) // Отечественная геология. 2020. № 2. С. 32–45.
- Коваленко Н.И. Экспериментальное исследование условий образования редкометалльных литий-фтористых гранитов. М.: Наука, 1979. 152 с.

- Когарко Л.Н., Кригман Л.Д. Фтор в силикатных расплавах и магмах. М.: Наука, 1981. 127 с.
- Котельников А.Р., Коржинская В.С., Котельникова З.А. и др. Влияние силикатного вещества на растворимость пирохлора во фторидных растворах при $T = 550\text{--}850^\circ\text{C}$, $P = 50\text{--}100$ МПа (экспериментальные исследования) // Докл. АН. 2018. Т. 482. № 2. С. 196–199.
- Перетяжко И.С., Савина Е.А., Сук Н.И. и др. Эволюция состава фторидно-кальциевого расплава по экспериментальным данным и процессы образования флюорита в риолитах // Петрология. 2020. Т. 28. № 3. С. 254–279.
- Персиков Э.С. Вязкость магматических расплавов. М.: Наука, 1984. 160 с.
- Чевычелов В.Ю. Распределение летучих, породообразующих и рудных компонентов в магматических системах: экспериментальные исследования. Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. М.: ИЭМ РАН, 2013. 62 с.
- Чевычелов В.Ю. Распределение летучих компонентов (Cl, F, CO₂) в водонасыщенных флюидно-магматических системах различного состава // Петрология. 2019. Т. 27. № 6. С. 638–657.
- Чевычелов В.Ю., Зарайский Г.П., Борисовский С.Е., Борков Д.А. Влияние состава расплава и температуры на распределение Ta, Nb, Mn и F между гранитным (щелочным) расплавом и фторсодержащим водным флюидом: фракционирование Ta, Nb и условия рудообразования в редкометалльных гранитах // Петрология. 2005. Т. 13. № 4. С. 339–357.
- Чевычелов В.Ю., Бородулин Г.П., Зарайский Г.П. Растворимость колумбита (Mn,Fe)(Nb,Ta)₂O₆ в гранитоидных и щелочных расплавах при 650–850°C и 30–400 МПа: экспериментальные исследования // Геохимия. 2010. № 5. С. 485–495.
- Шановалов Ю.Б., Чевычелов В.Ю., Коржинская В.С. и др. Физико-химические условия образования редкометалльных месторождений во фторсодержащих гранитоидных системах по экспериментальным данным // Петрология. 2019. Т. 27. № 6. С. 617–637.
- Щекина Т.И., Граменицкий Е.Н., Алферьева Я.О. Лейкократовые магматические расплавы с предельными концентрациями фтора: эксперимент и природные отношения // Петрология. 2013. Т. 21. № 5. С. 499–516.
- Badanina E.V., Veksler I.V., Thomas R. et al. Magmatic evolution of Li-F, rare-metal granites: A case study of melt inclusions in the Khangilay complex, Eastern Transbaikalia (Russia) // Chem. Geol. 2004. V. 210. P. 113–133.
- Bambauer H.U., Kroll H., Nager H.E., Pentinghaus H. Feldspat-mischkristalle – eine Übersicht // Bull. Soc. Fr. Mineral. Cristallogr. 1974. V. 97. P. 313–345.
- Berndt J., Koepeke J., Holtz Fr. An experimental investigation of the influence of water and oxygen fugacity on differentiation of MORB at 200 МПа // J. Petrol. 2005. V. 46. № 1. P. 135–167.
- Dingwell D.B., Hess K.-U., Knoche R. Granite and granitic pegmatite melts: Volumes and viscosities // Trans. R. Soc. Edinburgh, Earth Sci. 1996. V. 87. P. 65–72.
- Dolejs D., Baker D.R. Fluorite solubility in hydrous haplogranitic melts at 100 МПа // Chem. Geol. 2006. V. 225. P. 40–60.
- Gabito R.I., Price J.D., Watson E.B. Solubility of fluorite in haplogranitic melt of variable alkalis and alumina content at 800–1000°C and 100 МПа // Geochem. Geophys. Geosyst. 2005. V. 6. № 3. Q03007.
- Johannes W., Holtz F. Petrogenesis and experimental petrology of granitic rocks // Minerals and Rocks. № 22. Berlin Heidelberg: Springer-Verlag, 1996. 335 p.
- Kepler H., Wyllie P.J. Partitioning of Cu, Sn, Mo, W, U, and Th between melt and aqueous fluid in the systems haplogranite-H₂O-HCl and haplogranite-H₂O-HF // Contrib. Mineral. Petrol. 1991. V. 109. P. 139–150.
- Li X., Zhang C., Wang L. et al. Experiments on the saturation of fluorite in magmatic systems: Implications for maximum F concentration and fluorine-cation bonding in silicate melt // J. Earth Sci. 2020. V. 31. № 3. P. 456–467.
- Lukkari S., Holtz F. Phase relations of a F-enriched peraluminous granite: an experimental study of the Kymi topaz granite stock, southern Finland // Contrib. Mineral. Petrol. 2007. V. 153. P. 273–288.
- Manning D.A.C. The effect of fluorine on liquidus phase relationships in the system Qz–Ab–Or with excess water at 1 kbar // Contrib. Mineral. Petrol. 1981. V. 76. P. 206–215.
- 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. № 10. P. 951–954.
- Reyf F.G., Seltmann R., Zarskiy G.P. The role of magmatic processes in the formation of banded Li,F-enriched granites from the Orlovka tantalum deposit, Transbaikalia, Russia: Microthermometric evidence // Can. Mineral. 2000. V. 38. P. 915–936.
- Scaillet B., Macdonald R. Fluorite stability in silicic magmas // Contrib. Mineral. Petrol. 2004. V. 147. P. 319–329.
- Shaw H.R. The four-phase curve sanidine-quartz-liquid-gas between 500 and 4000 bars // Amer. Mineral. 1963. V. 48. P. 883–896.
- Thomas R., Rhede D., Trumbull R.B. Microthermometry of volatile-rich silicate melt inclusions in granitic rocks // Z. Geol. Wiss. 1996. V. 24. P. 507–528.
- Webster J.D. Partitioning of F between H₂O and CO₂ fluids and topaz rhyolite melt. Implications for mineralizing magmatic-hydrothermal fluids in F-rich granitic systems // Contrib. Mineral. Petrol. 1990. V. 104. P. 424–438.
- Wyllie P.J., Tuttle O.F. Experimental investigation of silicate systems containing two volatile components. Part II. The effects of NH₃ and HF in addition to H₂O on the melting temperatures of albite and granite // Amer. J. Sci. 1961. V. 259. P. 128–143.
- Yang L., van Hinsberg V.J. Liquid immiscibility in the CaF₂-granite system and trace element partitioning between the immiscible liquids // Chemical Geology. 2019. V. 511. P. 28–41.

Experimental Study of Fluorides Solubility in Fluid-Saturated Melt of Potassium Syenite

O. E. Plusnina^{1, 2}, V. Yu. Chevychelov¹, A. V. Samsonov², and A. A. Viryus¹

¹*D.S. Korzhinskii Institute of Experimental Mineralogy, Russian Academy of Sciences, Chernogolovka, Moscow Region, Russia*

²*Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

Experimental results on the solubility of fluorides in a fluid-saturated melt of alkaline ultrapotassium syenite-porphyrus from the Gross gold ore deposit in South Yakutia at $T = 600\text{--}800^\circ\text{C}$, $P = 150\text{--}260$ MPa are presented. The experiments were carried out in order to confirm the assumption of a high solubility of fluorine in the ultrapotassic syenite melt, which could contribute to the formation of specific and low-viscosity melts, which were intruded in the form of sills. The solid products after the experiments contained aluminosilicate glass, potassium feldspar, fluorite, quartz, as well as two fluoride phases differing in composition (potassium and aluminum fluoride and potassium and magnesium fluoride). As a result, a high maximum solubility of fluorine in the studied melt was determined up to 4.2–4.6 wt %, moreover the maximum F content was obtained in the lowest-temperature melt at 625°C. The temperatures of solidus (600–625°C) and liquidus (650–800°C) of the studied syenite melt were estimated. The high alkalinity of the aqueous fluoride fluid, coexisting in equilibrium with the melt, has been established. The initial crystallization of potassium feldspar grains from the melt in a series of experiments coincides with that observed in natural samples.

Keywords: experiment, solubility, fluorine, melt, ultrapotassium alkaline syenite, solidus, liquidus, potassium and aluminum fluoride, potassium and magnesium fluoride

УДК 550.4

РАСТВОРИМОСТЬ РОДИЯ В СИЛИКАТНЫХ РАСПЛАВАХ

© 2022 г. А. А. Борисов*

Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия

*e-mail: aborisov@igem.ru

Поступила в редакцию 02.11.2021 г.

После доработки 02.12.2021 г.

Принята к публикации 28.12.2021 г.

На основании опубликованных экспериментальных данных получено выражение зависимости растворимости родия в силикатных расплавах от температуры, летучести кислорода и состава расплава. Показано, что родий растворим в расплаве преимущественно в виде Rh^{2+} во всем исследованном интервале fO_2 от чистого кислорода до QFM + 2 (QFM – буферное равновесие кварц–фаялит–магнетит). Зависимость растворимости родия от температуры, подобно другим благородным металлам, аномальная: повышение температуры при фиксированной летучести кислорода ведет к увеличению растворимости родия. Рассчитан коэффициент распределения родия между металлом и силикатным расплавом ($D_{Me/Sil}^{Rh} \approx 3.5 \times 10^7$) для предполагаемых условий дифференциации Земли на мантию и ядро. Показано, что модель “поздней хондритовой оболочки” лучше всего объясняет высокое содержание Rh в породах верхней мантии. Предложенное уравнение позволяет отбраковать экспериментальные стекла, заведомо контаминированные микровключениями металлического Rh, и исключить таким образом, по крайней мере, грубые ошибки в определении коэффициентов распределения Rh между порообразующими минералами и расплавом.

Ключевые слова: родий, шпинель, силикатный расплав, дифференциация Земли

DOI: 10.31857/S0869590322030037

ВВЕДЕНИЕ

Растворимость благородных металлов в силикатных расплавах интенсивно изучается в интересах космохимии, геохимии, петрологии и материаловедения. В науках о Земле основным модельным расплавом для подобных экспериментов является гаплогабазальт, безжелезистый и безщелочной состав эвтектики в системе анортит–диопсид (например, Borisov et al., 1994; Borisov, Palme, 1995, 1996, 1997; Ertel et al., 1999; Fortenfant et al., 2003). В материаловедении, напротив, экспериментаторы предпочитают простые бинарные (Na_2O-SiO_2 , $CaO-SiO_2$), в редких случаях тройные расплавы (например, Nakamura, Sano, 1997; Wiraseranee et al., 2013).

Родий – один из немногих благородных металлов, растворимость которого изучалась как в науках о Земле, так и в материаловедении. Основной целью настоящей работы является установление зависимости растворимости родия в силикатных расплавах от температуры, летучести кислорода и состава расплава на основании всех опубликованных данных.

ВЫВОД УРАВНЕНИЯ

Растворимость родия в расплаве может быть записана следующим образом:



с соответствующей константой равновесия:

$$K = a_{RhO} / (a_{Rh} fO_2^{1/2}) = X_{RhO} \gamma_{RhO} / (X_{Rh} \gamma_{Rh} fO_2^{1/2}), \quad (2)$$

где a_i , γ_i и X_i – соответственно активность, коэффициенты активности и мольные доли RhO в расплаве и Rh в металле, fO_2 – летучесть кислорода. Для чистого металла ($a_{Rh} = 1$) уравнение (2) может быть преобразовано:

$$\lg C_{Rh}(ppm) = 1/2 \lg fO_2 + \lg K - \lg \gamma_{RhO} + A, \quad (3)$$

где A включает в себя также константу пересчета мольной концентрации X_{RhO} в весовую – $C_{Rh}(ppm)$.

Итак, растворимость родия в расплаве является функцией летучести кислорода, температуры (за счет температурной зависимости величин K и γ_{RhO}) и состава расплава (за счет зависимости от состава γ_{RhO}).

Соответственно стехиометрии реакции (1) коэффициент при логарифме летучести кислорода

Таблица 1. Эмпирические коэффициенты и статистические характеристики для уравнений (4) и (6)

Параметры	Уравнение (4)		Уравнение (6)	
	коэфф.	ст. ошибка	коэфф.	ст. ошибка
const	6.02	0.66	6.01	0.25
$\lg fO_2$	0.54	0.02	0.54	0.02
$1/T$	-1286.4	411.8	-1285.9	335.9
$X_{SiO_2}^2$	2.40	0.58	2.40	0.51
X_{SiO_2}	-5.49	0.73	-5.48	0.47
$X_{Al_2O_3}$	-3.94	0.65	-3.94	0.29
X_{MgO}	-2.60	0.89	—	—
X_{CaO}	-1.49	0.68	—	—
X_{Na_2O}	-0.25	0.70	—	—
X_{MgCaNa}	—	—	-0.25	0.02
R^2	0.982		0.982	
ст. ошибка	0.111		0.110	

(обозначим его k) в идеальном случае равен 0.5, если родий растворим в расплаве в виде Rh^{2+} . Для Rh^{3+} ожидаемое значение $k = 3/4$, для Rh^{4+} $k = 1$, и для Rh^{6+} $k = 1.5$.

Очевидно, что температурная зависимость $\lg K$ пропорциональна изменению энтальпии в реакции (1), т.е. характеризуется определенным наклоном h при обратной абсолютной температуре. Зависимость $\lg \gamma_{RhO}$ от состава расплава в простейшем случае может быть представлена как линейная функция мольных долей петрогенных компонентов X_i и эмпирических коэффициентов d_i при них ($\sum X_i d_i + \text{const}$). Например, такой подход был предложен А. Арискиным с соавторами (1992) для описания растворимости железа в силикатных расплавах.

В базу данных вошли следующие данные по растворимости родия: девять опытов из работы (Ertel et al., 1999), выполненные при температуре 1300°C в интервале fO_2 от 1 до $10^{-4.8}$ атм. в расплаве DA (эвтектика в системе диопсид–анортит); шесть опытов из работы (Fortenfant et al., 2003), выполненные в температурном интервале 1300–1550°C при fO_2 около $10^{-2.4}$ атм. в расплаве DA; четыре опыта из работы (Brenan et al., 2003), выполненные при температуре 1335°C при fO_2 $10^{-2.6}$ и $10^{-4.9}$ атм. в модельном базальтовом расплаве; 14 опытов из работы (Borisov, Danyushevsky, 2011) в расплавах CAS ($CaO-Al_2O_3-SiO_2$) и DAS ($DA-SiO_2$), выполненные на воздухе при температурах 1450 и 1550°C и 52 опыта из работы (Wiraseranee et al., 2013) в расплавах Na_2O-SiO_2 и $CaO-SiO_2$, выполненные при 1200–1600°C в интервале fO_2 от чистого кислорода до $10^{-3.3}$ атм. Многие исследо-

ватели уравновешивали экспериментальные расплавы не с чистым родием, а с Pt-Rh сплавом. В этом случае данные по растворимости были пересчитаны к равновесию с чистым родием, используя термодинамические данные (Jacob et al., 1998).

В результате нами получено следующее уравнение ($R^2 = 0.982$):

$$\lg C_{Rh}(\text{ppm}) = 0.54 \lg fO_2 - 1286.4/T(\text{K}) + 2.40X_{SiO_2}^2 - 5.49X_{SiO_2} - 3.94X_{Al_2O_3} - 2.6X_{MgO} - 1.49X_{CaO} - 0.25X_{Na_2O} + 6.02. \quad (4)$$

Стандартные ошибки на полученные эмпирические коэффициенты при летучести кислорода (k), обратной абсолютной температуре (h) и мольных долях петрогенных оксидов (d_i) приведены в табл. 1. Учитывая соотношения коэффициентов при мольных долях оксидов-модификаторов ($d_{MgO}/d_{Na_2O} = 10.5$ и $d_{CaO}/d_{Na_2O} = 6.0$), введем комплексный член:

$$X_{MgCaNa} = 10.5X_{MgO} + 6.0X_{CaO} + X_{Na_2O}. \quad (5)$$

Линейная корреляция в этом случае дает практически неотличимое от (4) уравнение ($R^2 = 0.982$):

$$\lg C_{Rh}(\text{ppm}) = 0.54 \lg fO_2 - 1285.9/T(\text{K}) + 2.40X_{SiO_2}^2 - 5.48X_{SiO_2} - 3.94X_{Al_2O_3} - 0.25X_{MgCaNa} + 6.01. \quad (6)$$

Статистические характеристики уравнения (6) также приведены в табл. 1. Причины использования эмпирического параметра X_{MgCaNa} обсудим ниже, а пока рассмотрим, насколько точно полученное уравнение (4) (уравнение (6) дает резуль-

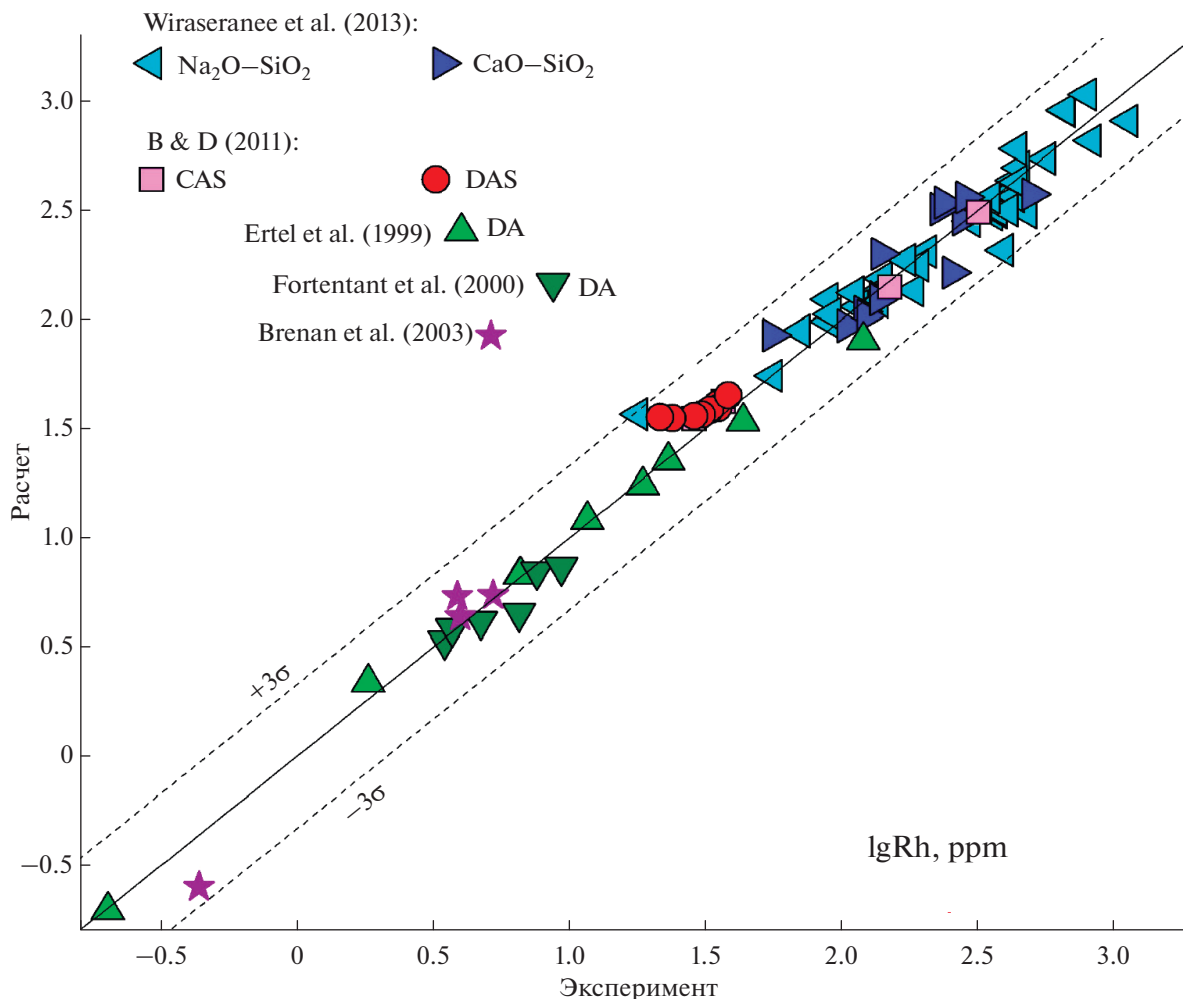


Рис. 1. Сравнение экспериментальных и расчетных величин растворимости родия в силикатных расплавах. B & D – (Borisov, Danyushevsky, 2011), см. детали в тексте.

таты, практически аналогичные (4)) описывает исходную базу данных.

ВЛИЯНИЕ ЛЕТАЧЕСТИ КИСЛОРОДА, ТЕМПЕРАТУРЫ И СОСТАВА РАСПЛАВА НА РАСТВОРИМОСТЬ РОДИЯ

В целом уравнение (4) описывает $\lg Rh$ (ppm) со стандартной ошибкой 0.11. Ни в одном из 85 экспериментов отклонение расчетного значения от экспериментального не выходит за пределы $\pm 3\sigma$ (рис. 1).

Влияние fO_2 . В уравнении (4) регрессионный коэффициент k при летучести кислорода ($0.54 \pm \pm 0.02$, 1σ) близок к идеальному $k = 1/2$, что подразумевает растворимость родия в расплаве преимущественно в виде Rh^{2+} (см. уравнение (3)). В работе (Ertel et al., 1999) на основании проведенных экспериментов при $1300^\circ C$ в расплаве состава DA получили именно такой вывод, хотя и не

исключили присутствие некоторой доли Rh^{3+} в наиболее окислительных условиях. Напротив, в (Wiraseranee et al., 2013) предположили, что в расплаве Na_2O-SiO_2 при $1200^\circ C$ доминирует Rh^{3+} . Вышеупомянутые данные представлены на рис. 2. Там же сплошными линиями показан идеальный наклон для растворимости родия в расплаве в форме Rh^{2+} , пунктирной – в форме Rh^{3+} . Очевидно, что оба набора данных (Ertel et al., 1999 и Wiraseranee et al., 2013) неплохо согласуются с предположением о растворимости в форме Rh^{2+} . Отметим также, что представленные данные хорошо описываются эмпирическим уравнением (4): для 16 из 18 экспериментов, показанных на рис. 2, стандартная ошибка составляет меньше 1σ .

Мы проверили предположение (Ertel et al., 1999) о том, что именно в наиболее окислительных условиях часть родия может быть растворена в виде Rh^{3+} . Из общей базы данных были исключены 13 экспериментов, выполненных в чистом

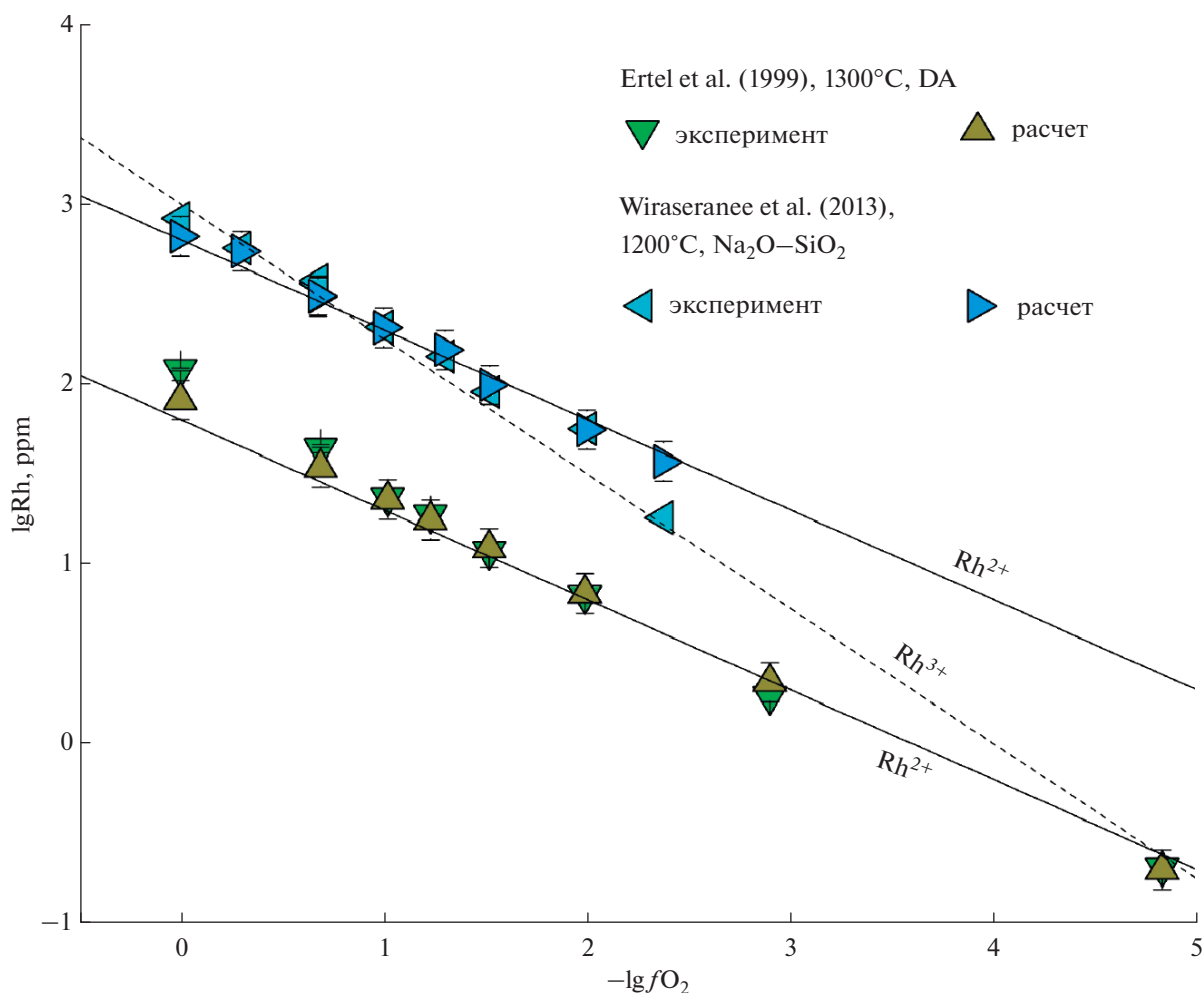


Рис. 2. Влияние летучести кислорода на растворимость родия в расплавах DA (Ertel et al., 1999) и Na₂O–SiO₂ (Wiraseranee et al., 2013): сравнение экспериментальных данных с расчетными. Сплошными прямыми показан идеальный наклон для растворимости родия в расплаве в форме Rh²⁺, пунктирной – в форме Rh³⁺.

кислороде, а оставшиеся 72 более “восстановленных” эксперимента описали уравнением в форме (4). Коэффициент k при этом практически не изменился (0.53 ± 0.02 , 1σ). Таким образом, уравнение (4) действительно на всем экспериментальном интервале летучести кислорода, а также может быть использовано для экстраполяции в более восстановительную область.

Влияние температуры расплава. В уравнении (4) коэффициент h при обратной абсолютной температуре отрицательный (-1286 ± 412 , 1σ). Это означает, что при фиксированной летучести кислорода повышение температуры приводит к увеличению растворимости металла в расплаве, а не к уменьшению, что характерно для большинства металлов (например, Ni, Co или Mo, например, (Holzheid et al., 1994)). Аномальная температурная зависимость была впервые обнаружена для растворимости палладия (Borisov et al., 1994) и, по-видимому, характерна для растворимости

всех благородных металлов (Fortenfant et al., 2003; Wiraseranee et al., 2013).

Однако абсолютная величина h , которую декларируют в (Fortenfant et al., 2003, 5440 ± 450), существенно выше представленной в уравнении (4). Наиболее вероятная причина расхождения заключается в том, что (Fortenfant et al., 2003) рассчитали величину h , исходя из предположения о фиксированной $\lg fO_2 = -2.5$ для всего температурного интервала. На самом деле для 1500 и 1550°C экспериментальная летучесть кислорода выше ($\lg fO_2 = -2.1$, см. Tabl. 1 в (Fortenfant et al., 2003)). И действительно, совместная обработка данных (Ertel et al., 1999) и (Fortenfant et al., 2003), полученных в одной лаборатории по единой методике с одним и тем же составом DA, дает следующее уравнение ($R^2 = 0.992$):

$$\lg C_{Rh} (\text{ppm}) = 0.57 \lg fO_2 - 2158/T(\text{K}) + 3.36. \quad (7)$$

Полученный температурный наклон -2158 ± 531 (1σ) для состава DA совпадает в пределах ошибки с таковым, полученным нами в уравнении (4) для всех исследованных составов.

Влияние состава расплава. В уравнении (4) фигурируют основные петрогенные оксиды за исключением TiO_2 , FeO , Fe_2O_3 и K_2O . Для корректного применения уравнения (4) к природным расплавам необходимо представлять влияние этих компонентов на растворимость родия.

В ранних вариантах уравнения (4) мы проверяли влияние суммарного железа как виртуального компонента на растворимость родия, но нашли это влияние незначимым. Заметим, что из четырех опытов с богатыми железом расплавами в нашей базе данных (все они из работы (Brenan et al., 2003)) два описываются уравнением (4) практически идеально (ошибка в определении $\lg Rh < 1\sigma$), ошибки для двух других не превышают 3σ (см. рис. 1).

В работе (Borisov et al., 2004) авторы исследовали влияние TiO_2 на растворимость Fe, Ni и одного из благородных металлов – Pd. Показано, что при небольших добавках (до 4 мас. % TiO_2) влияние титана на растворимость палладия пренебрежимо мало. Можно предположить, что влияние титана на растворимость благородного металла родия также незначительно.

Наконец, влияние еще одного важного компонента природных расплавов K_2O можно оценить следующим образом. На рис. 3 показана зависимость регрессионных коэффициентов d_i при оксидах-модификаторах из уравнения (4) от величины $R/\text{валентность}$, где R – ионный радиус соответствующего катиона: Mg^{2+} , Ca^{2+} , Na^+ (все данные для катионов в VI координации, (Shannon, 1976)). Экстраполяция найденной нелинейной зависимости позволяет оценить $d_{\text{K}_2\text{O}} = -0.08$ (см. рис. 3). Тогда соотношение $d_{\text{K}_2\text{O}}/d_{\text{Na}_2\text{O}} = 0.3$, и комплексный член X_{MgCaNa} может быть заменен более сложным членом:

$$X_{\text{MgCaNaK}} = 10.5X_{\text{MgO}} + 6.0X_{\text{CaO}} + X_{\text{Na}_2\text{O}} + 0.3X_{\text{K}_2\text{O}}. \quad (8)$$

Таким образом, мы полагаем, что уравнение (6) с комплексным членом (8) может быть использовано для расчетов растворимости родия в природных силикатных расплавах.

ПЕТРОЛОГИЧЕСКОЕ ПРИЛОЖЕНИЕ

Распределение родия между металлической фазой и силикатным расплавом. Модели аккреции Земли. Современное содержание высокосидерофильных элементов (HSE, т.е. Re, Au и платиноидов, включая рассматриваемый здесь Rh) в породах верхней мантии аномально высокое и труднообъяснимо с

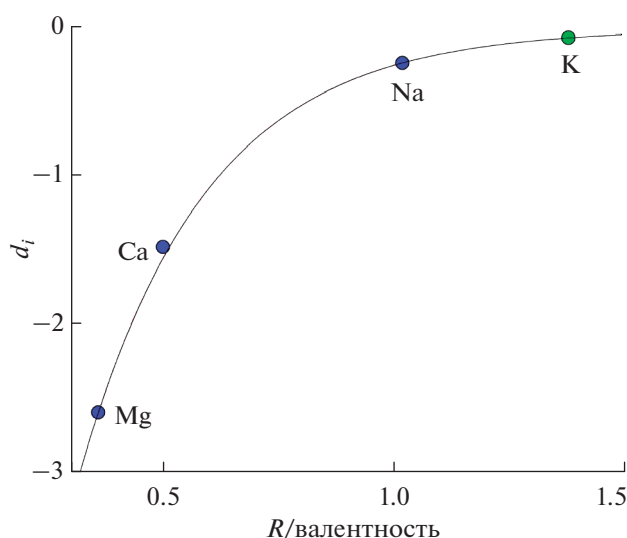


Рис. 3. Зависимость эмпирических коэффициентов d_i при оксидах-модификаторах из уравнения (4) от величины $R/\text{валентность}$, где R – ионный радиус соответствующего катиона.

точки зрения глобального равновесия между металлом и силикатным материалом в ходе дифференциации исходно гомогенной планеты на мантию и ядро. Теория глобального равновесия была впервые предложена (Murthy, 1991) и до сих пор имеет приверженцев среди экспериментаторов, работающих с умеренно-сидерофильными элементами, такими как Ni, Co или Fe (например, Bouhifd, Jephcoat, 2003). Повышенное содержание сидерофильных элементов в мантии объясняет также модель “неэффективного образования ядра” (inefficient core formation model), предложенная Дж. Джонсом и М. Дрейком (Jones, Drake, 1986). Она предполагает, что небольшая часть металла и сульфида в ходе формирования ядра могла оставаться в мантии и позднее окисляться, обеспечивая, таким образом, настоящее содержание сидерофильных элементов в породах верхней мантии. Однако наиболее простое объяснение дает модель “поздней хондритовой оболочки” (late chondritic veneer), предложенная (Kimura et al., 1974) и в настоящее время практически общепринятая (например, Wood et al., 2006). Она предполагает, что вещество хондритового состава, богатое HSE, было добавлено после дифференциации Земли в ядро и мантию и после гомогенизации мантии обеспечило высокое содержание HSE в мантийных породах.

Оценим коэффициент распределения Rh между металлом и силикатным расплавом ($D_{\text{Me/Sil}}^{\text{Rh}}$), чтобы еще раз поддержать или поставить под сомнение гипотезу поздней хондритовой оболочки. Можно показать (Borisov et al., 1994), что

$$D_{\text{Me/Sil}}^{\text{Rh}} = 1/(AC^{\text{Rh}}\gamma^{\text{Rh}}), \quad (9)$$

где C^{Rh} – растворимость Rh в расплаве при данных T – $f\text{O}_2$ параметрах, γ^{Rh} – коэффициент активности родия в металлической фазе и A – коэффициент пересчета мольных отношений в весовые, равный для родия 0.543. Если предположить очень высокую температуру в ходе дифференциации Земли на мантию и ядро (например, 3000 К, Murthy, 1991) и летучесть кислорода на два порядка ниже буферного равновесия железо–вюстит, растворимость родия в гаплобазальтовом расплаве составит около 0.76 ppm. При этой же температуре $\gamma^{\text{Rh}} = 0.069$ (см. допущения и формулу для расчетов в (Fortenfant et al., 2003)). Таким образом, мы можем оценить $D_{\text{Me/Sil}}^{\text{Rh}} \approx 3.5 \times 10^7$. Полученное нами значение более чем на порядок превосходит оценки в (Fortenfant et al., 2003, 1.6×10^6) для тех же T – $f\text{O}_2$ условий и того же состава расплава. Причина расхождения, с нашей точки зрения, заключается в некорректной оценке температурного наклона h в (Fortenfant et al., 2003) (см. дискуссию в предыдущем разделе), что ведет к завышенной оценке растворимости родия при 3000 К по сравнению с нашей экстраполяцией. Исключительно высокие оценки $D_{\text{Me/Sil}}^{\text{Rh}}$ ставят под сомнение модель глобального равновесия между мантией и ядром (Murthy, 1991). Покажем это количественно.

Итак, самая простая модель дифференциации Земли, в которой допускается равновесие металла ядра с силикатом мантии, может быть описана уравнением массового баланса:

$$X_{\text{Me}} D_{\text{Me/Sil}}^{\text{Rh}} C_{\text{present}}^{\text{Rh}} + (1 - X_{\text{Me}}) C_{\text{present}}^{\text{Rh}} = C_0^{\text{Rh}}, \quad (10)$$

где $C_{\text{present}}^{\text{Rh}}$ и C_0^{Rh} – концентрация благородного металла, соответственно, в современной мантии и в исходном веществе, а X_{Me} – доля металла, бывшая в равновесии с силикатом. После упрощения при условии, что $D_{\text{Me/Sil}}^{\text{Rh}} \gg 1$, уравнение (10) может быть представлено в виде:

$$C_{\text{present}}^{\text{Rh}} / C_0^{\text{Rh}} = 1 / (D_{\text{Me/Sil}}^{\text{Rh}} X_{\text{Me}}), \quad (11)$$

где $C_{\text{present}}^{\text{Rh}} / C_0^{\text{Rh}}$ – ожидаемое хондрит-нормализованное содержание благородного металла в примитивной мантии, поскольку за C_0 подавляющим большинством исследователей принято таковое в CI хондритах.

Очевидно, что значение X_{Me} не может превышать 0.32 (доля массы современного ядра в общей массе Земли), но обычно постулируется на существенно более низком уровне. Это объясняется желанием описать сложный и не до конца ясный процесс аккреции/дифференциации Земли про-

стым уравнением массового баланса. Действительно, ранняя дифференциация Земли может происходить во время все еще продолжающейся аккреции хондритового материала. Более того, часть планетозималей, бомбардирующих раннюю Землю, может уже до этого пройти стадию дифференциации на силикатную часть и металлическое ядро. Однако на фоне все возрастающих температур в позднюю стадию аккреции Земли предыстория планетозималей роли не играет, поскольку металл, погружающийся в ядро, должен переуравновешиваться с силикатным материалом.

Основываясь на постулате, что Si- и Si-нормализованное содержание Ni в исходном материале до удаления последних порций металла должно быть близко к таковым для Na, K и Mn, В. Шмитт с соавторами (см. детали в Schmitt et al., 1989) использовали в расчетах значение $X_{\text{Me}} = 0.015$. В. Мурси и С. Карато (Murthy, Karato, 1997) в своей модели для последней стадии осаждения металла в ядро использовали еще меньшее значение $X_{\text{Me}} = 0.002$.

Используя уравнение (11), мы рассчитали содержание Rh в силикатном материале после равновесного удаления металла для значений $X_{\text{Me}} = 0.015$ и 0.002 и нашли $C_{\text{present}}^{\text{Rh}} / C_0^{\text{Rh}} = 1.9 \times 10^{-6}$ и 1.4×10^{-5} , соответственно. Таким образом, даже постулирование весьма малой доли металла (лишь 0.2 мас. %) в равновесии с силикатным материалом должно привести к его обеднению Rh на пять порядков по сравнению с наблюдаемыми содержаниями в современных мантийных породах. И относительно высокое содержание Rh в породах верхней мантии (0.9 ppb, (McDonough, Sun, 1995)) проще всего объясняется последующей за дифференциацией Земли добавкой малой порции хондритового материала с высоким содержанием родия (130 ppb, McDonough, Sun, 1995).

Распределение родия между оксидами (магнетит, шпинель, хромит) и силикатным расплавом. Эксперименты по распределению благородных металлов между кристаллическими фазами и расплавом многочисленны (см. обзор Brenan et al., 2016), поскольку требуют решения сложных экспериментальных и аналитических проблем. Прежде всего, необходимо использовать локальные методы анализа при содержании исследуемого металла в экспериментальных фазах на ppm-уровне. Для того чтобы максимально повысить содержание благородных металлов в экспериментальных фазах, эксперименты, как правило, выполнены в окислительных условиях (QFM + 3 и выше) в присутствии либо чистого металла, либо сплава с высокой долей исследуемого металла. Между тем интерес представляют значения коэффициентов распределения при летучести кислорода на уровне QFM. Для корректной экстраполяции экспериментальных данных, полученных в окислительных условиях к

Таблица 2. Эксперименты по распределению родия между шпинелидом и силикатным расплавом

Ист.*	№ опыта в ист.	T, °C	lg/O ₂	Шпинелид	Состав стекла (мас.%)									металл в равновесии	Rh (ppm) в стекле**				D ^{Rh} ошибка		Вывод
					SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO _t	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	сумма		экспер.	ошибка	расчет	ошибка			
(1)	151-Rh	1248	-3.11	Mag	55.59	0.00	16.01	16.48	1.57	8.67	0.00	0.00	98.32	Rh	2.8	1.4	2.5	0.6	400	200	OK
"	177-Rh	1261	-4.20	Mag	54.63	0.00	14.05	20.05	0.00	9.43	0.00	0.00	98.16	Rh	1.1	0.4	0.8	0.2	110	50	OK
"	181-Rh	1275	-3.35	Mag	56.33	0.00	14.34	18.48	0.00	9.35	0.00	0.00	98.50	Rh	9.8	0.3	2.3	0.6	240		G1 контаминировано
"	195Cr-Rh	1276	-3.58	Cr-Mag	54.83	0.00	14.40	17.10	0.00	9.67	0.00	0.00	96.00	Pt ₇₀ Rh ₃₀	2.0	0.3	1.6	0.4	430	140	OK
(2)	PtRh-2.5	1400	-2.37	Chr	45.69	4.61	7.88	13.39	14.93	10.13	0.69	0.16	97.48	Pt ₇₀ Rh ₃₀	6.9	0.2	10.2	2.6	89	18	OK
"	JBRhNC-1	1500	-2.56	Chr	38.31	3.93	6.82	22.53	16.11	11.60	0.12	0.02	99.44	Pt ₈₇ Rh ₁₃	10.0	0.2	16.1	4.1	47	3	OK
"	JBRhNC-3	1500	-2.56	Chr	45.41	4.67	7.67	14.12	15.05	10.26	0.43	0.06	97.67	Pt ₈₇ Rh ₁₃	7.4	0.1	9.2	2.4	51	2	OK
(3)	159B	1300	-6.49	Spl	52.21	3.36	13.69	1.76	12.10	13.01	0.56	0.08	96.77	Rh ₅₇ Os ₄₁	4.5-5.8	0.5-0.6	0.03	0.01	71-91	14-18	G1 контаминировано

* Источник и метод анализа Rh в стекле: (1) – (Carobianco et al., 1994), ионный зонд; (2) – (Brenan et al., 2012), LA-ICP-MS; (3) – (Righter et al., 2004), ионный зонд.

** Растворимость родия пересчитана к чистому металлу: в случае Pt-Rh сплавов использованы термодинамические данные (Jacob et al., 1998), для Rh-Os принято идеальное поведение родия. Экспериментальные ошибки для содержания Rh в стекле и D^{Rh} взяты из источника, расчетные ошибки соответствуют стандартной ошибке уравнения (6). *Mag* – магнетит, *Cr-Mag* – хромистый магнетит, *Chr* – хромит, *Spl* – шпинель, G1 – стекло.

QFM большое значение имеет точность определения наклона k для зависимости lgD^{Rh} (минерал/расплав) от $lgfO_2$, для чего необходимо получить как минимум несколько экспериментальных точек при различных значениях летучести кислорода при фиксированных иных параметрах (температуры, давления, и состава фаз). Работу осложняет также плохо контролируемое образование микровключений благородных металлов в экспериментальных стеклах (nuggets problem), искажающее истинную растворимость этих металлов. Это явление впервые было описано в работах (Borisov, Palme, 1995, 1997) и в настоящее время является общепризнанной экспериментальной проблемой как при 1 атм. общего давления, так и при высоких давлениях (например, Malavergne et al., 2016). Казалось бы, что локальные методы анализа, такие как ионный зонд или масс-спектрометрия с лазерной абляцией образца (LA-ICP-MS) решают проблему микровключений. Однако локальности этих методов порой недостаточно. Например, А. Борисов с соавторами (Borisov et al., 2004) описали экспериментальные стекла, настолько зараженные микровключениями палладия, что даже диаметр зонда 20 мкм оказался слишком большим для корректного анализа палладия с помощью LA-ICP-MS. Заметим, что, если экспериментальные стекла контаминированы, и кажущееся содержание исследуемого металла завышено, скажем, на один-два порядка, это означает занижение на те же один-два порядка коэффициента распределения минерал/расплав.

Наличие уравнения (6) позволяет проводить отбраковку экспериментов, в которых стекла заражены микровключениями металлического родия. Мы покажем это на примере коэффициентов распределения родия между минералами группы

шпинели и расплавом, D^{Rh} . Мы не будем пытаться исправить экспериментально измеренные величины D^{Rh} , однако попробуем отбраковать заведомо контаминированные образцы. Мы отобрали опубликованные данные по D^{Rh} , для которых представлен полный анализ экспериментальных стекол и которые получены в опытах в равновесии либо с чистым Rh, либо сплавом с высоким содержанием родия (табл. 2). Сравнение экспериментальных и расчетных содержаний родия в стеклах показано на рис. 4.

Из четырех опытов (Carobianco et al., 1994) три описываются уравнением (6) идеально, но одно стекло содержит в четыре с лишним раза больше родия, чем следует из расчета. Мы полагаем, что это стекло контаминировано микровключениями металлического Rh и данный эксперимент должен быть исключен из рассмотрения.

Во всех трех опытах (Brenan et al., 2012) расчетное содержание Rh в стеклах даже выше, чем экспериментально найденное, хотя и совпадает с ним в пределах 2σ . В любом случае, контаминация данных стекол может быть полностью исключена.

Наконец, единственный опыт (Righter et al., 2004), пригодный для нашего анализа, содержит в стекле примерно в 200 раз больше Rh, чем следует из расчета по уравнению (6). Даже с учетом всех возможных погрешностей расчета (неидеальность сплава Rh₅₇Os₄₁, некоторая неопределенность анализа экспериментального стекла, см. табл. 2) мы вынуждены признать серьезную контаминацию данного стекла микровключениями Rh.

Если пренебречь влиянием состава расплава и кристалла на D^{Rh} , шесть опытов, успешно про-

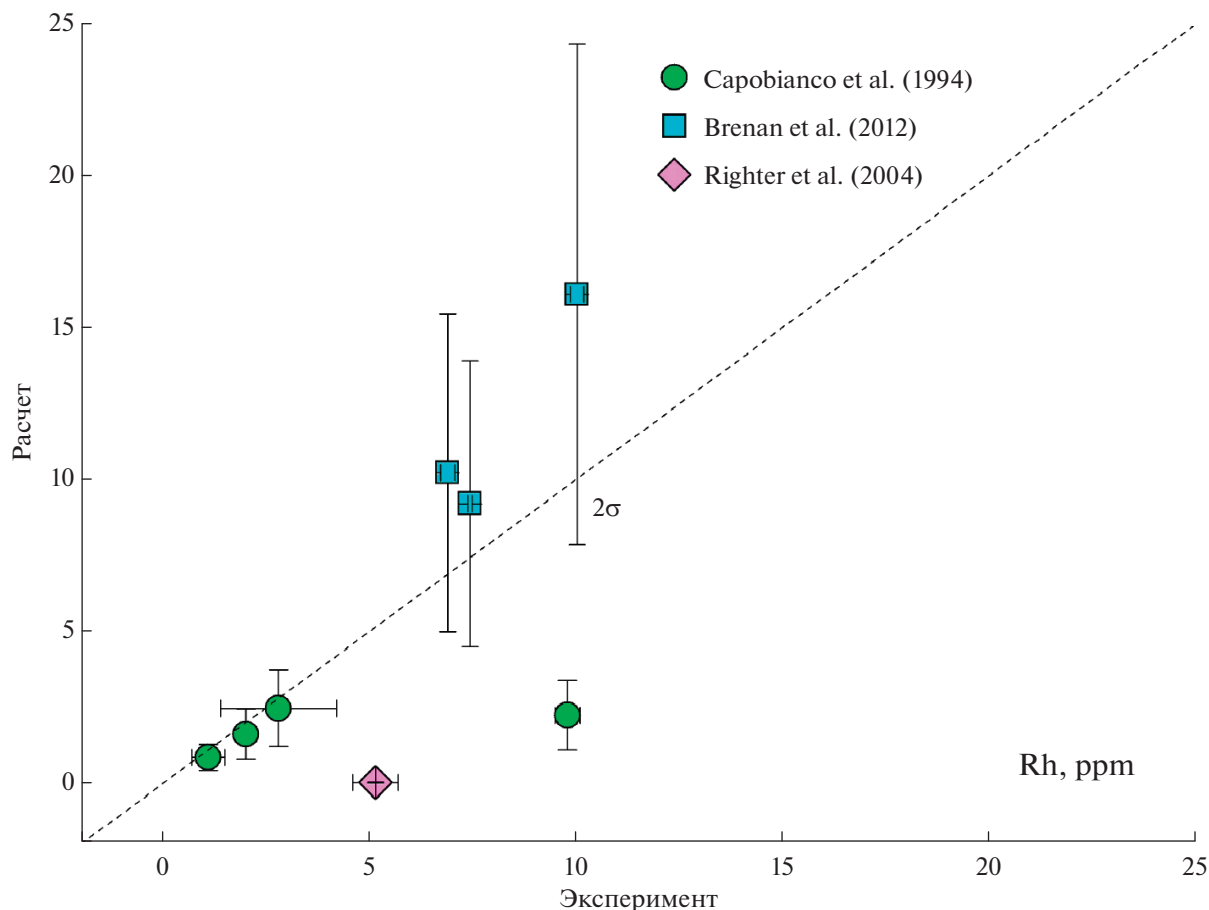
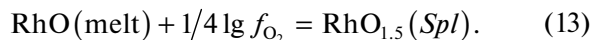


Рис. 4. Сравнение экспериментальных и расчетных содержаний родия в стеклах, равновесных с оксидом (шпинель, магнетит, хромит), как критерий отбраковки стекол, загрязненных микровключениями металлического Rh.

шедших проверку на контаминацию, могут быть описаны единым уравнением ($R^2 = 0.83$):

$$\lg D^{\text{Rh}} = 12000/T (\text{K}) + 0.28 \lg f\text{O}_2 - 4.4. \quad (12)$$

Эмпирические коэффициенты $h = 12000 \pm 3765$ (при обратной абсолютной температуре) и $k = 0.28 \pm 0.23$ (при $\lg f\text{O}_2$), хотя и получены с большими ошибками, выглядят вполне разумно. Действительно, $k = 0.28$ близок к теоретическому 0.25, который следует из реакции:



Реакция (13) предполагает двухвалентный родий в расплаве и трехвалентный — в структуре шпинели (магнетита, хромита)

На рис. 5а показаны изоплеты D^{Rh} , рассчитанные в соответствии с уравнением (12), а также нанесены экспериментальные точки при данных T - $f\text{O}_2$ параметрах. На рис. 5б показана более восстановительная область, характеризующая значения D^{Rh} при различных температурах и летучести кислорода, равной буферу QFM. Мы видим, что в условиях буфера QFM при любых значениях тем-

пературы родий совместим со структурой шпинели (магнетита, хромита).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основании опубликованных экспериментальных данных получено выражение зависимости растворимости родия в силикатных расплавах от температуры, летучести кислорода и состава расплава. Показано, что родий растворим в расплаве преимущественно в виде Rh^{2+} , а повышение температуры при фиксированной летучести кислорода ведет к увеличению растворимости.

Мы оценили коэффициент распределения родия между металлом и силикатным расплавом ($D_{\text{Me/Sil}}^{\text{Rh}} \approx 3.5 \times 10^7$) для предполагаемых условий дифференциации Земли на мантию и ядро (3000K, $f\text{O}_2$ на два порядка ниже буферного равновесия железо-вюстит). Огромное значение $D_{\text{Me/Sil}}^{\text{Rh}}$ в совокупности с относительно высоким содержанием Rh в породах верхней мантии проще всего объясняется добавкой малой порции

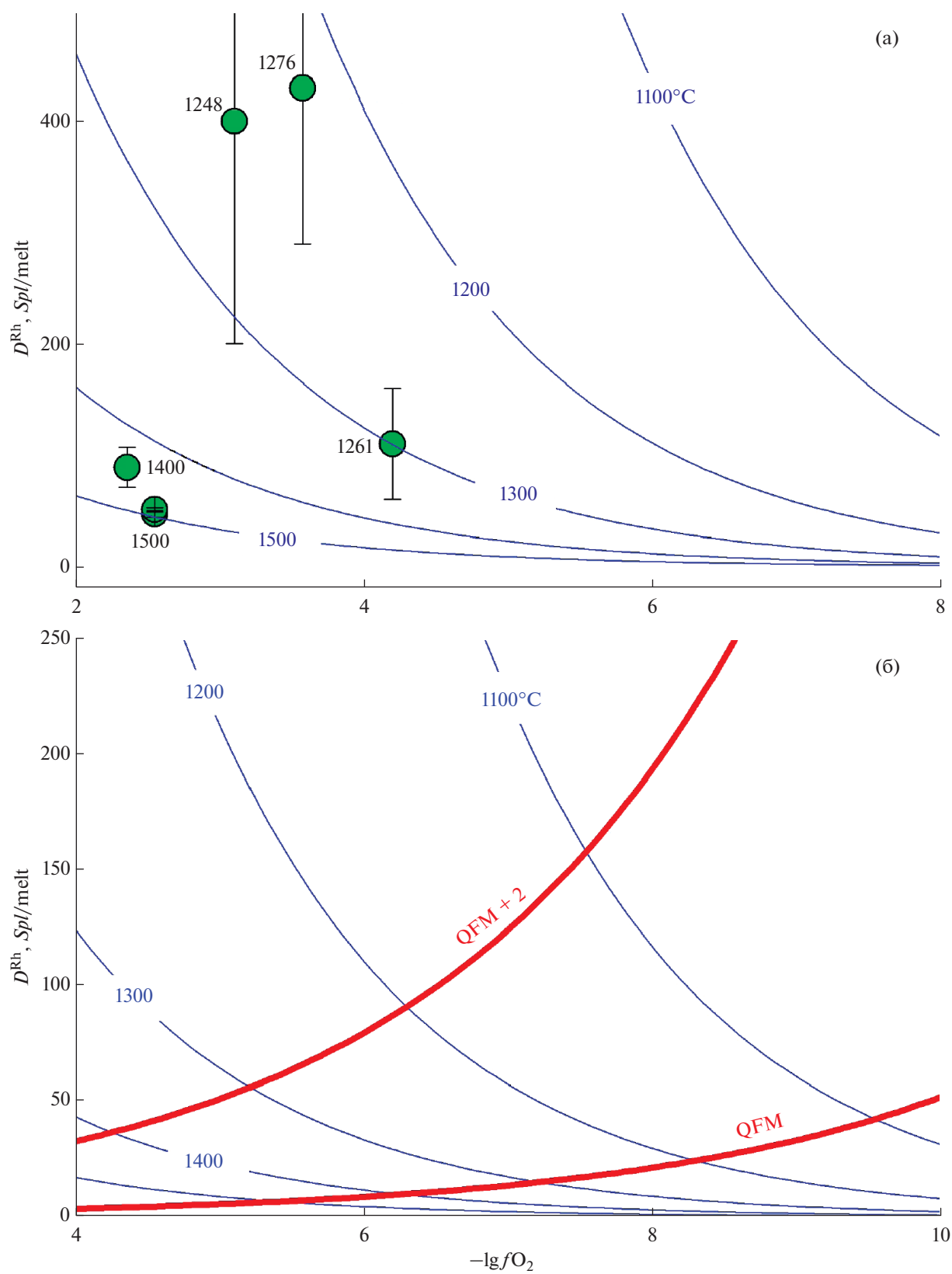


Рис. 5. Изоплеты D^{Rh} , рассчитанные в соответствии с уравнением (12).

(а) – для сравнения показаны экспериментальные точки при данных $T-fO_2$ параметрах; (б) – для наглядности показана более восстановительная область, характеризующая значения D^{Rh} при различных температурах и летучести кислорода, равной буферу QFM и QFM + 2.

ходритового материала последующей за дифференциацией Земли на мантию и ядро.

Предложенное уравнение позволяет отбраковать экспериментальные стекла, заведомо контактированные микровключениями металлического Rh, и исключить таким образом, по крайней мере, грубые ошибки в определении коэффициентов распределения Rh между минералом и расплавом. Показано, что в условиях буфера QFM при любых значениях температуры родий совместим со структурой шпинели (магнетита, хромита).

Благодарности. Автор признателен А.А. Арискину за конструктивное обсуждение результатов настоящей работы.

Источники финансирования. Работа выполнена в рамках Госзадания ИГЕМ РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Арискин А.А., Борисов А.А., Бармина Г.С.* Моделирование равновесия железо-силикатный расплав в базальтовых системах // *Геохимия*. 1992. № 9. С. 1231–1240.
- Borisov A., Danyushevsky L.* The effect of silica contents on Pd, Pt and Rh solubilities in silicate melts: An experimental study // *Eur. J. Mineral.* 2011. V. 23. P. 355–367.
- Borisov A., Lahaye Y., Palme H.* The effect of TiO₂ on Pd, Ni and Fe solubilities in silicate melts // *Amer. Mineral.* 2004. V. 89. P. 564–57.
- Borisov A., Palme H.* Solubility of Ir in silicate melts: New data from experiments with Ir₁₀Pt₉₀ alloys // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1995. V. 59. P. 481–485.
- Borisov A., Palme H.* Experimental determination of the solubility of Au in silicate melts // *Mineral. Petrol.* 1996. V. 56. P. 297–312.
- Borisov A., Palme H.* Experimental determination of the solubility of Pt in silicate melts // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1997. V. 61. P. 4349–4357.
- Borisov A., Palme H., Spettel B.* Solubility of palladium in silicate melts: Implications for core formation in the Earth // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1994. V. 58. P. 705–716.
- Bouhifd M.A., Jephcoat A.P.* The effect of pressure on partitioning of Ni and Co between silicate and iron-rich metal liquids: A diamond-anvil cell study // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2003. V. 209. P. 245–255.
- Brenan J.M., Bennett N.R., Zajacz Z.* Experimental results on fractionation of the highly siderophile elements (HSE) at variable pressures and temperatures during planetary and magmatic differentiation // *Rev. Mineral. Geochem.* 2016. V. 81. P. 1–87.
- Brenan J.M., Finnigan C.F., McDonough W.F., Homolova V.* Experimental constraints on the partitioning of Ru, Rh, Ir, Pt and Pd between chromite and silicate melt: The importance of ferric iron // *Chem. Geol.* 2012. V. 302–303. P. 16–32.
- Brenan J.M., McDonough W.F., Dalpé C.* Experimental constraints on the partitioning of rhenium and some platinum-group elements between olivine and silicate melt // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2003. V. 212. P. 135–150.
- Capobianco C.J., Hervig R.L., Drake M.* Experiments on crystal/liquid partitioning of Ru, Rh and Pd for magnetite and hematite solid solutions crystallizing from silicate melt // *Chem. Geol.* 1994. V. 113. P. 23–43.
- Ertel W., O'Neil H.St. C., Sylvester P.J., Dingwell D.B.* Solubility of Pt and Rh in haplobasaltic silicate melt at 1300°C // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1999. V. 63. P. 2439–2449.
- Fortenfant S.S., Günther D., Dingwell D.B., Rubie D.C.* Temperature dependence of Pt and Rh solubilities in a haplobasaltic melt // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2003. V. 67. P. 123–131.
- Jacob K.T., Priya S., Waseda Y.* Thermodynamic properties and phase equilibria for Pt-Rh alloys // *Metallurgical and Materials Transactions A*. 1998. V. 29. P. 1545–1550.
- Jones J.H., Drake M.J.* Geochemical constraints on core formation in the Earth // *Nature*. 1986. V. 322. P. 221–228.
- Holzheid A., Borisov A., Palme H.* The effect of oxygen fugacity and temperature on solubilities of nickel, cobalt and molybdenum in silicate melts // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1994. V. 58. P. 1975–1981.
- Kimura K., Lewis R.S., Anders E.* Distribution of gold and rhenium between nickel-iron and silicate melts: Implications for the abundances of siderophile elements on the Earth and Moon // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1974. V. 38. P. 683–701.
- Malavergne V., Charon E., Jones J. et al.* The formation of nuggets of highly siderophile elements in quenched silicate melts at high temperatures: Before or during the silicate quench? // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2016. V. 434. P. 197–207.
- McDonough W.F., Sun S.-s.* The composition of the Earth // *Chem. Geol.* 1995. V. 120. P. 223–253.
- Murthy V.R.* Early differentiation of the Earth and the problem of mantle siderophile elements: A new approach // *Science*. 1991. V. 253. P. 303–306.
- Murthy V.R., Karato S.* Core formation and chemical equilibrium in the Earth – II: Chemical consequences for the mantle and core // *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. 1997. V. 100. P. 87–95.
- Nakamura S., Sano N.* Solubility of platinum in molten fluxes as a measure of basicity // *Metallurgical and Materials Transactions B*. 1997. V. 28. P. 103–108.
- Righter K., Campbell A.J., Humayun M., Hervig R.L.* Partitioning of Ru, Rh, Pd, Re, Ir, and Au between Cr-bearing spinel, olivine, pyroxene and silicate melts // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2004. V. 68. P. 867–880.
- Shannon R.D.* Revised effective ionic radii and systematic studies of interatomic distances in halides and chalcogenides // *Acta Crystallographica*. 1976. V. A32. P. 751–767.
- Schmitt W., Palme H., Wanke H.* Experimental determination of metal/silicate partition coefficients for P, Co, Ni, Cu, Ga, Ge, Mo, and W and some implications for the early evolution of the Earth // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1989. V. 53. P. 173–185.
- Wiraseranee C., Okabe T.H., Morita K.* Dissolution Behavior of Rhodium in the Na₂O-SiO₂ and CaO-SiO₂ slags // *Metallurgical and Materials Transactions B*. 2013. V. 44. P. 584–592.
- Wood B.J., Walter M.J., Wade J.* Accretion of the Earth and segregation of its core // *Nature*. 2006. V. 441. P. 825–833.

Rhodium Solubility in Silicate Melts

A. A. Borisov

*Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy, and Geochemistry,
Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

All published data on Rh solubility in silicate melts were combined to obtain the equation connecting Rh solubility with temperature, oxygen fugacity and a melt composition. It is demonstrated that Rh is dissolved in a melt as Rh^{2+} in the entire experimental $f\text{O}_2$ range, from pure oxygen to QFM + 2 (QFM – quartz-magnetite-fayalite buffer). Temperature dependence of Rh solubility is anomalous. Similar to other noble metals solubilities, at fixed $f\text{O}_2$ the Rh solubility is increased with temperature increasing. Rh metal/silicate partition coefficient was calculated ($D_{\text{Me/Sil}}^{\text{Rh}} \approx 3.5 \times 10^7$) for the conditions expected for the Earth differentiation on core and mantle. It is demonstrated that the late chondritic veneer model is most suitable to explain high Rh contents in upper mantle rocks. Suggested equation allows to discard the experimental glasses contaminated with metallic Rh micronuggets and therefore to exclude at least rough errors in the determination of Rh partition coefficients between rock-forming minerals and melt.

Keywords: Rh, silicate melt, Earth accretion, spinel