СОДЕРЖАНИЕ

-

_

Том 28, номер 2, 2020

Реликты эоархейской континентальной коры Анабарского щита, Сибирский кратон	
Н. И. Гусев, Л. Ю. Сергеева, А. Н. Ларионов, С. Г. Скублов	115
Анортозиты Олонхудукского массива Байдарикского террейна Центрально-Азиатского складчатого пояса: геологическое положение, возраст	
И. К. Козаков, И. В. Анисимова, Е. Б. Сальникова, А. М. Ларин, В. П. Ковач, Ю. В. Плоткина, А. М. Федосеенко	139
Петрогенезис и возраст пород нижней платиноносной зоны Мончетундровского базитового массива, Кольский полуостров	
В. В. Чащин, Т. Б. Баянова, Е. Э. Савченко, Д. В. Киселева, П. А. Серов	150
Термобарометрия палеопротерозойских метаморфических событий центральной части Беломорского подвижного пояса, Северная Карелия	
В. М. Козловский, В. В. Травин, В. М. Саватенков, Л. Б. Терентьева, Е. Б. Сальникова, Е. Б. Курдюков	184
Геохимия и Nd-Sr-Os изотопная систематика мантийных ксенолитов из перидотитов субконтинентальной литосферной мантии в зоне сочленения Сибирского кратона и Центрально-Азиатского складчатого пояса	
Л. П. Никитина, А. Г. Гончаров, Е. С. Богомолов, Б. В. Беляцкий, Р. Ш. Крымский, В. С. Приходько, М. С. Бабушкина, А. А. Караман	210

УДК 550.42+552.42

РЕЛИКТЫ ЭОАРХЕЙСКОЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ АНАБАРСКОГО ЩИТА, СИБИРСКИЙ КРАТОН¹

© 2020 г. Н. И. Гусев^{*a*, *}, Л. Ю. Сергеева^{*a*}, А. Н. Ларионов^{*a*}, С. Г. Скублов^{*b*, *c*}

^аГеологический институт им. А.П. Карпинского, Средний просп., 74, Санкт-Петербург, 199106 Россия ^bИнститут геологии и геохронологии докембрия РАН, наб. Макарова, 2, Санкт-Петербург, 199034 Россия ^cСанкт-Петербургский горный университет, 21 линия, 2, Санкт-Петербург, 199106 Россия *e-mail: nikolay_gusev@vsegei.ru Поступила в редакцию 20.03.2019 г. После доработки 06.05.2019 г. Принята к публикации 27.09.2019 г.

В северной части Анабарского щита ортопироксеновые плагиогнейсы далдынской гранулитовой серии содержат линзы мафических пород, окруженные меланократовыми оторочками. По химическому составу мафические породы соответствуют умеренно-шелочным габбро, плагиогнейсы — гранодиоритам, контаминированные мафическим материалом оторочки – диоритам. Ортопироксеновые плагиогнейсы гранодиоритового состава характеризуются величинами 147 Sm/ 144 Nd = 0.1097, ε_{Nd} (T) = 1.6, T_{Nd}(DM) = = 3.47 млрд лет и образованы по анатектическим гранитоидам с возрастом 3.34 млрд лет. Мафические породы имеют высокие содержания Zr, Th, Pb, обогащены REE ($\Sigma REE = 636$ ppm) с высокой степенью фракционированности (La/Yb)_N = 17.73) и хорошо выраженным Еu-минимумом (Eu/Eu* = = 0.51), характеризуются значениями 147 Sm/ 144 Nd = 0.099, ε_{Nd} (T) = 1.4, T_{Nd} (DM) = 3.65 млрд лет. Предполагается, что образование этих пород происходило в результате кристаллизации расплава, поступившего из обогащенного мантийного (плюмового) источника. По результатам определения возраста U-Pb методом (SHRIMP-II) 50 зерен циркона из мафических пород установлена группа зерен с конкордантными возрастами от 3567 до 1939 млн лет, а также большое количество дискордантных значений. Множественные измерения в зернах циркона с дискордантными величинами позволяют выделить семь зерен эоархейского возраста с верхними пересечениями дискордий $3987 \pm 71 - 3599 \pm 33$ млн лет. Lu-Hf систематика в 14 зернах циркона характеризуется $\varepsilon_{Hf}(T) = +3.7$, близкими значениями $T_{Hf}(DM) = 3.95$ и $T_{Hf}^{C} = 3.93$ млрд лет, для наиболее древнего циркона – 3.99 млрд лет. Палеоархейские цирконы (3.57 млрд лет) характеризуются отрицательными величи-

нами $\epsilon_{Hf}(T) = -5.3$ и -6.8 и значениями $T_{Hf}(DM) = 3.92 - 3.98$ млрд лет и $T_{Hf}^{C} = 4.14 - 4.24$ млрд лет, указывающими на рециклинг ранее существовавшей континентальной коры эоархейского и хадейского возраста. Образование более позднего циркона (3287–2410 млн лет) также происходило в процессе переработки раннее существовавшей коры.

Ключевые слова: Анабарский щит, далдынская серия, эоархей, палеоархей, гранулиты, циркон, U-Pb возраст SHRIMP-II, Sm-Nd и Lu-Hf изотопные системы **DOI:** 10.31857/S086959032002003X

введение

Анабарский щит на севере Сибирского кратона сложен преимущественно породами гранулитовой фации метаморфизма далдынской и верхнеанабарской серий архейского возраста и хапчанской серии раннего протерозоя. Изучение циркона в древних породах является наиболее эффективным инструментом для познания процессов формирования и эволюции ранней земной коры (Hawkesworth et al., 2017; Trail, 2018). Уже на ранних этапах изучения пород Анабарского щита U-Pb датированием циркона было установлено два этапа гранулитового метаморфизма: первый — в архее (2.75 ± 0.05 млрд лет), второй — в

¹ Дополнительная информация для этой статьи доступна по doi 10.31857/S086959032002003Х для авторизованных пользователей.

раннем протерозое (1.97 ± 0.02 млрд лет) (Архей ..., 1988). По данным изучения Sm-Nd изотопных систем и U-Pb возраста цирконов в архейских породах Анабарского щита выделяется несколько эпизодов корово-мантийного взаимодействия — 3.15-3.12, 2.99, 2.89, 2.79, 2.70 млрд лет (Гусев, 2013). По результатам изучения U-Pb и Lu-Hf изотопных систем детритового циркона из современного аллювия Анабарского щита фиксируется три основных периода магматической активности: 3.4-3.0, 2.8-2.4, 2.0-1.8 млрд лет (Paquette et al., 2017). Возраст мощных тектонотермальных процессов – 2.9–2.85, 2.75–2.7, 2.0–1.95 млрд лет подтверждается данными U-Pb и Lu-Hf изотопных систем цирконов из гранулитовых ксенолитов в кимберлитах Анабарской провинции (Shatsky et al., 2018). Существенным является то, что протерозойский гранулитовый метаморфизм проявлен в породах повсеместно, что скрывает более ранние события. Именно с ранепротерозойским этапом связано формирование ультравысокотемпературных сапфиринсодержащих парагнейсов Анабарского щита (Ножкин и др., 2018), в которых возраст ядер наиболее молодого детритового циркона составляет 2.2 млрд лет.

Глубокий и неоднократно проявленный метаморфизм сильно затрудняет определение времени формирования исходного субстрата гранулитов. Исходные породы гранулитов и их первичный циркон обычно перекристаллизованы, изотопные системы часто нарушены, поэтому определение состава и возраста первичных пород гранулитов является проблематичным. В настоящее время на Земле сохранилось только 5% архейской коры, возраст которой более 3 млрд лет (Hawkesworth et al., 2017). Еще реже встречаются эоархейские образования (более 3.6 млрд лет), а хадейские породы идентифицированы пока только в Канаде (гнейсы Акаста; Reimink et al., 2016). Вещество доархейской коры в настоящее время присутствует в виде детритового эоархейского циркона в осадочных породах или в виде магматического циркона в эоархейских плутонических породах. Возраст кристаллизации древних пород часто является спорным, в связи с возможным присутствием в одном образце нескольких генераций циркона, что связано с такими процессами, как метаморфическая рекристаллизация, вторичные обрастания, субсолидусные изменения и растворение, потеря Pb в результате нарушения изотопных систем. Кроме того, древние породы испытывали многочисленные термальные воздействия, и цирконы из этих пород обычно имеют сложную структуру. Целью статьи является обоснование существования эоархейской континентальной коры Сибирского кратона на основании результатов изучения U-Pb возраста, микроэлементного состава и Lu-Hf систематики циркона из глубокометаморфизованных палеоархейских образований далдынской серии Анабарского щита.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

Многочисленные определения U-Pb возраста циркона и изучение Sm-Nd изотопных систем (Липенков и др., 2016; Гусев и др., 2016, 2017) показали, что среди архейских пород Анабарского щита наиболее распространены гранулиты, возраст исходных пород которых составляет 3.0-2.8 млрд лет. Реже встречаются мигматизированные мафические кристаллосланцы, лейкосома в которых представлена эндербитами с возрастом 3.34 млрд лет (Степанюк и др., 1993), при этом возраст протолита мафических кристаллосланцев оставался неясным. В настоящей работе охарактеризованы наиболее древние породы, обнаруженные на севере Анабарского щита в гранулитах верхнего течения р. Налим Рассоха (рис. 1). Здесь в составе далдынской серии выделена монотонная толща орто- и двупироксеновых плагиогнейсов с линзами мафических, ультрамафических и плагиоклазовых кристаллосланиев, мошностью первые сотни метров и протяженностью до нескольких километров. Мафические кристаллосланцы содержатся также в плагиогнейсах в виде разного размера линзовидных тел, окруженных оторочками меланократовых гнейсов. Пример таких пород показан на рис. 2.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Содержания петрогенных и редких элементов в породах определены методами XRF и ICP-MS в лаборатории ФГБУ ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург). Погрешности определения методом XRF не превышают 5 отн. %. Пределы обнаружения редких элементов составляют от 0.005 до 0.1 ррт. Точность анализа в среднем — 2—7 отн. %. Определение состава минералов проводилось в прозрачно-полированных шлифах на электронном микроскопе CamScan MV2300 с энергодисперсионным спектрометром Link ISIS-300.

U-Рь датирование циркона осуществлялось на ионном микрозонде SHRIMP-II в Центре изотопных исследований (ЦИИ) ВСЕГЕИ по общепринятой методике (Williams, 1998). Для выбора участков (точек) датирования использовались оптические (в проходящем и отраженном свете) и катодолюминесцентные изображения (CL), отражающие внутреннюю структуру и зональность цирконов. Интенсивность первичного пучка молекулярного кислорода составляла 4 нА. диаметр пятна (кратера) – 25 мкм при глубине 2 мкм. Обработка полученных данных осуществлялась с использованием программы SQUID (Ludwig, 2000). U-Pb отношения нормализовались на значение 0.0668 для стандартного циркона TEMORA с возрастом 416.75 млн лет (Black et al., 2003). По-



Рис. 1. Схема геологического строения Анабарского щита.

1–3 – метаморфические образования архея и раннего протерозоя: 1 – далдынская серия, 2 – верхнеанабарская серия, 3 – хапчанская серия; 4 – раннепротерозойские зоны смятия; 5 – интрузивные образования: а – анортозиты, б – габброиды; 6 – автохтонные и параавтохтонные гранитоиды; 7 – главные разломы: а – крутопадающие, б – надвиги; 8 – платформенный чехол; 9 – участок с эоархейскими кристаллосланцами, координаты: 70°26′49.9″ с.ш., 109°31′14.7″ в.д.

грешности единичных анализов (отношений и возрастов) приводятся на уровне 1 σ , погрешности вычисленных значений конкордантных возрастов и пересечений с конкордией — на уровне 2 σ . Построение графиков проводилось с помощью программы ISOPLOT/ET (Ludwig, 1999).

Анализ редких элементов в цирконе выполнен методом масс-спектрометрии вторичных ионов на ионном микозонде Cameca IMS-4f в Ярославском филиале Физико-технологического института РАН, процедура исследования приведена в работе (Федотова и др., 2008). Точность определения составляет <10% для содержаний элементов более 0.1 ppm и 30–50% при концентрациях менее 0.1 ppm.

Определение Lu-Hf изотопного состава циркона проведено методом ICP-MS с лазерной абляцией с применением 193 нм ArF лазера COM-Pex-102, системы абляции DUV-193 и мультиколлекторного масс-спектрометра с ионизацией в индуктивно связанной плазме ThermoFinnigan Neptune в ЦИИ ВСЕГЕИ по методике, описанной в работе (Griffin et al., 2000). Конфигурация коллекторов позволяла одновременно регистри-

ПЕТРОЛОГИЯ том 28 № 2 2020

ровать изотопы ¹⁷²Yb, ¹⁷⁴Yb, ¹⁷⁵Lu, ¹⁷⁶Hf, ¹⁷⁷Hf, ¹⁷⁸Hf, ¹⁷⁹Нf. Для коррекции масс-дискриминации использовалось одно нормализующее отношение $(^{178}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})$. Корректное значение ¹⁷⁶Hf было по-лучено путем вычитания ¹⁷⁶Yb и ¹⁷⁶Lu (измерялись свободные от наложений ¹⁷²Yb и ¹⁷⁵Lu) (Капитонов и др., 2007). Анализ изотопного состава выполнен в точках U-Pb датирования, но диаметр кратера составлял ~50 мкм, а глубина - 20-40 мкм. За период измерений средние величины ¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf для цирконовых стандартов составили 0.282701 ± 35 (TEMORA, n = 6), 0.282497 ± 27 (Mud Tank, n = 5) и 0.282009 ± 23 (GJ-1, n = 7). Эти величины соответствуют опубликованным значениям для стандартов: TEMORA – 0.282680 ± 24 (Woodhead et al., 2004), Mud Tank $- 0.282504 \pm 44$ (Woodhead, Hergt, 2005) и GJ-1 – 0.282015 \pm 19 (Elhlou et al., 2006). При обработке данных принята постоянная распада 176 Lu = 1.865×10^{-11} лет⁻¹ (Scherer et al., 2001). Для расчета $\varepsilon_{\rm Hf}$ использованы хондритовые величины: $^{176}Lu/^{177}Hf = 0.0332$ и 176 Hf/ 177 Hf = 0.282772 (Blichert-Toft, Albarede, 1997). Нf модельный возраст определен относи-



Рис. 2. Приполированные образцы из зоны контакта мафических кристаллосланцев (1) с лейкоплагиогнейсами (3) и полосы переходных пород (2).

1 – двупироксеновые кристаллосланцы (пр. 607, $T_{Nd}(DM) = 3.65$ млрд лет), 2 – контаминированные двупироксеновые гнейсы (пр. 607A, $T_{Nd}(DM) = 3.67$ млрд лет); 3 – ортопироксеновые лейкоплагиогнейсы (пр. 607B, $T_{Nd}(DM) = 3.47$ млрд лет).

тельно деплетированной мантии (DM) с параметрами: ${}^{176}Lu/{}^{177}Hf = 0.0384$ и ${}^{176}Hf/{}^{177}Hf = 0.28325$ (Chauvel, Blichert-Toft, 2001). Поскольку модельный возраст циркона $T_{Hf}(DM)$ представляет собой минимальный возраст источника расплава, из которого он кристаллизовался, также был рассчи-

тан по двухстадийной модели возраст T_{Hf}^{C} , полученный проецированием инициального ¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf циркона к линии деплетированной мантии с использованием среднекоровой величины ¹⁷⁶Lu/¹⁷⁷Hf = 0.015 (Griffin et al., 2000).

Изотопный Sm-Nd состав изучен с применением стандартных процедур выделения элементов, изотопные измерения осуществлены с помощью масс-спектрометра ThermoFinnigan MAT TRITON (ЦИИ ВСЕГЕИ). При расчете величин $\varepsilon_{Nd}(T)$ использовались следующие значения современных изотопных отношений для однородного хондритового резервуара (CHUR): ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd = 0.1967 и ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd = 0.512638 (Jacobsen, Wasserburg, 1984). Одностадийный модельный возраст Т_{Nd}(DM) рассчитан относительно деплетированной мантии с параметрами ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd = 0.2136 и ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd = 0.51315 (Goldstein, Jacobsen, 1988). Символы минералов приведены по (Whitney, Evans, 2010).

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Петрография пород изучалась в шлифах, состав породообразующих и рудных минералов – методом SEM EDS. *Ксенолиты меланократовых двупироксеновых кристаллосланцев* (пр. 607) по химическому составу соответствуют щелочным базитам. Минеральный состав: плагиоклаз ($Ab_{61.14}An_{36.12}Or_{2.74}$) – 40–45 об. %, клинопироксен авгитового ряда ($En_{37.31}Fs_{18.41}Wo_{44.28}$) – 20–25 об. %, ортопироксен ($En_{56.10}Fs_{45.23}Wo_{1.38}$) – 5–7 об. %, бурая роговая обманка – магнезиогастингсит (содержит K₂O 2–3 мас. % и TiO₂ 1.7–2.5 мас. %) – 15–20 об. %, Сг-содержащий ($Cr_2O_3 0.6-1$ мас. %) магнетит – 10 об. %, Мп-содержащий (MnO 1.18– 1.82 мас. %) ильменит – 2 об. %, единичные зерна апатита, циркона, монацита и чешуйки наложенного биотита. Величина X_{Mg}^2 убывает в последовательности: клинопироксен 0.67, ортопироксен 0.58, амфибол 0.44. В пироксенах отмечается со-

 $[\]overline{{}^2 X_{\rm Mg}} = {\rm Mg}^{2+}/({\rm Mg}^{2+} + {\rm Fe}^{2+})$ в форм. ед.



Рис. 3. Мультиэлементные диаграммы для гранулитов. 1 – двупироксеновые кристаллосланцы (пр. 607), 2 – контаминированные двупироксеновые гнейсы (пр. 607А); 3 – ортопироксеновые лейкоплагиогнейсы (пр. 607В). Нормализация содержаний проведена на состав примитивной мантии и хондрита по (Sun, McDonough, 1989).

держание MnO: Орх – 0.53–1.08 мас. %, Срх – 0.44-0.49 мас. %.

Лейкократовые плагиогнейсы (пр. 607В) имеют тоналит-гранодиоритовый состав: антипертитовый плагиоклаз ($Ab_{71,34}An_{25,92}Or_{2,75}$) – 50–55 об. %, кварц — 30—33 об. %, ортоклаз ($Ab_{9.59}Or_{90.41}$) — 9— 10 об. %, сгустки крупных выделений ортопироксена ($En_{61.98}Fs_{36.76}Wo_{1.26}$) — 10 об. %, хромсодержащий (Cr₂O₃ 1.42 мас. %) магнетит – 3 об. %, ильменит -1 об. %, в единичных зернах присутствуют апатит, циркон, монацит.

Контаминированные двупироксеновые гнейсы (пр. 607А) содержат две генерации андезинового плагиоклаза: раннюю (An₄₃) с антипертитовыми вростками и более однородную позднюю $(Ab_{67.80} An_{29.12} Or_{3.08})$, в сумме составляющие 55-60 об. %, ортопироксен (En_{59.06}Fs_{39.62}Wo_{1.32}) -12 об. %, клинопироксен авгитового ряда $(En_{38.58}Fs_{17.39}Wo_{44.04}) - 7 - 10$ об. %, бурую роговую обманку -2-3 об. %, кварц -5%, Сг-содержащий (Cr₂O₃ 1.56–2.24 мас. %) магнетит – 5 об. %, Мп-содержащий (MnO 0.88-2.01 мас. %) ильменит -1 об. %, апатит и единичные чешуйки биотита. В пироксенах отмечается снижение содержания MnO от орто- к клинопироксенам: Opx - 0.66 - 0.81 мас. %, *Срх* – 0.27–0.45 мас. %.

Магнезиальность ортопироксенов наиболее высокая в ортогнейсах ($X_{Mg} = 0.67$), минимальная — в мафических ксенолитах ($X_{Mg} = 0.58$) и промежуточная ($X_{Mg} = 0.63$) в контаминированных гнейсах. Клинопироксены также более магнезиальные в контаминированных гнейсах ($X_{Mg} = 0.72$), чем в мафических ксенолитах ($X_{Mg} = 0.67$), в плагио-гнейсах клинопироксен отсутствует.

Геохимические особенности. Мафические кристаллосланцы (пр. 607) отличаются низким содержанием SiO₂ 44.7 мас. % (табл. 1), высокими содержаниями железа (Fe₂O₃ = 8.94, FeO = 8.69 мас. %) и магния 8.27 мас. % (Mg $\#^3$ = 46.8), повышенной щелочностью (в мас. %): Na₂O = 2.49 и K₂O = 0.9. На TAS-диаграмме (Петрографический кодекс, 2009) породы относятся к умерено-щелочной серии. При нормализации содержаний редких элементов на состав примитивной мантии (рис. 3а) отмечаются положительные аномалии Th, La, Ce, Pb, Nd, отрицательные – Ta, Nb, Ti, Sr, P. Кристаллосланцы имеют высокие концентрации Th, Zr и обогащены REE ($\Sigma REE = 636$ ppm) при высокой степени фракционированности (La/Yb)_N = 17.73) и хорошо выраженном Еu-минимуме (Eu/Eu^{*4} = 0.51). что может указывать на фракционирование в условиях континентальной коры (Тейлор, Мак-Леннан, 1988). Повышенные содержания Cr = = 1010 ppm и Ni = 235 ppm, низкие величины отношений MgO/CaO = 0.83, $P_2O_5/TiO_2 = 0.15$ дают основание предполагать в качестве протолита магматические породы основного состава (Werner, 1987).

Ортопироксеновые лейкоплагиогнейсы (пр. 607В) по химическому составу (табл. 1) соответствуют гранодиоритам (в мас. %): $SiO_2 = 69.2$, $Na_2O = 3.8, K_2O = 1.61$ с невысоким содержанием $Al_2O_3 = 14.9$ мас. % (ASI⁵ = 1.05). Отмечается повышенная магнезиальность пород Mg# = 52.1, высокие содержания фемафильных элементов: $FeO^{tot} + MgO + MnO + TiO_2 = 6.82 \text{ mac. }\%, \text{ Ni} =$ = 17 ppm, Cr = 67.7 ppm, низкая концентрация

ПЕТРОЛОГИЯ том 28 Nº 2 2020

 $[\]overline{{}^{3}$ Mg# = Mg/(Mg + Fe) в молекулярных количествах. 4 Eu/Eu* = Eu_N/[Sm_N × Gd_N]^{1/2} , Ce/Ce* = Ce_N/[La_N × × Pr_N]^{1/2} , где Eu_N, Sm_N, Gd_N ...(Lu/Gd)_N – содержания и отношение содержаний элементов нормализованны к хондриту.

 $^{^{5}}$ ASI (aluminium saturation index) = Al₂O₃/(CaO + Na₂O + + К₂О) в молекулярных количествах.

Таблица 1. Содержания петрогенных (мас. %) и редких (ppm) элементов в гранулитах

Компоненты	607	607A	607B
SiO ₂	44.7	57.4	69.2
TiO ₂	1.37	0.86	0.5
Al_2O_2	12.8	15.6	14.9
Fe ₂ O ₂	8 94	4 66	2 14
FeO	8 69	4.00	1 71
MnO	0.23	0.16	0.06
MgO	8.25	5.13	2 22
CaO	10.0	6 59	3 52
Na ₂ O	2 49	3.97	3.8
K ₂ O	0.9	0.76	1.61
	0.9	0.70	0.12
$\Gamma_{2}O_{5}$	0.21	0.15	0.12
<u>11.11.11.</u>	0.16	<0.1	<0.1
Сумма	98.8	99.4	99.8
Th	47.3	2.21	1.29
U	1.35	0.18	0.29
Rb	6.06	2.67	23.7
Ba	224	649	841
Sr	97.1	344	351
La	147	38.0	27.9
Ce	288	71.6	50.0
Pr	32.1	8.83	5.69
Nd	107	34.5	20.3
Sm	15.9	7.04	3.71
Eu	2.61	1.89	1.15
Gd	15.3	6.29	3.21
Tb	2.02	1.07	0.50
Dy	10.9	6.42	2.58
Но	2.12	1.35	0.57
Er	6.11	4.05	1.49
Tm	0.89	0.6	0.19
Yb	5.59	3.76	1.33
Lu	0.77	0.58	0.23
Zr	351	149	338
Hf	9.17	3.89	8.69
Та	1.14	0.29	0.18
Nb	17.3	7.27	3.78
Y	59.6	36.9	14.7
Cr	1010	259	67.7
V	224	125	56.5
Ni	235	75.4	17.0
Co	57.9	32.1	11.1
Sc	46.6	15.5	5.36
Cu	16.0	55.1	24.9
Zn	209	157	75.1
Pb	14.8	8.75	12.0
Be	1.14	1.06	0.50
Ga	26.8	22.1	19.4
Mø#	46.8	52.2	52.1
Eu/Eu*	0.51	0.87	1.02
$(La/Yb)_{y}$	17.7	6.81	1.02
$\Sigma R F F$	636	186	110
	050	100	117

Y = 14.7 ррт и невысокие отношения (La/Yb)_N = 14 и Sr/Y = 24. При нормализации содержаний на состав примитивной мантии (рис. 3) отмечаются положительные аномалии Ba, La, Pb, Zr, отрицательные – Th, U, P, Nb, Ta, Ti. Содержание REE относительно невысокое ($\Sigma REE = 119$ ppm), степень фракционированности равна 14, Eu-минимум отсутствует (Eu/Eu* = 1.02).

Контаминированные *двупироксеновые гнейсы* по химическому составу (табл. 1) соответствуют диоритам (в мас. %): SiO₂ = 57.4, Na₂O = 3.97, K₂O = = 0.76. Породы метаглиноземистые (ASI = 0.81) с такой же как в лейкоплагиогнейсах магнезиальностью (Mg# = 52.2), но более высокими содержаниями Nd, Sm, Y и HREE. В них выше чем в лейкоплагионейсах содержание REE ($\Sigma REE = 186$ ppm), слабо выражен Еu-минимум (Eu/Eu* = 0.87) и степень фракционированности REE (La/Yb)_N = 6.8).

Изучение Sm-Nd системы пород показывает, что она характеризуется низкими величинами отношения $^{147} \rm Sm/^{144} Nd = 0.0998 - 0.1246$, значениями $\epsilon_{\rm Nd}(T)$ от - 0.6 до +1.6 и модельным возрастом протолита $T_{\rm Nd}(DM)$ от 3.65–3.67 млрд лет в двупироксеновых мафических ксенолитах и контаминированных гнейсах до 3.47 млрд лет в лейкоплагиогнейсах (табл. 2).

U-Pb датирование и геохимия циркона. Датирование циркона выполнено для всех трех разностей пород: мафических двупироксеновых кристаллосланцев, двупироксеновых гнейсов и ортопироксеновых лейкоплагиогнейсов.

Циркон из двупироксеновых кристаллосланцев (пр. 607) представлен бесцветными, желтоватыми, розоватыми, прозрачными призматическими и овальными зернами полигенного строения. Длина кристаллов составляет 108-370 мкм, коэффициент удлинения 1.2-3.2. Свечение слабое (CL), выделяются ядра циркона с грубой, пятнистой, секториальной, реже ритмичной, зональностью, по периферии развиты темно-серые до черных оторочки. На границе черных оторочек и ядер иногда сохраняются тонкие яркие прерывистые оболочки. На первом этапе была изучена U-Pb изотопная система для 49 зерен, в основном по ядрам циркона. В результате был получен широкий диапазон значений ²⁰⁷Pb-²⁰⁶Pb возраста 3838–1928 млн лет. значительная часть из которых оказалась лискордантной. В дополнение к единичным анализам было проанализировано 13 зерен с дискордантными значениями возраста еще в 66 точках, в общей сложности проведено 105 определений (Suppl. 1, $ESM_{1.xls}^{6}$. Некоторые анализы не образуют каких-либо закономерных кластеров и дискордий, но по семи зернам на основании не менее трех анализов в каждом зерне, получены статистиче-

⁶ Результаты U-Pb (SHRIMP-II) анализов циркона представлены в таблице ESM_1.xls (Suppl. 1) к русской и английской онлайн-версиям статьи на сайтах https://elibrary.ru/ и http://link.springer.com/ соответственно.

Номер пробы	Возраст, млн лет	Sm, ppm	Nd, ppm	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	$\varepsilon_{Nd}(T)$	T _{Nd} (DM), млрд лет	T _{Nd} (DM-2st), млрд лет
607	3600	18.0	109	0.0998	0.510402	1.4	3.65	3.67
607A	3400	7.03	34.1	0.1246	0.510987	-0.6	3.67	3.66
607B	3400	3.87	21.3	0.1097	0.510765	1.6	3.47	3.48

Таблица 2. Изотопный состав самария и неодима в гранулитах

Примечание. Номера проб соответствуют таковым на рис. 2.

Таблица 3. Возрасты пересечений дискордий для зерен циркона с несколькими определениями U-Pb возраста

Номера анализов в зернах циркона	Исключенные анализы	Нижнее пересечение, млн лет	±2σ	Верхнее пересечение, млн лет	±2σ	СКВО
6.1-6.2	0 из 2	1978	200	3943	59	0.00
28.1 - 28.7	1 из 7	1243	400	3048	82	2.50
34.1-34.3	0 из 3	2042	250	3995	87	0.13
35.1-35.3	0 из 3	1884	1300	3228	820	11.8
36.1-36.4	0 из 4	2332	180	3844	940	0.90
41.1-41.3	0 из 3	1999	72	3645	51	0.71
43.1-43.9	2 из 9	2002	140	3647	110	2.40
44.1-44.5	0 из 5	1728	67	3117	65	0.76
45.1-45.6	0 из б	1794	45	2721	140	0.77
46.1-46.5	0 из 5	1807	100	2641	490	1.90
47.1-47.5	0 из 5	2646	81	3879	110	0.98
48.1-48.5	1 из 5	1953	49	3765	130	0.71
49.1-49.5	0 из 5	1904	42	3207	150	2.40
50.1-50.6	0 из б	2304	77	3282	94	2.00

Примечание. Номера анализов соответствуют таковым на рис. 4 и в Suppl. 1.

ски достоверные линейные тренды (дискордии), а также их верхние и нижние пересечения с линией конкордии (СКВО < 1, табл. 3). По пяти зернам получены менее достоверные данные (СКВО = = 1.9-2.8) и по одному зерну значение СКВО составляет 11.8. Среди достоверных данных наибольший интерес представляют дискордии по верхним пересечениям с линией конкордии для цирконов с эоархейским возрастом (>3600 млн лет). Большинство дискордий по нижним пересечениям имеют палеопротерозойские значения возраста, что объясняется потерями радиогенного свинца в процессе палеопротерозойского и лишь в одном случае (зерно с анализами в точках 47.1-47.5) – неоархейского метаморфизма.

Эоархейские цирконы представлены семью зернами, по которым дискордии по верхнему пересечению с конкордией дают эоархейские значения возраста. Их изображения помещены в верхней части рис. 4. Пять анализов, выполненные по двум зернам 6 и 34 (см. в верхней левой части рис. 4), образуют линию дискордии с верхним пересечением 3987 ± 71 (эоархей) и нижним пересечением 2071 ± 180 млн лет (рис. 5), соответствующим возрасту раннепротерозойского гранулитового метаморфизма.

В точке анализа 34.1 по 207 Pb/ 206 Pb отношению получено максимальное значение возраста 3838 \pm

 \pm 10 млн лет ($D^7 = 10\%$), два других анализа показывают меньший возраст и большую дискордантность.

Более информативным является зерно эллипсоидальной формы с анализами в точках 6.1 и 6.2 (рис. 6). Оно содержит полигенное ядро и отчетливо выраженные оболочки. В верхней части CL-изображения вокруг ядра видна тонкая белая кайма, обшая внешняя оболочка – черная. В оптическом изображении в верхней половине зерна выделяется изогнутое гладкое латунно-желтое ядро, которое в нижней части сменяется цирконом розоватосерого цвета с шагреневой поверхностью, видимо, за счет микровключений и двух черных включений магнезиального биотита (Bt). По данным микрозондового анализа биотита: железистость $X_{\rm Fe} = 0.34 - 0.41$, содержание общего Al = 2.41 -2.54 apfu, Ti = 0.51-0.60 apfu. В CL-изображении в верхней половине зерна заметно тонкополосчатое строение (зональность), свойственное магматическому циркону, нижняя половина – черная однородная. Присутствие включений биотита дает основание предполагать перекристаллизацию нижней половины зерна циркона в условиях амфиболитовой фации метаморфизма.

⁷ *D*, % – дискордантность: *D* = 100[(Возраст (²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb))/ (Возраст(²⁰⁶Pb/²³⁸Pb)) – 1].



Рис. 4. Катодолюминесцентные (CL) изображения и возраст циркона из двупироксеновых кристаллосланцев (пр. 607). Белыми окружностями обозначены аналитические кратеры с номерами точек анализа, в числителе – номера точек анализа, в знаменателе – ²⁰⁷Pb-²⁰⁶Pb возраст. Диаметр кратера составляет 20–30 мкм.



Рис. 5. Диаграмма ²⁰⁷U/²³⁵U-²⁰⁶Pb/²³⁸U для циркона из двупироксеновых кристаллосланцев (пр. 607). N – количество анализов. Эллипсы сплошными линиями – результаты измерений, использованные для построения дискордий, и конкордантные значения возраста, полученные по нескольким анализам. Пунктирные эллипсы – все прочие результаты измерений. Цифры п/ж – номера точек анализов зерен циркона.

В зональной части зерна (точка анализа 6.1) график распределения REE почти совпадает с таковым для магматического циркона из гранитоидов по (Hoskin, 2005), но существенно отклоняется от графика циркона из мафических пород по (Malitch et al., 2010) по причине более низкой концентрации REE (рис. 6). В нем относительно низкая концентрация (в ppm) Hf = 8306, но высокие Y = 1047, U = 208 и отношения Th/U = 0.45, $(Yb/Gd)_N = 16$ (табл. 4). В перекристаллизованном участке (точка анализа 6.2) ниже концентрация (в ppm) Y = 556, но выше Hf =11192, Li = 17.6 и U = 1339, низкая величина отношения Th/U == 0.08 и высокая U/Ce = 190, что характерно для метаморфического циркона (Marsh et al., 2015; Rubatto, 2017). Этот циркон обеднен L- и MREE, большая величина отношения (Yb/Gd)_N = 155 указывает на отсутствие граната в парагенезисе при перекристаллизации циркона и подкрепляет предположение о росте нижней части зерна в условиях амфиболитового метаморфизма (Rubatto, 2017).

В зерне 47 (точки анализов 47.1–47.5) (CL) – ядро серого метаморфического циркона (точка анализа 47.4) содержит реликты черного (точки анализа 47.2, 47.3, 47.5) и белого (точка анализа 47.1) циркона. По пяти анализам получена линия дискордии с верхним пересечением 3879 ± 110 и нижним – 2646 ± 81 млн лет (CKBO = 0.98), которое соответствует позднеархейскому метаморфизму. В средней части зерна, вблизи точки анализа 47.4 с возрастом 2934 ± 22 млн лет, вытянутое включение клинопироксена ($En_{41.02}Fs_{16.04}Wo_{42.94}$; $X_{Mg} = 0.72$) по составу подобно авгиту в контаминированных ортогнейсах, что дает основание считать метаморфизм гранулитовым.

Зерно 36 (точки анализов 36.1–36.4) дает верхнее пересечение линии дискордии 3844 \pm 940 и нижнее – 2332 \pm 180 млн лет (СКВО = 0.90). В ядерной части зерна присутствуют многочисленные включения плагиоклаза, по составу (шесть микрозондовых анализов) соответствующих андезину ($Ab_{61.61}An_{33.73}Or_{4.66}$), иногда с содержанием FeO = 0.22–0.60 мас. %. Рост этого циркона, вероятно, происходил в процессе эндербитизации

ПЕТРОЛОГИЯ том 28 № 2 2020



Рис. 6. Эоархейский циркон и диаграмма распределения REE. (а) – оптическое изображение циркона (*Bt* – включения биотита), (б) – катодолюминесцентное. Белым пунктиром показана область измерений, в числителе – номера точек анализа, в знаменателе – ²⁰⁷Pb-²⁰⁶Pb возраст. (в) – график среднего состава магматического циркона по (Hoskin, 2005). Поле – состав циркона из основных пород Хараелахского массива, Норильский район (Malitch et al., 2010).

пород в благоприятных условиях для кристаллизации плагиоклаза.

Еще три зерна с анализами в точках 48.1–48.5, 41.1–41.3 и 43.1–43.9 – черные в CL-изображении и однородные в ядрах – дают дискордантный возраст по верхним пересечениям около 3.6–3.7 млрд лет.

Палеоархейские значения возраста образуют два возрастных кластера: раннепалеоархейский и позднепалеоархейский. Раннепалеоархейские значения, близкие к рубежу с эоархеем, получены по четырем зернам (третий сверху ряд на рис. 4), одно из которых (анализ в точке 4.1) конкордантное. Отчетливая грубая зональность проявлена в зерне 12 (анализ в точке 12.1), в остальных зернах она проявлена слабо. По четырем анализам получено верхнее пересечение линии дискордии, соответствующее возрасту 3599 \pm 33 млн лет, нижнее — 1674 \pm 210 млн лет (CKBO = 2.2). Характерно низкое содержание Hf = 5959 - 7390 ppm, величина отношения Th/U = = 0.36-0.72 подобна таковой, наблюдаемой в цирконе магматических пород. На диаграмме REE (рис. 7а) циркон (точка анализа 4.1) наиболее приближен по конфигурации к магматическому типу из гранитоидов по (Hoskin, 2005), другие зерна из этого кластера обогащены LREE и характеризуются низкой величиной Се/Се* = 2.57-4.03. По количественной оценке химических изменений циркона (индекс LREE-I⁸ по (Bell et al., 2016), зерна с точками анализов 4.1 и 22.1 – первично магматические (LREE-I = 38-51), зерна с точками анализов 12.1 и 32.1 – измененные (LREE-I = 16–19). В зерне с анализом в точке 22.1 высокое содержание Ті указывает на возможный UHT-метаморфизм (температура по Ті-термометру (Watson, Harrison, 2005) равна 1008°С) или на то, что рост метаморфического циркона происходил совместно с рутилом (Harley, Kelly, 2007).

Позднепалеоархейские конкордантные значения имеют зерна 8 и 2 (анализ в точках 8.1 ($3287 \pm \pm 8$ млн лет) и 2.1 (3243 ± 3 млн лет)), а также три зерна с дикордантным возрастом около 3.2 млрд лет – в точках: 35.1-35.3 (3228 ± 820 млн лет; СКВО = = 11.8), 49.1-49.5 (3207 ± 150 млн лет; СКВО = 2.4); 50.1-50.6 (3282 ± 94 млн лет; СКВО = 2.0) (рис. 4).

Конкордантные значения отличаются между собой примерно на 40 млн лет. Более древнее зерно (анализ в точке 8.1) в ядре имеет секториальную зональность и характеризуется содержаниями (в ppm): Th = 85, U = 139, Hf = 8448, Y = 746, $\Sigma REE = 465 \text{ H Th}/U = 0.61, Eu/Eu^* = 0.14, Ce/Ce^*$ = 35.20, (Sm/La)_N = 98.12. График REE (рис. 7б) очень близок таковому для магматического типа циркона из гранитоидов, отмечается только выполаживание спектра HREE, особенно заметное на участке Er–Lu. Низкое отношение $(Yb/Gd)_N =$ = 12.3 указывает на возможный парагенезис с гранатом. Зерно с анализом в точке 2.1 имеет слабо выраженную размытую грубую зональность и обогащено Th, U, Hf, Y, HREE, P, Nb. В этом анализе отмечается низкое отношение Th/U = 0.08 и высокое отношение U/Ce = 196 – что характерно для метаморфического циркона. Обогащение У и HREE $(Yb/Gd)_N = 33.8$ по сравнению с анализом в точке 8.1, возможно, связано с замещением граната

ПЕТРОЛОГИЯ том 28 № 2 2020

⁸ LREE-I = (Dy/Nd) + (Dy/Sm).

Габлица 4.	Содеру	кание р	едких и	і редкоз	емельна	ых элем	снтов (ј	ppm) в I	энохдит	0										
THINGTON							Пр. б	607 — дв	упирок	сеновые	з криста	илосла	нцы							
UICMCH116	1.1	2.1	3.1	4.1	5.1	6.1	6.2	7.1	8.1	11.1	12.1	13.1	14.1	15.1	16.1	20.1	20.2	21.1	22.1	
La	5.24	0.25	10.3	0.15	0.13	0.40	0.13	4.67	0.07	0.04	0.86	0.06	3.12	0.05	0.50	1.64	0.44	0.26	2.48	ſ
Ce	41.3	10.5	39.7	28.3	13.4	24.0	7.04	43.4	12.8	11.1	8.47	11.7	42.9	9.05	13.6	6.60	40.5	41.9	18.3	LJ I
Pr	3.05	0.16	2.43	0.44	0.08	0.17	0.06	2.03	0.11	0.19	0.52	0.07	2.22	0.13	0.23	0.53	0.23	0.20	1.20	. ¥ I ſ
Nd	16.8	1.63	14.6	7.04	1.02	2.13	0.31	9.99	1.96	3.65	4.60	1.27	18.7	2.63	3.63	3.01	1.38	1.55	8.05	11
Sm	8.91	4.85	13.3	12.3	1.82	4.13	0.46	4.58	4.15	7.22	4.47	2.75	17.1	5.46	8.55	1.21	1.16	1.47	9.97	лс
Eu	1.03	0.38	0.99	1.51	0.07	0.44	0.06	1.48	0.42	0.55	1.32	0.15	1.40	0.45	0.80	0.21	0.24	0.30	1.48	JOP
Gd	29.9	47.9	53.9	65.4	12.7	22.4	3.04	14.2	20.6	38.1	15.3	16.5	73.8	27.9	51.6	1.60	5.06	6.18	47.2	uгл
Dy	89.3	320	170	237	56.9	86.9	25.8	63.0	66.3	125	43.9	63.4	229	96.2	215	3.85	20.4	21.0	169	
Er	153	740	294	448	142	179	121	165	121	226	78.8	127	397	170	434	8.00	51.0	48.0	326	ICI
Yb	235	1310	425	707	277	291	381	339	205	328	161	207	559	257	673	22.6	119	106	515	χŪ.
Lu	34.6	197	64.4	110	45.6	49.1	82.9	60.1	32.7	50.8	28.7	33.6	84.9	41.1	105	5.32	21.0	18.7	77.7	ri f
Li	3.59	16.7	0.48	1.89	7.86	0.37	17.6	9.29	1.83	0.08	0.85	1.48	6.36	0.34	2.93	1.96	10.8	9.56	3.83	N
Ь	190	1265	163	258	104	163	192	254	217	159	100	90.0	224	132	747	I	54.3	60.0	499	11
Ca	150	2.47	1534	3.62	8.11	3.73	1.05	26.1	1.64	1.33	9.92	2.88	23.1	15.0	9.46	134	6.85	1.51	19.1	r I I]
Ti	12.2	23.6	10.2	22.5	9.36	12.3	16.6	13.3	10.2	8.94	9.35	8.40	23.9	9.82	5.88	9.80	8.71	10.2	108	
Sr	1.78	1.19	3.10	0.95	0.75	0.71	0.56	0.92	0.57	0.71	0.57	0.56	1.17	0.68	0.99	0.84	0.51	0.57	1.04	цP
Y	929	4092	1790	2469	821	1048	556	899	746	1391	571	759	2408	1011	2540	43.5	287	277	2032	UD
Nb	59.3	72.9	32.4	29.3	29.2	19.3	29.3	17.7	8.28	11.2	5.09	12.5	15.4	13.3	16.0	4.08	9.61	10.2	41.5	
Ba	18.9	1.12	1.85	1.15	1.39	0.96	0.93	1.97	1.07	1.27	1.12	1.67	1.93	1.22	0.45	1.30	0.83	1.16	40.9	'Y1
Hf	7546	10161	8142	7390	10614	8307	11193	8227	8448	7884 5	5959 8	3394	7935	7638	7459	8482 8	8827 8	3098	6737	κυ
Th	199	169	191	297	175	93.4	109	121	85.0	133	53.2	97.5	367	92.6	110	4.37	155	287	115	TD
D	160	2063	193	538	301	208	1339	505	139	142	147	139	335	104	227	37.4	698	475	244	

ПЕТРОЛОГИЯ том 28 Nº 2 2020

0.470.212.57

0.22 0.30

0.48 0.12 9.58

0.89 0.11 27.7

1.090.123.94

0.70 0.07

0.36 0.49

 $0.94 \\ 0.10$

0.61 0.14

0.24 0.56

0.08 0.15 19.6

0.45 0.14

0.55 0.16

0.08 0.08

1.24 0.19 2.50

Eu/Eu* Ce/Ce*

Th/U

0.99 0.11 1.92

0.58 0.05 31.5

8482 [4.37 4.37 5.14 6 0.12 0.45 1.72 3

30.0

1135 302

42.6 216 461

11.8 41.4 31.3

1479 2023

592 8551

1345 262

448 5187

320

1254

4649

5013 614

1181

7171

60.4

63.5

 $(Lu/La)_N$ SHREE

17.9

11.9

6.99

13.1 464

> 14.4 328

14.9

15.0

60.1 708

7.54

26.7

628

14.7 534 3272

35.9 1568

1007

2614 7117

542

67.0 1089

12.5

66.4

SLREE SREE

768

446

642 124

176

0.60 0.31 44.6 246 43.9 200 681

260

54.6

1506

610

1430

348

791

465

622

660

550

1618

2631

618

41.4

3.06

29.8

35.2

3.41

22.0

27.0

13.0

30.8

40.9 6737 115 244

8098 287 475

8827 155 698

7459 110 227

92.6 104

7935 367 335

97.5 139

53.2 147

7884 133 142

8448 85.0 139

8227 121 505

7390 297 538

1008

745

731

741

698

826

728

737

733

745

692

790

762

737

820

744

825

761

T(Ti),°C

6.44

8.88 24.4

4.24 33.5

1.18 27.0

> 189 741

8.78

70.7

8.28

266

5.58

16.5

21.7

133

2.07

31.6

16.5 27.2

11.9

9.31

16.5

15.2

10.8

12.8 98.1

34.2 1.57

221

17.7

29.2

13.6

9.66

33.2

9.34 2.72

[Lu/Gd)_N Sm/La)_N

13.3

	16.1	2.53	55.6	1.43	9.2	7.46	0.47	40.8	170	351	638	105	9.65	647	88.3	34.7	0.88	1957	48.0	2.58	9255	695	1628	0.43	0.08	7.07	1381	68.7	1304	399	20.8	4.72	866
	15.1	1.81	46.9	1.33	9.0	6.35	1.18	24.4	118	292	586	98	1.24	405	47.6	15.7	1.15	1550	41.1	5.59	9213	237	266	0.89	0.29	7.32	1185	59.0	1118	525	32.7	5.63	784
снейсы	14.1	1.26	19.7	1.27	7.5	4.81	0.74	22.9	188	598	1551	253	5.40	981	23.3	23.2	1.60	2743	53.6	1.91	10915	47	696	0.05	0.21	3.77	2648	29.8	2613	1925	89.2	6.09	823
плагио	13.1	0.25	13.9	0.19	1.7	3.28	0.54	19.4	69	126	213	34	1.80	191	7.4	14.5	0.48	759	56.8	1.36	9500	74	208	0.35	0.20	15.40	482	16.1	462	1291	14.1	20.86	777
е лейко	12.1	0.22	15.2	0.23	1.8	2.71	0.20	20.6	131	385	958	162	7.14	620	4.3	17.9	0.76	1844	61.8	1.61	11116	199	1013	0.20	0.08	16.32	1677	17.5	1656	7160	63.4	19.94	797
сеновы	11.1	2.28	53.4	2.75	15.4	9.74	5.51	41.0	171	350	623	93	9.89	469	663.2	29.1	18.12	1881	74.7	14.49	11592	465	1313	0.35	0.84	5.17	1367	73.9	1277	392	18.3	6.86	847
опирок	10.1	0.76	47.3	0.93	4.5	4.23	0.42	23.1	147	407	910	141	2.83	575	22.3	22.6	0.72	1905	178.3	2.00	9989	69	347	0.20	0.13	13.61	1685	53.5	1627	1787	49.2	8.93	821
B – opr	9.1	0.24	15.8	0.23	1.5	2.09	0.21	20.0	171	469	942	157	13.29	747	8.2	45.7	1.12	2341	102.2	1.78	14050	341	2217	0.15	0.10	16.43	1778	17.8	1758	5294	63.4	13.96	868
Πp. 607]	8.1	0.74	32.5	0.57	3.5	3.96	0.89	27.2	195	536	1119	172	0.99	865	67.7	19.4	1.86	2645	77.0	6.65	6776	71	247	0.29	0.26	12.07	2091	37.2	2049	2248 (51.1	8.59	805
	7.1	0.20	3.4	0.08	0.5	0.51	0.49	8.2	112	509	1417	243	23.66	680	78.7	66.4	3.02	2174	97.0	2.24	12595	81	3880	0.02	0.73	6.45	2294	4.2	2289	11817	238.3	4.15	943
	4.1	0.87	23.7	0.67	4.0	4.78	0.51	31.7	253	689	1459	217	4.75	1105	22.5	22.3	1.41	3506	125.9	2.35	11165	67	470	0.14	0.13	7.50	2684	29.2	2649	2404	55.3	8.81	819
	3.1	0.73	13.5	0.43	2.0	2.50	0.38	16.4	116	338	812	132	7.02	580]	34.9	61.3	1.10	638	72.2	7.71	0537	76	967	0.08	0.18	5.87	434	16.7	415	137 2	65.2	5.47	933
сланцы	32.1	12.9	167	7.80	44.5	18.3	4.55	59.8	208	421	736	116	8.00	657	73.9	33.1	1.84	2411	14.9	2.93	7051	407	566	0.72	0.42	4.03	1266	232	1541	87.1	15.8	2.28	861
асталло	29.1	5.92	68.8	2.13	10.9	96.6	1.19	58.2	273	548	862	131	4.57	957	48.2	8.92	1.44	3436	22.2	3.04	9267	235	358	0.66	0.15	4.68	121	87.8	872	212	18.1	2.69	733
вые крі	28.1	0.67	16.0	0.33	2.60	3.51	0.36	21.2	87.3	198	356	62.4	12.6	134	45.4	13.1	1.70	214	12.1	2.01	0754 9	176	655	0.27	0.13	8.20	748 1	19.6	725 1	903	23.8	8.45	767
оксено	27.1	2.10	20.5	1.18	7.54	5.09	0.89	21.0	77.1	149	241	39.2	1.42	124	45.5	10.4	1.01	917	10.4	1.53	699 1	119	142	0.84	0.26	3.15	564	31.4	527	180	15.1	3.87	747
двупир	25.1	0.05	9.23	0.13	2.35	4.41	0.28	24.1	83.7	154	242	37.7	0.07	112	1.04	9.86	0.53	960	25.4	0.96	142 7	87.5	111	0.79	0.08	27.5	558	11.8	541	005	12.7	136	742
p. 607 –	24.1	0.09	12.8	0.36	5.73	9.90	0.61	49.2	153	266	399	61.7	2.80	195	1.54	11.9	0.63	673	25.3	1.30	919 8	195	228	0.85	0.08	16.9	958	19.0	928	320 7	10.1	169	759
Π	23.1	4.52	21.8	0.97	8.00	8.91	0.69	38.8	118	208	297	45.9	1.89	243	814	11.0	1.93	321 1	34.4	2.56	717 7	118	139	0.85	0.11	2.51	753	35.3	208	97.8 6	9.57	3.16	751
		La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Er	Yb	Lu	Li	Р	Ca	Ti	Sr	Y	Nb	Ba	Hf 7	Th	N	Th/U	Eu/Eu*	Ce/Ce*	SREE	SLREE	SHREE	(Lu/La)N	(Lu/Gd)N	(Sm/La) _N	T(Ti),°C

ГУСЕВ и др.

126

Таблица 4. Продолжение

ПЕТРОЛОГИЯ том 28 № 2

2020

Окончание
Таблица 4.

ПЕТРОЛОГИЯ	том 28	Nº 2	2020
11211 02101 1121	10141 20	J 1 2	2020

							Пр. 607	B – opī	опирок	CehoBbi	е лейко	плагиоі	нейсы						
IGITIOMOTO	18.1	19.1	19.2	19.3	20.1	20.2	20.3	22.1	23.1	24.1	24.2	24.3	27.1	28.1	31.1	32.1	33.1	34.1	35.1
La	0.95	0.56	0.19	0.43	0.47	0.13	1.10	0.61	1.18	0.51	0.60	3.85	0.62	0.05	29.00	0.88	3.95	4.59	0.40
Ce	73.7	24.1	4.6	8.4	9.3	5.5	4.4	17.0	42.0	14.9	2.9	49.4	9.6	21.3	64.4	55.8	64.3	43.7	12.8
Pr	1.24	0.40	0.07	0.29	0.30	0.10	0.79	0.45	1.92	0.42	0.37	3.02	0.38	0.10	6.75	0.83	2.33	4.69	0.30
Nd	12.0	1.9	0.8	2.1	2.6	0.6	4.8	3.2	8.6	2.8	2.3	15.8	2.3	0.4	28.2	6.6	15.6	22.6	1.8
Sm	20.70	2.54	3.16	3.69	3.66	0.61	1.47	3.36	6.58	2.63	1.40	7.26	2.23	0.88	8.13	9.79	15.15	8.47	2.20
Eu	1.65	0.34	0.20	0.52	0.75	0.09	0.24	0.91	1.31	0.19	0.12	2.67	0.34	0.29	0.55	2.84	2.43	1.21	0.28
Gd	118.1	12.0	22.2	28.0	20.4	6.1	1.4	11.3	33.5	12.8	1.7	19.3	13.4	3.6	39.6	55.1	76.6	20.6	20.3
Dy	443	50	96	160	92	54	8	27	161	112	4	75	91	16	180	279	307	121	176
Er	833	95	167	350	204	220	36	35	403	443	21	162	302	49	420	568	609	326 5	609
Yb	1249	157	256	683	341	604	154	104	756	1357	64	318	802	124	880	992	986	764 1	079
Lu	190	24	42	111	57	117	31	33	123	253	11	50	137	24	158	157	148	126	176
Li	1.40	1.10	7.79	12.43	0.20	10.89	3.65	1.40	23.58	25.06	0.15	11.57	14.90	6.26	5.57	21.31	7.92	5.42	4.70
Р	1279	114	440	620	307	319	38	115	691	636	52	351	527	12	712	919	786	471 8	360
Ca	15.3	60.6	1.4	24.1	30.7	3.3	41.0	22.6	71.8	166.0	94.9	168.9	74.1	1.4	376.6	1679.0	159.9	64.4	9.3
Ti	28.6	22.9	19.9	23.6	13.5	32.3	13.7	15.3	30.1	81.5	13.7	42.3	45.0	21.7	23.8	42.1	90.7	22.7	17.9
Sr	1.41	1.24	0.28	1.28	0.82	0.89	1.08	0.45	3.20	3.83	1.60	3.48	1.34	0.27	1.37	47.04	2.39	1.62	1.18
Y	4837	591	1032	1936	1081	996	177	262	2209	2153	89	787	1381	261	2513	3361	3546	1485 2	426
Nb	56.1	105.4	40.9	45.2	28.2	43.3	76.2	17.8	42.9	64.8	40.6	95.0	44.2	33.4	44.2	49.8	29.9	33.5	32.8
Ba	1.79	5.14	0.34	0.88	2.65	1.10	4.25	2.74	4.27	2.04	10.86	9.35	1.28	1.39	2.54	19.87	12.64	4.09	1.95
Hf	9336	9053	11074	12403	8361	11454	10193	6470	9792	13988 9	9428	10845	11550	5817	11775	10391	8436	10023	0231
Th	935	97	100	174	46	26	5	56	797	298	З	165	175	124	124	936	655	53	43
Ŋ	731	43	1323	2710	98	1217	164	329	1737	3876	10	620	2547	835	871	1721	674	521	548
Th/U	1.28	2.27	0.08	0.06	0.47	0.02	0.03	0.17	0.46	0.08	0.33	0.27	0.07	0.15	0.14	0.54	0.97	0.10	0.08
Eu/Eu*	0.10	0.19	0.07	0.15	0.26	0.14	0.52	0.45	0.27	0.10	0.24	0.69	0.19	0.49	0.09	0.37	0.22	0.28	0.13
Ce/Ce*	16.44	12.32	9.30	5.72	5.95	11.95	1.16	7.83	6.75	7.81	1.49	3.50	4.84	73.97	1.11	15.80	5.13	2.28	8.97
SREE	2943	368	592	1348	731	1008	244	236	1538	2199	110	707	1361	240	1815	2129	2231	1444 1	978
SLREE	87.8	27.0	5.6	11.2	12.7	6.3	11.1	21.3	53.7	18.6	6.2	72.0	12.9	21.9	128.4	64.1	86.1	75.6	15.3
SHREE	2833	338	583	1332	714	1001	231	210	1476	2178	102	625	1345	217	1678	2053	2127	1358 1	096
(Lu/La) _N	1933	408	2128	2494	1178	8847	277	513	1005	4810	182	124	2142 4	4581	52	1726	362	264 4	277
(Lu/Gd)N	13.0	16.1	15.3	32.1	22.8	154.0	186	23.3	29.6	159.6	54.6	20.8	82.6	54.5	32.2	23.1	15.7	49.4	70.3
(Sm/La) _N	35.07	7.23	26.63	13.78	12.51	7.64	2.14	8.80	8.96	8.31	3.76	3.01	5.78	27.66	0.45	17.85	6.14	2.96	8.89
T(Ti),°C	845	822	807	825	771	858	772	782	851	696	771	889	896	816	826	888	984	821	797
Примечани	e. Homeț	за точек (COOTBETC	твуют та	KOBЫM H	на рис. 4.	T(Ti),°C	ПМЭТ – С	ература	кристалл	изации	циркона	ı, по (Wa	tson, Ha	rrison, 20	005).			

РЕЛИКТЫ ЭОАРХЕЙСКОЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ АНАБАРСКОГО ЩИТА

127



Рис. 7. Диаграммы распределения REE в цирконе из мафических кристаллосланцев (пр. 607). Номера спектров соответствуют номерам точек анализов на рис. 4. Магматический циркон – график среднего состава магматического циркона по (Hoskin, 2005). Поле на всех диаграммах – состав циркона из основных пород Хараелахского массива, Норильский район (Malitch et al., 2010).



Рис. 8. Типизации циркона на диаграммах La– $(Sm/La)_N$ и U–Ca по (Bouvier et al., 2012). В условных обозначениях указаны возрастные группы циркона в млн лет по отношению ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb в пробах 607 и 607B.

ассоциацией Opx + Pl (Harley, 1989) или Hbl + Pl (Prakash et al., 2012), что указывает на декомпрессионные процессы. Оба анализа в точках 2.1 и 8.1 характеризуются высокими величинами LREE-I = = 49.8 - 262.4 по (Bell et al., 2016), и на диаграмме La-(Sm/La)_N (рис. 8) находятся в поле неизмененного магматического циркона.

Мезоархейские значения возраста образуют два возрастных кластера: раннемезоархейский и позднемезоархейский.

Ранненемезоархейский конкордантный возраст 3125 ± 16 (СКВО 0.87) (рис. 5) получен по четырем анализам в точках 5.1, 13.1, 14.1, 25.1 (рис. 4). Три зерна из этой популяции (кроме точки анализа 14.1) по спектрам REE близки к магматическому типу из гранитоидов (рис. 7в), характеризуются высокими величинами LREE-I = 54.6-87.0 по (Bell et al., 2016) и на диаграмме La-(Sm/La)_N (рис. 8) они попадают в поле магматического циркона. Однако одно из этих зерен (точка анализа 13.1) выглядит как циркон гранулитового типа, с серым пятнистым свечением в CL-изображении. Кроме того, зерно в точке анализа 14.1 характеризуется повышенными содержаниями REE (Σ REE = 1430 ppm), высоким Th/U отношением (Th/U = 1.09) и низким (Yb/Gd)_N = 9.4, что может указывать на участие граната в парагенезисе. Включения в этом зерне представлены апатитом и амфиболом (магнезиогастингсит с содержанием (в мас. %): K₂O = 2.15, TiO₂ = 1.93, MnO = 0.26). Таким образом, для популяции циркона с конкордантным возрастом 3125 ± 16 млн лет можно полагать гранулитовый и амфиболитовый метаморфизм с частичным плавлением пород. Из анатектического расплава формировался циркон, геохимически

ПЕТРОЛОГИЯ том 28 № 2 2020

сходный с магматическим, но в CL-изображении – черный однородный.

Позднемезоархейские цирконы ($3039 \pm 11 - 2927 \pm$ \pm 28 млн лет) образуют на линии конкордии непрерывный рой точек. Встречаются зерна с грубой, иногда концентрической зональностью, а также субизометричные многогранные зерна (типа футбольного мяча) и с елочковидной зональностью (CL), характерной для гранулитового циркона (зерно в точке анализа 15.1, 3030 ± 10 млн лет). Чем циркон древнее и по возрасту ближе к 3000 млн лет, тем больше его спектр распределения REE приближается к типовому графику магматического циркона из гранитоидов, а фигуративные точки состава попадают в поле неизмененного магматического циркона на диаграмме La-(Sm/La)_N (рис. 8). Величина отношения $(Yb/Gd)_{N} = 9.5 -$ 11.4 указывает на возможную кристаллизацию в присутствии граната. Цирконы с возрастом моложе 2980 млн лет обогащены REE, особенно LREE ($\Sigma LREE = 17.93-67.04$), для значительной части зерен отмечаются LREE-I = 15.3-28.0, высокие содержания Ca = 1534 ppm и Y = 1214 - 2540 ppm, что характерно для измененного циркона. В возрастном диапазоне 3030-2927 млн лет предполагается гранулитовый метаморфизм и частичное плавление пород.

Палеопротерозойское значение конкордантного возраста 1918 \pm 12 млн лет получено по 10 анализам. Геохимия циркона изучена в трех точках с минимальной дискордантностью от +1 до 0, конкордантный возраст составляет 1914 \pm 11 млн лет. Циркон в точке анализа 20.1 с ярким свечением в CL обеднен (в ppm): Th = 4, U = 37, Th/U 0.11, Hf = 8481, Y = 43, Σ REE = 55, не выражены поло-



Рис. 9. СС-изображения и возраст циркона из контаминированных двупироксеновых гнейсов, пр. 607А.

жительная аномалия Се и отрицательная Еи-аномалия. На рис. 7е график распределения REE сильно отклоняется от типового для магматического циркона. Серый в CL-изображении циркон в точках анализа 20.2 и 21.1 образует наросты или внешние каймы на зернах. В нем выше концентрации (в ppm): Th = 155-287, U = 495-698, Th/U = 0.22 - 0.60, Hf = 8098 - 8827, Y = 277 - 286, P = = 54-60, $\Sigma REE = 246-260$. Спектры распределения REE похожи на график для магматического типа циркона, но заметно обеднение M- и HREE. По величине $(Lu/Gd)_N = 24-33$ при образовании палеопротерозойского циркона гранат отсутствовал в парагенезисе, что может указывать на метаморфизм амфиболитовой фации. На рис. 8а палеопротерозойский циркон располагается в поле пористого⁹ циркона, однако на рис. 8б это неизмененный магматический циркон. Может быть, это следствие роста циркона в условиях декомпрессионного частичного плавления пород (температура кристаллизации циркона по Ті-термометру (Watson, Harrison, 2005) равна 731-745°С.

В целом, начиная с возраста 3243±3 млн лет (точка анализа 2.1), в более молодых зернах наблюдаются устойчивые признаки метаморфического генезиса циркона и его формирования из анатектического расплава.

Из двупироксеновых гнейсов (пр. 607А) было датировано 13 ядер циркона (рис. 9, Suppl. 1). Ядра циркона черные однородные (CL), что характерно для циркона анатектических пород (Rubatto, 2017). Полученные значения возраста в разной степени дискордантные, минимальная D = 4% отме-

чается для анализа 3.1 с возрастом 3384 ± 3 млн лет. Среднее отношение Th/U = 0.55, но в двух точках анализа 4.1 и 11.1 величина отношения Th/U = = 0.04-0.08 – низкая, как у метаморфического циркона. По шести анализам построена линия дискордии с верхним пересечением 3386 ± 7 млн лет. Нижнее пересечение с возрастом 240 ± 160 млн лет, предполагает потери свинца в результате современного взаимодействия с водой в поверхностных условиях (Villa, Hanchar, 2017). Значение возраста верхнего пересечения 3386 ± 7 млн лет, вероятно, соответствует времени анатексиса пород.

Из ортопироксеновых лейкоплагиогнейсов (пр. 607В) изучено 36 зерен циркона преимущественно в ядерных частях, по которым выполнено 46 U-Pb определений возраста (рис. 10, Suppl. 1). В CL-изображении зерна циркона в основном состоят из однородных, реже пятнистых темных ядер овальной и округлой формы без свечения, либо с несколькими оболочками с темным и ярким свечением. Ритмично зональный циркон не встречается, доминирующий темный и пятнистый циркон обычно связан с перекристаллизацией в субсолидусных условиях (Rubatto, 2017). Преобладают дискордантные значения возраста, по которым построено три линии дискордии, верхние пересечения которых соответствуют: I - 3343 ± 17 млн лет; II – 3179 ± 19 млн лет, III – $2563 \pm$ \pm 51 млн лет (рис. 10). CL-изображения цирконов сгруппированы по принадлежности к полученным линиям дискордий. Микроэлементный состав циркона изучен в 31 зерне (рис. 10, 11, табл. 4), при этом более чем в половине случаев (54%) отмечается низкая величина отношения Th/U < 0.15, указывающая на возможный метаморфический и анатектический генезис циркона (Rubatto, 2017).

⁹ Пористый циркон интерпретируется как измененный магматический циркон в результате растворения—переотложения в присутствии водного флюида (Grimes et al., 2009).



Рис. 10. СС-изображения и возраст циркона из ортопироксеновых лейкоплагиогнейсов, пр. 607В.

Три зерна в верхней части рис. 10 имеют наиболее древние значения ²⁰⁶Pb/²⁰⁷Pb возраста 3406-3343 млн лет (D = 2-7%) и не принадлежат к полученным дискордиям. В этих зернах отмечаются значительные различия в содержаниях LREE (ΣLREE = 15.3–73.9 ppm). Величина индекса LREE-I = 29-178 указывает на обогащение циркона LREE в процессе его роста, а не из-за пересечения лучом SIMS трещин или включений в цирконе (Bell et al., 2016). Анализ зерна в точке 35.1 (206 Pb/ 207 Pb возраст равен 3343 ± 10 млн лет) имеет низкое значение отношения Th/U = 0.08, свидетельствующее в пользу его метаморфического генезиса. При этом отмечается большая величина отношения $(Yb/Gd)_N = 65.8$, высокие содержания (ppm): P = 860, Y = 2426, Hf = 10231. Сильное деплетирование LREE (Σ LREE) = 15.3 ppm) и крутой наклон их спектра распреде-

ПЕТРОЛОГИЯ том 28 № 2 2020

ления (рис. 11a) характерны для циркона амфиболитовой фации метаморфизма и указывают на формирование в процессе роста циркона минералов, обогащенных LREE: титанита, алланита, монацита (Rubatto, 2017). На диаграмме 8а все три анализа попадают в поле пористого циркона и только анализ зерна в точке 35.1 на рис. 86 – в поле неизмененного магматического циркона.

Линия дискордии I построена по 13 анализам с верхним пересечением 3343 ± 17 млн лет и нижним — 2068 ± 50 млн лет. Нижнее пересечение совпадает с возрастом раннепротерозойского гранулитового метаморфизма, верхнее, судя по геохимическим особенностям цирконов, — с процессом анатексиса. Из рис. 11 видно, что спектры REE размещаются в поле магматического циркона, однако, большинство анализов (5 из 7) имеют низкие отношения Th/U = 0.02–0.14, характер-



Рис. 11. Диаграммы распределения REE в цирконах из ортопироксеновых лейкоплагиогнейсов (пр. 607В). (а) – цирконы с дискордантными значениями возраста 3406–3343 млн лет; (б) – цирконы, образующие дискордию I с верхним пересечением 3343 ± 17 млн лет; (в) – цирконы с промежуточными возрастами 3306–3219 млн лет; (г) – цирконы, образующие дискордию II с верхним пересечением 3179 ± 19 млн лет. Серое поле на всех диаграммах показано поле магматического циркона по (Hoskin, 2005). Содержания REE нормализованы по (Sun, McDonough, 1989).

ные для метаморфического циркона. В этой популяции выделяется анализ зерна 20.1 с секториальной зональностью "елочкой", свойственной гранулитовому циркону и отражающей сильные флуктуации скорости роста (Corfu et al., 2003). Вогнутость на графике HREE для анализа зерна в точке 22.1 (рис. 11б) является следствием вытеснения REE из рекристаллизованной решетки циркона (Hoskin, Black, 2000). Низкое отношение $(Sm/La)_N$ показывает, что почти вся группа относится к пористому циркону (рис. 8).

Между верхними пересечениями дискордий I и II размещаются анализы шести зерен, показавшие значения возраста 3306-3219 млн лет. Из них в трех случаях величина отношения Th/U = 0.08-0.14 соответствует метаморфическому циркону. Согласно спектрам REE на рис. 11в, они близки к магматическому типу, хотя в зерне с анализом в точке

34.1 - повышенное содержание LREE = 75.6 ppm (LREE-I = 19.7), что может быть связано с трещинами или включениями в цирконе. В зерне циркона 24 (анализ в точке 24.1, Th/U = 0.08), возраст которого равен 3265 млн лет, высокая температура кристаллизации циркона по титановому гео-

термометру (Watson, Harrison, 2005) $T_{Ti}^{Zir} = 969^{\circ}C$ указывает на UHT-тип метаморфизма. Снижение возрастов по конкордии в диапазоне 3306— 3219 млн лет происходит, вероятно, в результате длительности сохранения термодинамических условий высокоградного метаморфизма, обеспечивающих рост и перекристаллизацию циркона (O'Brien, Miller, 2014).

Линия дискордии II построена на основании 15 анализов, верхнее пересечение которой соответствует возрасту 3179 ± 19 млн лет (рис. 10). Геохимия ядер циркона изучена в 11 зернах (рис. 11г), из которых больше половины имеет отношение Th/U = 0.02-0.15, свойственное метаморфическому циркону, и в пяти зернах метаморфизм относится к UHT-типу.

Линия дискордии III построена по шести анализам метаморфических оболочек и кайм. Единичные измерения по каймам показали, что они имеют архейский и палеопротерозойский возраст. Каймы с ярким свечением (анализы зерен 20.3 и 24.2) и значениями возраста по отношению 207 Pb/ 206 Pb – 2620 \pm 31–2487 \pm 64 млн лет близки по характеру распределения REE, причем по анализу в точке 20.3 (2620 млн лет) получено низкое отношение Th/U = 0.03 и высокое $(Lu/Gd)_{N} = 185$, указывающие на метаморфизм амфиболитовой фации. Протерозойская кайма в зерне с номером анализа 19.1 (1932 ± 37 млн лет), с высоким отношением Th/U = 2.27 и низким (Lu/Gd)_N = 16 является свидетельством гранулитовой фации метаморфизма этого возраста.

В семи зернах (3349-3099 млн лет) по Ті-геотермометру фиксируется высокая температура кристаллизации (~900°С и более), причем в популяции циркона с возрастом 3179 ± 9 млн лет таких анализов пять, что дает основание для выделения UHT-типа метаморфизма указанного возраста. В цирконе из ортопироксеновых лейкоплагиогнейсов отсутствуют ядра с ритмичной (магматической) зональностью и только небольшое число зерен имеет геохимию неизмененного магматического циркона (рис. 8а). По CL-изображениям и геохимическим данным преобладающий циркон ортопироксеновых лейкоплагиогнейсов является анатектическим, измененным под действием флюидов. Поэтому возраст верхнего пересечения дискордии I, равный 3343 ± 17 млн лет, соответствует времени кристаллизации анатектических пород.

Lu-Hf изотопная система изучена в 14 зернах циркона из мафических кристаллосланцев, ²⁰⁷Pb-²⁰⁶Pb возраст которых варьирует от 3.9 до 2.4 млрд лет (табл. 5). Величины первичных отношений

ПЕТРОЛОГИЯ том 28 № 2 2020

 $(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_i$ и ε_{Hf} для отдельных зерен рассчитаны на возраст по измеренному отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, кроме дискордантного анализа зерна циркона в точке 6.1, для которого принят возраст верхнего пересечения дискордии в 3987 млн лет.

На диаграмме рис. 12а выделяется две совокупности анализов. В наиболее древних цирконах (3987 и 3575 млн лет, точки анализов 6.1 и 12.1 соответственно) отношение ¹⁷⁶Lu/¹⁷⁷Hf составляет 0.000784-0.000789, но в зерне циркона в точке анализа 4.1 (3567 млн лет) отношение значительно выше 0.001176 и наиболее высокое 0.001838 в зерне с анализом в точке 2.1 (3243 млн лет). Эти четыре зерна в нижней части диаграммы ¹⁷⁶Lu/¹⁷⁷Hf-¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf образуют тренд, вероятно, связанный с метаморфическими изменениями (включая анатексис) эоархейских магматических пород. Положительная корреляция ¹⁷⁶Lu/¹⁷⁷Hf и ¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf является свидетельством о изменениях циркона в закрытой системе (Chen et al., 2010). С уменьшением возраста цирконов отмечается рост величины отношения ¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf, начиная с 3287 млн лет и менее, цирконы характеризуются более высоким отношением 176 Hf/ 177 Hf, отчасти более низкими величинами отношений ¹⁷⁶Lu/¹⁷⁷Hf и концентрируются в верхней части диаграммы (рис. 12а). Это результат изменений первичного циркона, поскольку вновь образующийся циркон всегда имеет более высокие значения отношения ¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf, чем первичный циркон пород (Gerdes, Zeh, 2009). Увеличение ¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf происходит при метаморфизме и анатексисе в результате изотопного обмена между цирконом и минералами/расплавом, поскольку породообразующие минералы и расплав имеют более высокое отношение Lu/Hf и, следовательно, более радиогенный состав Hf (Chen et al., 2010). Наиболее низкие величины отношения ${}^{176}Lu/{}^{177}Hf = 0.000411$ наблюдаются в зерне в точке анализа 8.1 (3287 млн лет) и в анализах зерен 5.1 (0.000438) и 13.1 (0.000473), возраст которых 3118 и 3114 млн лет соответственно. Видимо, при перекристаллизации циркона в эти периоды вместе с флюидами происходило поступление ювенильного мантийного вещества в процессе формирования новой коры. В ходе последующих изменений циркона происходило увеличение изотопных отношений ¹⁷⁶Lu/¹⁷⁷Hf, в результате чего анализы образуют область положительно коррелирующих значений в левой верхней части рис. 12а. С уменьшением возраста циркона происходит слабое уменьшение величин отношения $(^{176}Hf/^{177}Hf)_{i}$, промежуточных между значениями хондритового резервуара и коры (рис. 12б). Положительная величина $\varepsilon_{\rm Hf}(T) = +3.7$ и близкие значения модельного возраста $T_{Hf}(DM) = 3.95$ млрд лет и возраста коро-

вой экстракции $T_{Hf}^{C} = 3.93$ млрд лет отмечаются только для циркона с возрастом 3987 млн лет. Весь более поздний циркон отличается отрицательными величинами $\varepsilon_{Hf}(T)$ (табл. 6), указывающими на

Номера точек анализа	Т, млн лет	¹⁷⁶ Yb/ ¹⁷⁷ Hf	¹⁷⁶ Lu/ ¹⁷⁷ Hf	¹⁷⁶ Hf/ ¹⁷⁷ Hf	±σ	$\epsilon_{\rm Hf}({\rm T})$	±2σ	T _{Hf} (DM), млрд лет	T ^C _{Hf} , млрд лет
6.1	3987	0.01799	0.000784	0.28037	0.000041	3.7	0.09	3.95	3.93
12.1	3575	0.01654	0.000789	0.28034	0.000076	-6.8	1.46	3.99	4.24
4.1	3567	0.02743	0.001176	0.28042	0.000032	-5.3	0.1	3.93	4.14
8.1	3287	0.00972	0.000411	0.28062	0.000039	-2.7	0.26	3.59	3.77
2.1	3243	0.04316	0.001838	0.28062	0.000031	-6.8	0.01	3.72	3.98
14.1	3141	0.02253	0.000899	0.28073	0.00005	-3.3	0.7	3.49	3.69
25.1	3121	0.01395	0.000561	0.28073	0.000038	-2.8	0.28	3.45	3.65
13.1	3118	0.01071	0.000438	0.28052	0.000069	-10.2	1.39	3.72	4.09
5.1	3114	0.01006	0.000473	0.28064	0.000035	-6.3	0.19	3.57	3.85
24.1	2991	0.01498	0.000612	0.28070	0.000035	-7.1	0.23	3.5	3.81
3.1	2983	0.01192	0.000510	0.28069	0.000031	-7.6	0.09	3.51	3.83
28.1	2927	0.01344	0.000584	0.28073	0.000061	-7.6	1.18	3.46	3.79
17.1	2713	0.01725	0.000727	0.28068	0.000033	-14.4	0.25	3.53	4.03
31.1	2410	0.01639	0.000623	0.28073	0.000034	-19.2	0.38	3.45	4.08

Таблица 5. Изотопный Lu-Hf состав циркона

Примечание. Анализы расположены по убыванию возраста. Т – возраст циркона по измеренному отношению 207 Pb/ 206 Pb; T_{Hf}(DM) – модельный возраст; T^C_{Hf} – время коровой экстракции (двухстадийный возраст). Рассчитано с использованием средней величины для фельзической коры 176 Lu/ 177 Hf = 0.015 (Griffin et al., 2014).

переработку ранее существовавшей коры. При этом циркон, возраст которого 3575 и 3567 млн лет, характеризуется наиболее древним модельным возрастом $T_{\rm hf}(\rm DM) = 3.99-3.93$ млрд лет и

ляции циркона с конкордантным возрастом 3125 \pm 16 млн лет и в зернах в точках 17.1 и 31.1 с дискордантными значениями 2713 и 2410 млн лет.

хадейским возрастом экстракции коры T_{Hf}^{C} = 4.24—4.14 млрд лет. Циркону с возрастом 3287 млн лет и менее соответствует в основном палеоархейский модельный возраст 3585—3448 млн лет, в двух случаях — полученный по анализам в точках 2.1 и 13.1 — эоархейский (3716 и 3718 млн лет). В палео- и мезоархейском цирконе моложе 3287 млн лет преобладают эоархейские величины возраста экстракции коры, хадейские значения наблюдаются только в зерне в точке анализа 13.1 из попу-

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Образование превалирующей в палеоархее высокоглиноземистой TTG-серии, обедненной HREE и Y, происходило в равновесии с реститовым гранатом при $P \ge 10-15$ кбар, тогда как породы TTG-серии с повышенными концентрациями HREE и Y, но относительно обедненные Sr, выплавлялись в равновесии с плагиоклаз-амфиболовым реститом при $P \le 8$ кбар (Rapp et al., 1995;



Рис. 12. Диаграммы ¹⁷⁶Lu/¹⁷⁷Hf-¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf (а) и T-(¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf)_i (б) для цирконов из мафических кристаллосланцев (пр. 607).

На диаграмме (а) цифрами обозначен ²⁰⁷Pb-²⁰⁶Pb возраст, точечной линией – тренд метаморфических изменений эоархейского циркона. DM – деплетированная мантия, CHUR – хондритовый резервуар, CRUST – кора.

Winther, 1996). Ортопироксеновые лейкоплагиогнейсы, содержащие линзы мафических пород, отличаются от преобладающих палеоархейских ТТG-серий более высокой магнезиальностью $(Mg# = 52.1, xoтя oбычнo для TTG-серий Mg# \leq 50)$ (Condie, 2005)), высоким содержанием фемафильных элементов: $FeO^{tot} + MgO + MnO + TiO_2 =$ = 6.82 мас. %, Ni = 17 ppm, Cr = 67.7 ppm, отношением Nb/Ta = 21 (обычно для TTG-серий Nb/Ta = 12–13 (Condie, 2005)), но более низкими отношениями $(La/Yb)_N = 14$ и Sr/Y = 24. Учитывая вышеуказанные параметры можно предполагать, что плавление базитовых пород происходило при низком (<8 кбар) давлении и повышенной температуре в равновесии с плагиоклазом. По суперхондритовым величинам отношений Nb/Ta = 21 и Zr/Hf = 38.8 лейкоплагиогнейсы близки к мигматитовым TTG-сериям (Hoffmann et al., 2011).

Преобладающий циркон ортопироксеновых лейкоплагиогнейсов по геохимическим и CL данным является анатектическим, измененным под действием флюидов. Возраст циркона по верхнему пересечению линии дискордии в лейкоплагиогнейсах составляет 3343 ± 17 млн лет и рассматривается как возраст анатексиса. Ранее (Степанюк и др., 1993) такой же возраст 3347 ± 21 млн лет был получен U-Рь датированием по навеске ширкона из эндербитизированного (мигматизированного) мафитового гранулита далдынской серии в правом борту р. Бол. Куонамка в районе устья р. Сербеян. Полученное значение возраста авторы исследования связывали именно с мигматизацией, отмечая, что исходные мафиты не содержали собственного циркона. Приведенные выше геохимические особенности лейкоплагиогнейсов (пр. 607В) и синхронность их образования с эндербитовой лейкосомой мигматитов (Степанюк и др., 1993) дают основание считать, что лейкоплагиогнейсы, вероятно, являются частью мигматит-плутона палеоархейского возраста.

Контамированные двупироксеновые гнейсы по большинству элементов имеют геохимические характеристики, промежуточные между мафическими ксенолитами и лейкоплагиогнейсами. На спайдерграммах (рис. 3) спектр двупироксеновых гнейсов конформен и приближен к плагиогнейсовому, отмечаются различия только в содержаниях Zr (положительная аномалия в плагиогнейсах и наиболее низкое содержание в двупироксеновых гнейсах) и REE, которые в 1.5 раза выше, чем в плагиогнейсах, при менее фракционированном распределении (La/Yb)_N = 6.8. Циркон из контаминированных гнейсов сходен с таковым из лейкоплагиогнейсов. В CL-изображении он тоже черный и однородный, что характерно для циркона анатектических пород. Присутствуют ядра с низким отношением Th/U = 0.04-0.08, характерным для метаморфического циркона. Возраст циркона в контаминированных гнейсах по верхнему пересечению линии дискордии (3386 ± 7 млн лет) близок к возрасту анатектического циркона в лейкоплагиогнейсах. Однако двупироксеновые гнейсы имеют

= 3.67 млрд лет, такой же как у мафических кристаллосланцев $T_{Nd}(DM)$ = 3.65. Можно предположить, что мафические интрузии внедрились в анатектические гранитоиды и были контаминированы гранитоидным материалом. Следует отметить, что в контаминированных разностях не установлен древний циркон, присутствующий в мафических кристаллосланцах.

Nd-модельный возраст протолита T_{Nd}(DM) =

Присутствие линз мафических пород среди лейкоплагиогнейсов может объясняться с разных позиций. Геохимические особенности мафических кристаллосланцев свидетельствуют о магматическом протолите основного состава. Это могут быть как остатки мафических пород, подвергшихся частичному плавлению (мигматизации) около 3.34 млрд лет назад, что отмечалось ранее (Степанюк и др., 1993), так и более поздние интрузии основной магмы в анатектические гранитоиды, в дальнейшем испытавшие вместе с вмещающими породами неоднократные глубокие метаморфические преобразования. Мафические кристаллосланцы также могут рассматриваться как меланосома или рестит относительно вмещающих их лейкоплагиогнейсов. Однако этому предположению противоречит отсутствие комплементарности в химическом и микросоставах мафических элементном пород плагиогнейсов и признаки смешения их составов в приконтактовых двупироксеновых гнейсах. Вместе с тем мафические породы могут быть реститом более раннего (древнее 3343 млн лет) этапа частичного плавления мафических пород.

Мафические линзы могут рассматриваться как породы дифференцированной в условиях коры умеренно-щелочной базитовой серии, судя по высоким концентрациям REE, Th, Pb, высокой фракционированности REE (La/Yb)_N = 17.73), хорошо выраженному Eu-минимуму (Eu/Eu* = 0.51) и отрицательной аномалии Sr. Повышенные концентрации несовместимых элементов (Th, REE) в сочетании и с положительной величиной $\varepsilon_{Nd}(T) = 1.4$ предполагают плавление обогащенного мантийного источника при образовании протолита мафических кристаллосланцев. Следует отметить, что отрицательные аномалии Eu и Sr могут быть не только результатом фракционирования из расплава плагиоклаза, но и следствием образования эндербитовой лейкосомы, обогащенной плагиоклазом, в условиях гранулитовой фации метаморфизма. Меланосома или рестит, обедненные плагиоклазом, в этом случае также могут иметь отрицательные аномалии Eu и Sr.

В мафических породах, геохимические особенности которых указывают на магматический протолит основного состава, установлено большое количество циркона, в котором фиксируется многократный рост и перекристаллизация в результате неоднократного метаморфизма. Присутствие первично магматического циркона в мафических породах, учитывая их низкую кремнекислотность, вызывает сомнения. Значительная часть циркона имеет конкордантные значения возраста от 3567 до 1939 млн лет, при этом по геохимическим данным циркон базитового типа не наблюдается. Циркон из мафических пород по геохимическим особенностям подобен циркону из гранитоидов. Большое число зерен магматического типа на рис. 8, вероятно, связано с процессами глубокого метаморфизма и анатексиса, в результате которых кристаллизация циркона также происходит в расплаве.

Обилие разновозрастного конкордантного циркона обычно связано с осадочным протолитом, обогащенным детритовым цирконом разного возраста, рециклингом более древнего корового материала, захватом мафическими породами циркона из вмещающих пород. Кроме того, для глубокометаморфизованных пород снижение возраста по линии конкордии может объясняться потерями радиогенного свинца, в связи с длительным нахождением пород в условиях гранулитовой фации метаморфизма (O'Brien, Miller, 2014). В случае реститового генезиса мафических линз их первичные породы могли иметь более кислый (средний) состав и тогда можно объяснить обилие циркона в мафических породах, в которых теоретически цирконий должен был находиться в бадделеите в связи с низким содержанием SiO₂.

По результатам U-Pb датирования семь зерен циркона с дискордантными значениями образуют дискордии с эоархейскими значениями верхних пересечений с конкордией — $3987 \pm 71-3599 \pm 33$ млн лет. Предполагаемый возраст этого циркона превышает $T_{Nd}(DM) = 3.65$ млрд лет вмещающих пород и, вероятно, он представляет унаследованный компонент переработанной эоархейской коры.

Палеоархейские цирконы с возрастами 3575 и 3567 млн лет имеют лучшую сохранность, но по геохимическим особенностям они соответствуют циркону из гранитоидов и характеризуются отрицательными величинами $\varepsilon_{\rm Hf}(T)$, указывающими на переработку ранее существовавшей континентальной коры. Этот циркон отличается наиболее древним модельным возрастом $T_{\rm Hf}(DM) = 3.99 - 3.93$ млрд лет и хадейским возрастом экстракции коры $T_{\rm Hf}^{\rm C} = 4.24 - 4.14$ млрд лет, что указывает на его образование в результате кристаллизации расплавов эоархейского и хадейского возраста.

В цирконе с возрастом 3287 млн лет и менее Hf-модельный возраст $T_{\rm hf}(DM)$ заметно моложе, в основном он палеоархейский (3585—3448 млн лет) и в двух случаях — эоархейский (3716—3718 млн лет). В палео- и мезоархейском цирконе (менее 3287 млн лет) преобладающий возраст экстракции коры — эоархейский > 3.6 млрд лет, хадейские значения получены в зерне в точке анализа 13.1 из популяции циркона с конкордантным возрастом 3125 ± 16 млн лет, а также в зернах с дискордантными значениями 2713 и 2410 млн лет.

Вопрос о возрасте мафических пород не имеет однозначного решения. Исходя из модельного возраста протолита $T_{Nd}(DM) = 3.65$ млрд лет более древний циркон в мафических породах, вероятно,

является захваченным из вмещающих пород. Если считать мафические породы интрузиями основного состава, внедрившимися в анатектические гранитоиды, то их возраст менее 3.34 млрд лет. Если это ксенолиты мафических пород, подвергшихся анатексису 3.34 млрд лет назад, то их возраст находится в диапазоне между 3.57 млрд лет (возраст захваченного магматического циркона) и 3.34 млрд лет время мигматизации и анатексиса основных пород.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Несмотря на глубокий метаморфизм пород Анабарского щита синтез петрографических, геохимических, U-Pb, Sm-Nd и Lu-Hf изотопных данных по гранулитам позволяет установить особенности формирования и эволюции ранней континентальной коры севера Сибирского кратона. Ортопироксеновые плагиогнейсы с возрастом 3.34 млрд лет имеют анатектическое происхождение и отличаются от превалирующего в палеоархее высокоглиноземистого типа TTG-серий. Они содержат мафические линзы с Nd-модельным возрастом протолита $T_{Nd}(DM) = 3.65 - 3.67$ млрд лет и геохимическими характеристиками пород, образовавшихся в результате плавления обогащенного базитового источника. Мафические породы содержат циркон разного возраста и разной степени конкордантности. Множественные измерения в зернах циркона с дискордантным возрастом позволяют выделить по меньшей мере семь зерен эоархейского циркона (верхние пересечения дискордий 3987 ± 71-3599 ± 33 млн лет). Наиболее древний циркон с возрастом 3.99 млрд лет характеризуется $\epsilon_{\rm Hf}(T) = +3.7$ и близкими значениями модельного возраста Т_{нf}(DM) и возраста коровой экстракции $T_{\rm Hf}^{\rm C}-3.95$ и 3.93 млрд лет. Палеоархейские цирконы с возрастом 3.57 млрд лет характеризуются отрицательными величинами $\varepsilon_{Hf}(T) - 5.3$ и -6.8 с модельным возрастом T_{Hf}(DM) = 3.92-3.98 млрд лет и временем экстракции коры T_{Hf}^{C} = = 4.14-4.24 млрд лет, указывающими на рециклинг ранее существовавшей континентальной коры эоархейского и хадейского возраста. Образование более позднего циркона с возрастом 3287-2410 млн лет также происходило в процессе переработки раннее существовавшей коры.

Благодарности. Авторы выражают благодарность рецензентам журнала "Петрология" за конструктивные замечания, позволившие значительно улучшить статью.

Источники финансирования. Работа выполнена по материалам, полученным при составлении Госгеолкарты РФ масштаба 1 : 1000000 третьего поколения листа R-49—Оленек. Геохимия циркона изучена в рамках Госзадания ИГГД РАН (тема НИР № 0153-2019-0002). Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ (грант № 18-35-00229/18 мол_а).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Архей Анабарского щита и проблемы ранней эволюции Земли. М.: Наука, 1988. 253 с.

Гусев Н.И. Анабарский щит Сибирского кратона: вещественный состав, геохимия, геохронология. Saarbrücken: LAMBERT Academic Publ, 2013. 188 с.

Гусев Н.И., Пушкин М.Г., Круглова А.А. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1000000 (третье поколение). Лист R-49– Оленек. Объясн. записка. СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2016. 448 с.

Гусев Н.И., Сергеева Л.Ю., Скублов С.Г. и др. Состав и соотношения ранне- и позднеарехейских гранулитов в бекелехской толще Анабарского щита (Сибирский кратон) // Регион. геология и металлогения. 2017. № 70. С. 17–35.

Капитонов И.Н., Адамская Е.В., Лохов К.И., Сергеев С.А. Возможности LA-ICP-MS методики определения ¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf в древнейших (>3 млрд лет) цирконах // XVIII симпозиум по геохимии изотопов. Тез. докл. М.: ГЕОХИ РАН, 2007. С. 117.

Липенков Г.В., Мащак М.С., Кириченко В.Т. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 1000000 (третье поколение). Серия Анабарская. Лист R-48–Хатанга. Объясн. Записка. СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2016. 342 с.

Ножкин А.Д., Лиханов И.И., Савко К.А. и др. Сапфиринсодержащие ультравысокотемпературные гранулиты Анабарского щита: состав, U-Pb возраст цирконов и *P-T* условия метаморфизма // Докл. АН. 2018. Т. 479. № 1. С. 71–76.

Петрографический кодекс России. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования. Издание третье, исправленное и дополненное. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2009. 197 с.

Степанюк Л.М., Пономаренко А.Н., Яковлев Б.Г. и др. Кристаллогенезис и возраст циркона в породах гранулитовой фации (на примере мафитового гранулита далдынской серии Анабарского щита) // Минералогический журн. 1993. Т. 15. № 2. С. 40–52.

Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора, ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 379 с.

Федотова А.А., Бибикова Е.В., Симакин С.Г. Геохимия циркона (данные ионного микрозонда) как индикатор генезиса минерала при геохронологических исследованиях // Геохимия. 2008. № 9. С. 980–997.

Bell E.A., Boehnke P., Harrison T.M. Recovering the primary geochemistry of Jack Hills zircons through quantitative estimates of chemical alteration // Geochim. Cosmochim. Acta. 2016. V. 191. P. 187–202.

Black L.P., Kamo S.L., Allen C.M. et al. TEMORA 1: a new zircon standard for Phanerozoic U-Pb geochronology // Chem. Geol. 2003. V. 200. P. 155–170.

Blichert-Toft J., Albarede F. The Lu-Hf isotope geochemistry of chondrites and evolution of the crust-mantle system // Earth Planet. Sci. Lett. 1997. V. 148. P. 243–258.

Bouvier A.-S., Ushikubo T., Kita N. et al. Li isotopes and trace elements as a petrogenetic tracer in zircon: Insights from Archean TTGs and sanukitoids // Contrib. Mineral. Petrol. 2012. V. 163. P. 745–768.

Chauvel C., Blichert-Toft J. A hafnium isotope and trace element perspective on melting of the depleted mantle // Earth Planet. Sci. Lett. 2001. V. 190. P. 137–151.

Chen R.-X., Zheng Y.-F., Zie L. Metamorphic growth and recrystallization of zircon: distinction by simultaneous in-situ analyses of trace elements, U-Th-Pb and Lu-Hf isotopes in zircon from eclogite-facies rocks in the Sulu orogen // Lithos. 2010. V. 114. P. 132–154.

Condie K.C. TTGs and adakites: are they both slab melts? // Lithos. 2005. V. 80. P. 33–44.

Corfu F., Hanchar J.M., Hoskin P.W.O., Kinny P. Atlas of zircon textures // Rev. Mineral. Geochem. 2003. V. 53. P. 469–500.

Elhlou S., Belousova E., Griffin W.L. et al. Trace element and isotopic composition of GJ red zircon standard by laser ablation // Geochim. Cosmochim. Acta. 2006. V. 70. P. A158. *Gerdes A., Zeh A.* Zircon formation versus zircon alteration –

new insights from combined U-Pb and Lu-Hf *in-situ* LA-ICP-MS analyses, and consequences for the interpretation of Archean zircon from the Central Zone of the Limpopo Belt // Chem. Geol. 2009.V. 261. P. 230–243.

Goldstein S.J., Jacobsen S.B. Nd and Sm isotopic systematics of river water suspended material: implications for crustal evolution // Earth Planet. Sci. Lett. 1988. V. 87. P. 249–265. *Griffin W.L., Pearson N.J., Belousova E. et al.* The Hf isotope composition of cratonic mantle: LAM-MC-ICPMS analysis of zircon megacrysts in kimberlites // Geochim. Cosmochim. Acta. 2000. V. 64. P. 133–147.

Griffin W.L., Belousova E.A., O'Neill C. et al. The world turns over: Hadean-Archean crust-mantle evolution // Lithos. 2014. V. 189. P. 2–15.

Grimes C.B., John B.E., Cheadle M.J. et al. On the occurrence, trace element geochemistry, and crystallization history of zircon from in situ ocean lithosphere // Contrib. Mineral. Petrol. 2009. V. 158. P. 757–783.

Hawkesworth C.J., Cawood P.A., Dhuime B., Kemp T.I.S. Earth's continental lithosphere through time // Annu. Rev. Earth Planet. Sci. 2017. V. 45. P. 169–198.

Harley S.L. The origins of granulites: a metamorphic perspective // Geological Magazine. 1989. V. 126. P. 215–247.

Harley S.L., Kelly N.M., Moller A. Zircon behaviour and thermal histories of mountain chains // Elements. 2007. V. 3. No 1. P. 25–30.

Hoffmann J.E., Münker C., NæraaT. et al. Mechanisms of Archean crust formation inferred from high-precision HFSE systematics in TTGs // Geochim. Cosmochim. Acta. 2011. V. 75. P. 4157–4178.

Hoskin P.W.O. Trace-element composition of hydrothermal zircon and the alteration of Hadean zircon from the Jack Hills, Australia // Geochim. Cosmochim. Acta. 2005. V. 69. P. 637–648.

Hoskin P.W.O., Black L.P. Metamorphic zircon formation by solid-state recrystallization of protolith igneous zircon // J. Metamorph. Geol. 2000. V. 18. P. 423–439.

Jacobsen S.B., Wasserburg G.J. Sm-Nd evolution of chondrites and achondrites // Earth Planet. Sci. Lett. 1984. V. 67. P. 137–150.

Ludwig K.R. User's manual for Isoplot/Ex. Version 2.10. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center Special Publication. 1999. V. 1. 46 p.

Ludwig K.R. SQUID 1.00. A user's manual. Berkeley Geochronology Center Special Publication. 2000. V. 2. 19 p.

Malitch K.N., Belousova E.A., Griffin W.L. et al. Magmatic evolution of the ultramafic-mafic Kharaelakh intrusion (Siberian Craton, Russia): insights from trace-element, U-Pb and Hf-isotope data on zircon // Contrib. Mineral. Petrol. 2010. V. 159. P. 753–768.

Marsh J.H., Stockli D.F. Zircon U-Pb and trace element zoning characteristics in an anatectic granulite domain: Insights from LASS-ICP-MS depth profiling // Lithos. 2015. V. 239. P. 170–185.

O'Brien T.M., Miller E.L. Continuous zircon growth during long-lived granulite facies metamorphism: microtextural, U-Pb, Lu-Hf and trace element study of Caledonian rocks from the Arctic // Contrib. Mineral. Petrol. 2014. V. 168. P. 1071–1088.

Paquette J.L., Ionov D.A., Agashev A.M. et al. Age, provenance and Precambrian evolution of the Anabar shield from U-Pb and Lu-Hf isotope data on detrital zircons, and the history of the northern and central Siberian craton // Precambrian Research. 2017. V. 301. P. 134–144.

Prakash D., Singh P.C., Arima M., Singh T. P-T history and geochemical characteristics of mafic granulites and charnockites from west of Periya, North Kerala, southern India // J. Asian Earth Sci. 2012. V. 61. P. 102–115.

Rapp R.P., Watson E.B. Dehydration melting of metabasalt at 8–32 kbar: implications for continental growth and crustal-mantle recycling // J. Petrol. 1995. V. 36. P. 891–931.

Reimink J.R., Chacko T., Stern R.A., Heaman L.M. The birth of a cratonic nucleus: lithogeochemical evolution of the 4.02–2.94 Ga Acasta Gneiss Complex // Precambrian Research. 2016. V. 281. P. 453–472.

Rubatto D. Zircon: the metamorphic mineral // Rev. Mineral. Geochem. 2017. V. 83. P. 261–295.

Scherer E., Munker C., Mezger K. Calibration of the Lutetium-Hafnium clock // Science. 2001. V. 293. P. 683–687. Shatsky V.S., Malkovets V.G., Belousova E.A. et al. Multistage modification of Paleoarchean crust beneath the Anabar tectonic province (Siberian craton) // Precambrian. Research. 2018. V. 305. P. 125–144. Sun S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Geol. Soc. Spec. Publ. 1989. № 42. P. 313–345. *Trail D*. An accessory mineral and experimental perspective on the evolution of the early crust // Amer. Mineral. 2018. V. 103. P. 1335–1344.

Villa I.M., Hanchar J.M. Age discordance and mineralogy // Amer. Mineral. 2017. V. 102. P. 2422–2439.

Watson E., Harrison T. Zircon thermometer reveals minimum melting conditions on earliest Earth // Science. 2005. V. 308. P. 841–844.

Werner C.D. Saxonian granulites – a contribution to the geochemical diagnosis of original rocks in high-metamorphic complexes // Gerlands Beitr. Geopys. 1987. V. 96. N° 3–4. P. 271–290.

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

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

Winther T.K. An experimentally based model for the origin of tonalitic and trondhjemitic melts // Chem. Geol. 1996. V. 127. P. 43–59.

Woodhead J., Hergt J. Preliminary appraisal of seven natural zircon reference materials for in situ Hf isotope determination // Geostand, Geoanal, Res. 2005, V. 29, P. 183–195.

Woodhead J., Hergt J., Shelley M. et al. Zircon Hf-isotope analysis with an excimer laser, depth profiling, ablation of complex geometries, and concomitant age estimation // Chem. Geol. 2004. V. 209. P. 121–135.

Relics of the Eoarchean Continental Crust of the Anabar Shield, Siberian Craton

N. I. Gusev^{1,*}, L. Yu. Sergeeva¹, A. N. Larionov¹, and S. G. Skublov^{2,3}

¹Karpinsky Russian Geological Research Institute, St. Petersburg, 199106 Russia

²Institute of Precambrian Geology and Geochronology, Russian Academy of Sciences, St. Petersburg, 199034 Russia

³St. Petersburg Mining University, St. Petersburg, 199106 Russia

*e-mail: nikolay_gusev@vsegei.ru

In the northern part of the Anabar shield, the orthopyroxene plagiogneisses of the granulitic Daldyn Group contain lenses of mafic rocks surrounded by melanocratic rims. According to the chemical composition, mafic rocks correspond to subalkaline gabbros, plagiogneisses – to granodiorites, contaminated by mafic material rims – to diorites. Orthopyroxene plagiogneisses of granodiorite composition are characterized by ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd = 0.1097, $\varepsilon_{Nd}(T) = 1.6$, $T_{Nd}(DM) = 3.47$ Ga and are formed after anatectic granitoids with an age of 3.34 Ga. Mafic rocks have high Zr, Th, Pb contents, are enriched in REE ($\Sigma REE = 636$ ppm) with a high degree of fractionation (La/Yb)_N = 17.73) and a well-defined Eu minimum (Eu/Eu* = 0.51), characterized by ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd = 0.099, $\varepsilon_{Nd}(T) = 1.4$, $T_{Nd}(DM) = 3.65$ Ga. It is assumed that the formation of these rocks occurred as a result of crystallization of the melt from the enriched mantle (plume) source. According to the results of determining the age of 50 zircon grains from mafic rocks by the U-Pb method (SHRIMP-II), a group of grains with concordant ages from 3567 to 1939 Ma, as well as a large number of discordant values, were established. Multiple measurements in zircon grains with discordant values make it possible to identify seven grains of the Eoarchean age with upper intersections of discordia 3987 ± 71–3599 ± 33 Ma. The Lu-Hf systematics of 14 zircon grains is characterized by $\varepsilon_{Hf}(T) = +3.7$, close values of $T_{Hf}(DM) = 3.95$ and $T_{Hf}^{C} = 3.93$ Ga, for the oldest zircon 3.99 Ga. Paleoarchean zircons (3.57 Ga) are characterized by negative values of $\varepsilon_{Hf}(T) = -5.3$ and -6.8 and values of $T_{Hf}(DM) = 3.92-3.98$ Ga and $T_{Hf}^{C} = 4.14-4.24$ Ga, indicating recycling of the previously existing Eoarchean and Hadean continental crust. The formation of later zircon (3287–2410 Ma) also occurred during the processing of the previously existing crust.

Keyword: Anabar Shield, Daldyn Group, Eoarchean, Paleoarchean, granulites, zircon, U-Pb age SHRIMP-II, Sm-Nd and Lu-Hf systematics

УДК 552.2:551.72(571.5)

АНОРТОЗИТЫ ОЛОНХУДУКСКОГО МАССИВА БАЙДАРИКСКОГО ТЕРРЕЙНА ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА: ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ, ВОЗРАСТ

© 2020 г. И. К. Козаков^{а,} *, И. В. Анисимова^а, Е. Б. Сальникова^а, А. М. Ларин^а, В. П. Ковач^а, Ю. В. Плоткина^a, А. М. Федосеенко^a

^а Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, наб. Макарова, 2, Санкт-Петербург, 199034 Россия *e-mal: ivan-kozakov@yandex.ru Поступила в редакцию 24.04.2019 г. После доработки 20.05.2019 г. Принята к публикации 29.05.2019 г.

Для анортозитов Олонхудукского массива Байдарикского террейна Центрально-Азиатского складчатого пояса получена оценка возраста 1772 ± 1 млн лет (U-Pb метод по циркону, ID TIMS). Сходная оценка возраста (1784 ± 10 млн лет) ранее была получена для анортозитов Хунжилингольского массива Идерского блока Тарбагатайского террейна. Эти данные свидетельствуют о достаточно значимом временном разрыве (70-60 млн лет) между коллизионным процессом, определяющим становление структуры раннедокембрийских блоков Байдарикского и Тарбагатайского террейнов в интервале 1860–1850 млн лет, и внедрением анортозитов. Завершение аккреционно-коллизионных процессов и консолидация раннедокембрийского блока Байдарикского террейна определяют посткинематические субщелочные граниты с возрастом 1825 ± 5 млн лет. По геохимическим характеристикам анортозиты Олонхудукского и Хунжилингольского массивов сопоставимы с типичными анортозитами древних кратонов. Sm-Nd изотопные данные указывают на смешанный источник данных анортозитов: ювенильный (мантийный компонент палеопротерозойского возраста) и коровый компонент неоархейского возраста. Можно полагать, что родоначальная магма анортозитов была образована в результате значительной коровой контаминации исходной базитовой магмы. Сходство геологического положения, возраста и состава анортозитов Олонхудукского и Хунжилингольского массивов позволяют отнести их к единому комплексу внутриплитных образований. Полученные для анортозитов возрастные значения совпадают с оценкой возраста рифтогенного магматизма Северо-Китайского кратона 1.8–1.75 млрд лет и временем формирования роев мафических даек 1778 ± 3 млн лет (U-Pb метод, SIMS). Можно предполагать, что в конце палеопротерозоя (около 1900-1850 млн лет) рассматриваемые блоки раннедокембрийских пород входили в состав суперконтинента Колумбия (Rogers, Santosh, 2002).

Ключевые слова: цирконы, анотозиты, ранний докембрий, Байдарикский террейн, Олонхудукский массив, Центрально-Азиатский складчатый пояс

DOI: 10.31857/S0869590320020041

введение

Крупные массивы анортозитов являются типичными магматическими образованиями раннедокембрийских структур. В пределах раннедокембрийских кратонов они формируются, главным образом, на посторогенных этапах и служат индикаторами их внутриплитной активизации. В структурах центрального сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса анортозиты известны в раннедокембрийских блоках Тарбагатайского и Байдарикского террейнов (рис. 1). В Тарбагатайском террейне они представлены в структурно разобщенных Хунжилингольском, Мустулинском и Ходжулингольском массивах, в Байдарикском террейне — в Олонхудукском массиве. По своему геологическому положению Олонхудукский массив фактически определяют краевую часть раннедокембрийского блока Байдарикского террейна, так как на его северо-западном продолжении представлены неопротерозойские кристаллические породы Отгонского блока восточной окраины Дзабханского террейна (рис. 1). Все указанные массивы анортозитов расположены в поле позднепалеозойских гранитоидов Хангайского батолита (Ярмолюк и др., 2013, 2016, 2019), поэтому их объединение в составе единого массива достаточно условно. Возраст 1784 ± 10 млн лет (U-Pb метод, ID TIMS) ранее определен только КОЗАКОВ и др.



Рис. 1. Схема геологического положения блоков докембрия в структурах южного обрамления Сибирской платформы. Составлена с использованием материалов (Зайцев, 1990; Карта ..., 1989; Козаков и др., 2017).

(а) – главные тектонические структуры Центральной Азии. 1 – Сибирская платформа, 2 – ранние каледониды, 3 – толщи турбидитного бассейна среднего-позднего палеозоя, 4 – поздние каледониды, 5 – герциниды, 6 – вулканоплутонические пояса позднего палеозоя – мезозоя; 7–8 – фрагменты континентальной коры: с раннедокембрийским (7) и неопротерозойским (8) основанием; 9 – главные тектонические границы. Римскими цифрами обозначены: І – Байдарикский террейн, II – Тарбагатайский террейн, III – Дзабханский террейн, IV – Тувино-Монгольский террейн, V – Сонгинский террейн.

(б) – положение высокоградных метаморфических комплексов в структурах Западной Монголии. 1 – четвертичные отложения, 2 – турбидитные отложения девона-карбона, 3 – нерасчлененные вулканоплутонические комплексы палеозоя-раннего мезозоя, 4 – палеоокеанические и островодужные герциниды Южно-Алтайской зоны, 5 – отложения континентального склона и пассивной окраины, 6 – поздние каледониды Монголо-Алтайской зоны; 7 – раннекаледонские комплексы: а – палеоокеанические и островодужные комплексы эдиакария-нижнего кембрия Озерной зоны, б – отложения континентального склона и пассивной окраины каледонского палеоконтинента – Гоби-Алтайской зоны; 8 – эдиакарий – неопротерозойские офиолиты Баянхонгорской зоны, 9 – ранненеопротерозойские палеоокеанические и островодужные комплексы; 10-15 – блоки кристаллических пород: 10 – раннего докембрия (а – установленные, б – предполагаемые), 11 – нерасчлененные шельфовые и вулканические толщи Баянхонгорской зоны и метаморфические породы Южно-Хангайского метаморфического пояса (поздний неопротерозой), 12 — метаморфические комплексы раннего неопротерозоя (а – обнаженные, б – предполагаемые под чехлом), 13 – метаморфические комплексы позднего неопротерозоя, 14 - метаморфические комплексы раннего палеозоя, 15 - метаморфические комплексы позднего палеозоя; 16 - тектонические границы, разломы; 17 - положение выходов ортопород с ранненеопротерозойскими возрастами: 1 – 983 ± 6, 956 ± 3 и 954 ± 8 млн лет (Demoux et al., 2009); 2 – 955 ± 7 млн лет (Kröner et al., 2010); 3 – 959 ± 8, 944 ± 6 и 930 ± 6 млн лет (Козаков и др., 2015, 2017). Цифры в кружках: 1 – Дзабханский террейн; 2, 3 – блоки Байдарикского террейна: раннедокембрийский Байдарикский блок (2), 3 – поздненеопротерозойский Тацаингольский блок; 4 – Сонгинский террейн, 5 – Тарбагатайский террейн, 6 – Отгонский блок Дзабханского террейна, 7 – Тувино-Монгольский террейн, 8 – Хамардабанский блок.

для анортозитов Хунжилингольского массива (Анисимова и др., 2009). Оценки возраста других массивов, полученные ранее по отношению 207 Pb/ 206 Pb в цирконах термоэмиссионным методом, имеют широкий спектр значений в интервалах 1.3–1.5, 1.7–1.9 и 2.5 млрд лет (Поляков и др., 1983; Суханов и др., 1988). Данные анортозиты являются более поздними по отношению к процессам регионального метаморфизма и складчатости.

В статье представлены данные о структурном положении и возрасте (U-Pb метод по циркону,



Рис. 2. Схема геологического положения Олонхудукского массива анортозитов. 1 – кайнозойские отложения: а – рыхлые отложения, б – поля базальтоидов; 2 – девонские и каменноугольные отложения Хангайского турбидитного бассейна, 3 – нерасчлененные терригенно-вулканные образования среднего—позднего палеозоя, 4 – нерасчлененные образования неопротерозойской Баян-Хонгорской офиолитовой зоны и метаморфические породы Южно-Хангайского метаморфического пояса, 5 – неопротерозойские высокоградные кристаллические породы Отгонского блока Дзабханского террейна; 6, 7 – *кристаллические породы раннедокембрийского фундамента Байдарикского террейна:* 6 – кристаллические комплексы дорифейского фундамента Дзабханского мисроконтинента, 7 – анортозиты Олонхудукского массива; 8 – нерасчлененные гранитоиды среднего–позднего палеозоя; 9 – тектонические границы, разломы; 10 – положение проб: 1 – анортозитов Олонхудукского массива (1784 ± 10 млн лет), 2 – гнейсов Отгонского блока ($T_{Nd}(DM) = 1.19-1.18$, $\varepsilon_{Nd}(T) = +3.5...+3.7$). *Римские цифры*: I – Байдарикский блок, II – Отгонский блок.

ID TIMS) анортозитов Олонхудукского массива, которые позволяют определить характер соотношений фрагментов раннедокембрийской и неопротерозойской континентальной коры Байдарикского, Тарбагатайского и Дзабханского террейнов.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ

Олонхудукский габбро-анортозитовый массив расположен на северо-западной окраине Байдарикского террейна среди позднепалеозойских гранитов Хангайского батолита (рис. 2). Центральная часть массива сложена крупнозернистыми массивными анортозитами, а краевые части — лейкогаббро, габбро и меланократовыми габбро. Аналогичное строение имеют Хунжилингольский и Мустулинский габбро-анортозитовые

ПЕТРОЛОГИЯ том 28 № 2 2020

массивы (Поляков и др., 1983; Анисимова и др., 2009).

В северной части массива анортозиты прорывают кристаллические породы (гнейсы, амфиболиты, гнейсограниты) раннедокембрийского бумбугерского комплекса (Поляков и др., 1983). На магматические породы Олонхудукского массива и вмещающие их породы локально наложены низкотемпературные (не выше зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фации) преобразования, не сопровождающиеся структурной переработкой.

АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДИКИ

Определение содержаний главных элементов и ряда элементов-примесей (Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Pb, Th, Ba, Cr, Co, Ni, V) выполнено методом рентгенофлюоресцентного анализа, а REE (Li, Be, Sc, Cu, Zn, Ga, Y, Nb, Cs, Hf, Ta, Th, U) методом ICP-MS с относительной погрешностью 5–10% в Институте геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН (г. Москва).

Выделение акцессорного циркона анортозита Олонхудукского массива проводилось по стандартной методике с использованием тяжелых жидкостей. Выбранные для U-Pb геохронологических исследований кристаллы циркона (или их фрагменты) подвергались многоступенчатому удалению поверхностных загрязнений в спирте, ацетоне и 1 М HNO₃. При этом после каждой ступени эти кристаллы промывались особо чистой водой. Химическое разложение циркона и выделение U и Pb выполнялось по модифицированной методике T.E. Kpoy (Krogh, 1973). В некоторых случаях для уменьшения степени дискордантности использовалась аэроабразивная обработка (Krogh, 1982). Изотопные анализы выполнены на многоколлекторном масс-спектрометре TRITON ТІ как в статическом, так и динамическом режимах (при помощи счетчика ионов). Для изотопных исследований использовался изотопный индикатор ²³⁵U-²⁰²Pb. Точность определения U/Pb отношений и содержаний U и Pb составила 0.5%. Холостое загрязнение не превышало 15 пг Рb и 1 пг U. Обработка экспериментальных данных проводилась с помощью программам "PbDAT" (Ludwig, 1991) и "ISOPLOT" (Ludwig, 2003). 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.

Sm-Nd изотопные данные были получены в Институте геологии и геохронологии докембрия РАН (г. Санкт-Петербург). Навески около 100 мг растертых в пудру образцов, к которым был добавлен смешанный трассер ¹⁴⁹Sm-¹⁵⁰Nd, разлагались в тефлоновых бюксах в смеси HCl + HF + HNO₃ при температуре 110°С. Полноту разложения проверяли под бинокуляром. Редкоземельные элементы были выделены 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 были измерены на многоколлекторном масс-спектрометре TRITON TI в статическом режиме. Измеренные отношения $^{143}{\rm Nd}/^{144}{\rm Nd}$ нормализованы к $^{146}{\rm Nd}/^{144}{\rm Nd}=0.7219$ и приведены к 143 Nd/ 144 Nd = 0.511860 в Nd-стандарте La Jolla. Уровень холостого опыта за время исследований составлял 0.03-0.2 нг для Sm, 0.1-0.5 нг для Nd. Точность определения концентраций Sm и Nd составила $\pm 0.5\%$, изотопных отношений 147 Sm/ 144 Nd – ±0.5%, 143 Nd/ 144 Nd – ±0.005% (2 σ).

При расчете величин $\epsilon_{Nd}(T)$ и модельных возрастов $T_{Nd}(DM)$ использованы современные значения

однородного хондритового резервуара (CHUR) по (Jacobsen, Wasserburg, 1984) (143 Nd/ 144 Nd = 0.512638, 147 Sm/ 144 Nd = 0.1967) и DM по (Goldstein, Jacobsen, 1988) (143 Nd/ 144 Nd = 0.513151, 147 Sm/ 144 Nd = 0.21365).

РЕЗУЛЬТАТЫ U-РЬ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Акцессорный циркон из анортозитов Олонхудукского массива (проба 6582) представлен субидиоморфными полупрозрачными и прозрачными кристаллами розового и вишневого цвета. Кристаллы характеризуются призматическим обликом и огранены призмами {100}, {110} и дипирамидами {101}, {111}, {211} (рис. 3, I–III). Они имеют, главным образом, однородное строение с фрагментами магматической осцилляторной зональности (рис. 3, IV–VI). В проходящем свете в некоторых кристаллах выявлены реликты унаследованных ядер. Размер зерен циркона изменяется от 50 до 300 мкм, коэффициент удлинения составляет 2.0–3.0.

Для U-Pb геохронологических исследований были использованы четыре микронавески циркона (8-40 зерен), отобранные из размерных фракций 50-70, 70-100, 100-150 и >200 мкм (табл. 1). При этом циркон из двух фракций был подвергнут предварительной аэроабразивной обработке (табл. 1, № 2, 4). Как видно из табл. 1 и на рис. 4, изученный циркон характеризуется незначительной "прямой" $(T(^{206}Pb/^{238}U))$ < < T(²⁰⁷Pb/²³⁵U) < T(²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb) возрастной дискордантностью (табл. 1, № 1-3) или конкордантен (табл. 1, № 4). Значение возраста, определяемого верхним пересечением дискордии, рассчитанной для трех точек изотопного состава, соответствует возрасту 1772 \pm 1 млн лет (нижнее пересечение – 62 ± 180 млн лет, СКВО = 0.13) и совпадает с величиной конкордантного возраста 1773 ± 5 млн лет (CKBO = 0.53, вероятность - 0.46). Несколько правее дискордии находится точка изотопного состава циркона из размерной фракции 50-70 мкм (рис. 4; табл. 1, № 1), что, скорее всего, связано с присутствием реликтов ядер, которые не всегда удается выявить в проходящем свете. Учитывая морфологические особенности циркона из анортозита Олонхудукского массива, свидетельствующие о его магматическом происхождении, есть все основания рассматривать полученное значение возраста 1772 \pm 1 млн лет в качестве наиболее точной оценки возраста его кристаллизации и, соответственно, как возраст становления массива.



Рис. 3. Микрофотографии кристаллов циркона из пробы 6582, выполненные на сканирующем электронном микроскопе VEGA3 TESCAN: I–III – в режиме вторичных электронов; IV–VI – в режиме катодолюминесценции.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ АНОРТОЗИТОВ ОЛОНХУДУКСКОГО МАССИВА

В составе Олонхудукского массива, наряду с анортозитами и лейкогаббро-анортозитами, участвуют более меланократовые породы, что позволяет в целом рассматривать эту совокупность пород как габбро-анортозитовый комплекс. Меланократовые породы в эндоконтактовой зоне, где анортозиты сменяются лейкогаббро, габбро и меланократовым габбро как в Мустулинском и Хунжилингольском массивах (Поляков и др., 1983; Анисимова и др., 2009). По геохимическим особенностям они

Таблица 1. Результаты U-Pb изотопных исследований циркона из анортозитов Олонхудукского массива (проба 6582)

	Papyapuag					Изо	топные отн	ошения			Bo	зраст, млн	лет
№ п/п	газмерная фракция (мкм) и характеристика циркона	Навеска, мг	Рb, мкг/г	U, мкг/г	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	207 Pb/ ²⁰⁶ Pb ^a	208 Pb/ ²⁰⁶ Pb ^a	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	Rho	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb
1	50-70, 40 крист.	0.40	64.4	185	2823	0.1116 ± 1	0.1925 ± 1	4.7224 ± 90	0.3069 ± 3	0.96	1771 ± 3	1725 ± 3	1826 ± 1
2	>200, 100-150,	0.30	66.5	452	19967	0.1084 ± 1	0.2429 ± 1	4.5910 ± 54	0.3073 ± 2	0.94	1748 ± 2	1727 ± 2	1772 ± 1
	30 крист. А = 60%												
3	>200, 8 крист.	0.33	74.3	370	3316	0.1084 ± 1	0.2291 ± 1	4.6459 ± 71	0.3109 ± 3	0.97	1758 ± 3	1745 ± 3	1773 ± 1
4	70–100,	0.44	68.0	181	13288	0.1083 ± 1	0.2623 ± 1	4.7356 ± 151	0.3170 ± 6	0.99	1774 ± 6	1775 ± 6	1772 ± 1
	30 крист. А = 20%												

Примечание. Rho – коэффициент корреляции ошибок отношений ²⁰⁷Pb/²³⁵U – ²⁰⁶Pb/²³⁸U; A = 20% – количество вещества, удаленное в процессе аэроабразивной обработки. Величины ошибок (20) соответствуют последним значащим цифрам. ^а Изотопные отношения, скорректированные на бланк и обычный свинец.

ПЕТРОЛОГИЯ том 28 № 2 2020



Рис. 4. Диаграмма с конкордией для циркона из пробы 6582.

Номера точек соответствуют порядковым номерам в табл. 1.

сопоставимы с типичными анортозитами древних кратонов — "massif type anorthosite" по (Aswal, 1993) и резко отличаются от архейских мегакристовых анортозитов (см. Frost et al., 2002). В то же время нельзя не отметить, что от типичных "massif type anorthosite" их несколько отличает полное отсутствие наиболее дифференцированных членов этой ассоциации — ферродиоритов, а также ассоциирующих с ними высокожелезистых гранитоидов А-типа, близких к рапакиви или чарнокитам.

Анортозиты обогащены Al₂O₃ (21.3–21.2 мас. %), SiO₂ (53.7–52.7 мас. %), CaO (13.4–13.1 мас. %), Na₂O (3.83-3.63 мас. %) и обеднены большинством других оксидов (табл. 2), свидетельствующих о высокой насыщенности пород кумулусным плагиоклазом. Несколько повышенная железистость пород (f = 0.51 - 0.52) и пониженные содержания всех совместимых элементов указывают на кристаллизацию анортозитов из достаточно фракционированного расплава. По содержанию элементов-примесей они существенно отличаются от мегакристовых анортозитов. В рассматриваемых анортозитах содержания REE на порядок выше (табл. 2), а их распределение (рис. 5) достаточно фракционировано и характеризуется хорошо выраженной положительной Eu-аномалией $((La/Yb)_{N} = 11.7-12.4, (La/Sm)_{N} = 3.85-3.96,$ $(Gd/Yb)_N = 2.3-2.5$ и Eu/Eu* = 3.0). Кроме того, они обогащены элементами, имеющими геохимическое сродство с плагиоклазом (в первую очередь с теми, которые замещают Ca - Sr, Eu и в меньшей мере Ва) и резко обеднены всеми остальными элементами (Rb, Th, U, Nb, Ta, REE (кроме Eu), Zr, Hf, Y, Ti) (рис. 5). Геохимические

особенности рассматриваемых анортозитов сближают их с анортозитами Хунжилингольского массива Идерского блока Тарбагатайского террейна (Анисимова и др., 2009).

РЕЗУЛЬТАТЫ Sm-Nd ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Анортозиты Олонхудукского массива характеризуются умеренно отрицательными величинами ε_{№d}(Т) от −6.3 до −5.6 (табл. 3). В координатах ε_№-Возраст (рис. 6) точки изотопных составов рассматриваемых анортозитов лежат чуть выше как поля эволюции раннедокембрийской коры Байдарикского террейна (Kröner et al., 2015, 2017), так и линий эволюции изотопных составов Nd реликтов гранулитов, локализованных во вмещающих породах. В целом Nd-изотопные данные указывают на смешанный источник пород Олонхудукского массива: ювенильный (вероятнее всего. мантийный компонент палеопротерозойского возраста) и коровый компонент неоархейского возраста. Столь мало радиогенный изотопный состав Nd в целом весьма характерен для "massif type anorthosite" раннедокембрийских структур и объясняется процессами коровой контаминации. Первичные магмы габбро-анортозитовых комплексов претерпели сложную полибарическую кристаллизацию (Emslie et al., 1994; Aswal, 1993) и весьма значительную контаминацию веществом нижней континентальной коры, до 75%, а иногда и выше. Как было показано ранее (Taylor, McLennan, 1985; Rudnick, Gao, 2004; Ларин, 2011), добавка даже 75% вещества мафической по составу нижней коры мало скажется на составе исходной магмы габбро-анортозитового комплекса, особенно если в качестве контаминанта будет выступать деплетированный на некогерентные элементы горячий рестит, оставшийся после выплавления из нижней коры анатектического гранитного расплава, как это предлагает Р. Эмсли с коллегами (Emslie et al., 1994). Как отмечали многие исследователи (DePaolo, 1985; Aswal, 1993; Emslie et al., 1994), процессы коровой контаминации осуществлялись, главным образом, в глубинной магматической камере, вблизи границы М, при этом степень контаминации во многом зависит от степени прогретости вмещающих коровых пород. Таким образом, можно полагать, что важным фактором, контролирующим образование анортозитов, наряду с прочими, является интервал времени между завершением последнего орогенического события и временем их внедрения. Для Олонхудукского и Хунжилигольского массивов этот временной интервал составляет около 60-55 млн лет.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Сходство геологического и возрастного положения, минерального и петрохимического составов анортозитов Олонхудукского и Хунжилингольского массивов (Поляков и др., 1983: Анисимова и др., 2009) дает основание отнести их к единому комплексу внутриплитных образований. Полученное значение возраста 1773 ± 5 млн лет свидетельствует о достаточно значимом временном разрыве между коллизионным процессом, определяющим становление палеопротерозойской структуры блоков Байдарикского и Тарбагатайского террейнов в интервале 1860-1850 млн лет, и внедрением анортозитов. Исходя из этого, рассматриваемые анортозиты могут относиться к внутриплитным образованиям, возникающим в условиях растяжения после завершения коллизионных процессов. Установленное значение возраста практически совпадает с оценкой возрастного интервала рифтогенного магматизма Северо-Китайского кратона 1.80-1.75 млрд лет и формированием роев мафических даек 1778 ± 3 млн лет (U-Pb метод, SIMS (Lu et al., 2008)). Более молодой импульс анортозитового внутриплитного магматизма фиксируется в северной части Северо-Китайского кратона в возрастном интервале 1.75-1.68 млрд лет (Zhang et al., 2007; Lu et al., 2008). Однако, в отличие от предыдущего, в этом импульсе анортозиты ассоциируют и с высокожелезистыми, и с высококалиевыми породами среднего состава. и с гранитами А-типа. Все вместе они образуют анортозит-мангерит-шелочногранит-рапакивигранитную магматическую ассоциацию Дамайо. Этот тип внутриплитного магматизма является типичным для протерозойской эпохи и проявлен практически на всех древних платформах Земли (Ларин, 2011). Почти идентичная как по составу, так и по возрасту (1.73-1.70 млрд лет) Улкан-Джугджурская магматическая ассоциация располагается в юго-восточной краевой части Сибирского кратона (Ларин, 2011). Следует отметить, что внутриплитный магматизм этого времени достаточно широко проявился в Сибирском кратоне и преимущественно в его южных краевых частях. Это чарнокиты (кузеевиты) с возрастом 1.73 млрд лет (Бибикова и др., 2001) и граниты А-типа таракского комплекса с возрастом 1.75 млрд лет (Ножкин и др., 2006) Ангаро-Канского краевого выступа, граниты А-типа подпорогского комплекса с возрастом 1.75 млрд лет (Туркина и др., 2003) Бирюсинской глыбы, а также рои базитовых даек с возрастом 1.75 млрд лет – Чайский рой в Прибайкалье и Тимптоно-Алгамайский рой на Алданском щите (Гладкочуб и др., 2010).

Можно полагать, что в конце палеопротерозоя (около 1900—1850 млн лет) рассматриваемые блоки раннедокембрийских пород входили в палеопротерозойский суперконтинент Колумбия (Rogers, San-

ПЕТРОЛОГИЯ том 28 № 2 2020

Таблица 2. Содержания петрогенных (мас. %), редкоземельных и редких (мкг/г) элементов в анортозитах Олонхудукского массива

Компоненты	Проба 6581	Проба 6582
SiO ₂	52.71	53.72
TiO ₂	0.39	0.33
Al_2O_3	21.20	21.30
Fe ₂ O ₃	3.84	3.29
MnO	0.06	0.05
MgO	3.16	2.86
CaO	13.40	13.10
Na ₂ O	3.63	3.83
K ₂ O	0.75	0.89
P_2O_5	0.08	< 0.05
П.п.п.	0.78	0.55
Сумма	100.0	100.0
V	72	63
Cr	24	31
Co	14	11
Ni	14	11
Ga	20	20
Rb	8.3	11
Ba	726	956
Sr	815	825
Y	5.8	5.9
Zr	22	56
Nb	1.1	1.5
La	8.8	9.3
Ce	16.6	17.2
Pr	2.1	2.0
Nd	8.5	8.7
Sm	1.44	1.48
Eu	1.45	1.47
Gd	1.48	1.55
Tb	0.22	0.21
Dy	1.15	1.14
Но	0.23	0.25
Er	0.57	0.63
Tm	0.08	0.09
Yb	0.48	0.54
Lu	0.07	0.09
Hf	0.67	1.18
Та	<0.1	<0.1
Th	0.55	1.7
U	0.12	0.25



Рис. 5. Распределения REE и несовместимых элементов в анортозитах Олонхудукского массива. (а) – распределение REE в анортозитах Олонхудукского массива; концентрации REE нормированы к хондриту, по (Taylor, McLennan, 1985).

(б) – спайдер-диаграмма для анортозитов Олонхудукского массива; концентрации несовместимых элементов нормированы к примитивной мантии (ПМ), по (Sun, McDonough, 1989).

tosh, 2002). В период около 1790—1710 млн лет в данных кратонах началось развитие процессов литосферного растяжения (внутриплитных), которое, однако, не приводило к его распаду. С этих позиций внутриплитные магматические комплексы Байдарикского и Тарбагатайского террейнов, сформированные в интервале около 1790—1780 млн лет, фиксируют самые ранние стадии рифтогенеза, предшествующие распаду суперконтинента. Следующая стадия этого процесса через 80—40 млн лет проявилась в краевых частях Сибирского и Северо-Китайского кратонов, ограничивающих с севера и юга Центрально-Азиатский складчатый пояс. Наряду с габбро-анортозитовым комплексом в эту стадию формируются когенетичные им высокодифференцированные породы среднего, кислого и щелочного составов: Улкан-Джугджурский комплекс Сибирского кратона, Дамайо, Шачанг и др. комплексы Северо-Китайского кратона. Изотопные и геохимические характеристики этих пород указывают на связь подобного магматизма с активностью мантийных плюмов (Ларин, 2011; Zhai, Liu, 2003).

В том, что касается объединения анортозитов Олонхудукского, Хунжилингольского и Мустулинского массивов Байдарикского и Тарбагатайского террейнов в единый массив, то это маловероятно. В современной структуре они разделены

№ п/п	Номер пробы	Возраст, млн лет	Sm, мкг/г	Nd, мкг/г	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	$^{143}Nd/^{144}Nd$ (±2 $\sigma_{_{M3M}}$)	$\epsilon_{\rm Nd}(T)$	T _{Nd} (DM), млн лет
1	6581	1780	1.74	9.04	0.1164	0.511411 ± 7	-5.6	2713
2	6582	1780	1.58	8.12	0.1175	0.511388 ± 5	-6.3	2779
3	6156	1780	1.03	6.02	0.1033	0.511289 ± 5	-5.0	2558
4	6242	1780	0.93	4.12	0.1371	0.511797 ± 5	-2.8	2680
5	6242-1	1780	0.56	3.47	0.0982	0.511285 ± 5	-3.9	2451
6	6657	2550	4.97	25.0	0.1202	0.511369 ± 4	0.3	2890
7	6658	2550	4.74	27.9	0.1025	0.511042 ± 2	-0.2	2876
8	6579	860	2.64	15.54	0.1028	0.512288 ± 8	3.5	1186
9	7553-1	860	4.46	25.5	0.1059	0.512316 ± 3	3.7	1180

Таблица 3. Sm-Nd изотопные данные для анортозитов Олонхудукского и Хунжилингольского массивов, гранулитов идерского комплекса и гнейсов Отгонского блока

Примечание. 1, 2 – Олонхудукский массив Байдарикского террейна, 3–5 – Хунжилингольский массив Тарбагатайского террейна, 6, 7 – гранулиты идерского комплекса Тарбагатайского террейна, 8, 9 – гнейсы Отгонского блока.

палеоокеаническими образованиями неопротерозойской Баян-Хонгорской зоны и Южно-Хангайским метаморфическим поясом эдиакария (см. рис. 1а, 1б). Можно только предполагать, что они принадлежали одному кратону в составе суперконтинента Родиния (Козаков и др., 2007). Следует отметить, что в раннедокембрийских блоках Байдарикского и Тарбагатайского террейнов не фиксируется неопротерозойская структурно-метаморфическая переработка. Это относится и к соотношению Байдарикского и Дзабханского террейнов, которые разделены полем позднепалеозойских вулканитов и гранитоидов Хангай-



Рис. 6. Диаграмма ε_{Nd} —Возраст для анортозитов Олонхудукского и Хунжилингольского массивов. Ромбы — анортозиты, квадраты — гранулиты идерского комплекса (Козаков и др., 2011), заштриховано поле эволюции изотопного состава Nd гранулитов байдарагинского комплекса (Козаков и др., 1997).

ПЕТРОЛОГИЯ том 28 № 2 2020

ского батолита (см. рис. 2). В восточном обрамлении Дзабханского террейна представлены неопротерозойские высокоградные породы Отгонского блока (рис. 2). Для них установлены значения $T_{Nd}(DM) = 1.2$ млрд лет при $\varepsilon_{Nd}(T) = +3.7...+3.5$ (табл. 3), характерные для типовых пород Дзабхан-Мандалской зоны фундамента Дзабханского террейна (Козаков и др., 2014). При этом в анортозитах Олонхудукского массива, локализованного в западной окраине Байдарикского террейна, неопротерозойские структурно-метаморфические преобразования не проявлены. Можно полагать, что рассматриваемые блоки раннего докембрия, входящие в состав данных террейнов, в неопротерозое находились вне зоны влияния процессов неопротерозойской конвергенции. Таким образом, выходы анортозитов Олонхудукского массива и вмещающих его метаморфических пород фактически ограничивают распространение раннедокембрийских кристаллических комплексов фундамента Байдарикского террейна в северо-западном направлении. В целом соотношение блоков ранне- и позднедокембрийских кристаллических комплексов в структуре палеозоид Центральной Азии, скорее всего, обусловлено палеозойскими сдвиговыми деформациями.

Благодарности. Авторы признательны В.М. Саватенкову за консультации и конструктивное обсуждение, сделанные при подготовке настоящей статьи.

Источники финансирования. U-Pb геохронологические исследования выполнены при поддержке PHФ (проект 18-17-00559), Sm-Nd изотопные – при поддержке Госзадания ИГГД РАН (тема 0153-2019-005).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Анисимова И.В., Козаков И.К., Ярмолюк В.В. и др. Анортозиты докембрийских террейнов ЦАСП – возраст, источники и геологическое положение (на примере Хунжилингольского массива Центральной Монголии) // Докл. АН. 2009. Т. 428. № 1. С. 80–86.

Бибикова Е.В., Грачева Т.В., Козаков И.К., Плоткина Ю.В. U-Pb возраст кузеевитов Ангаро-Канского выступа Сибирской платформы // Геология и геофизика. 2001. № 5. С. 864–867.

Гладкочуб Д.П., Писаревский С.А., Эрнст Р. и др. Крупная магматическая провинция (КМП) с возрастом ~1700 млн лет на площади Сибирского кратона // Докл. АН. 2010. Т. 430. № 5. С. 654–657.

Зайцев Н.С. Тектоника Монголии // Эволюция геологических процессов и металлогения Монголии. М.: Наука, 1990. С. 15-22.

Карта геологических формаций Монгольской Народной Республики. Масштаб 1:1500000 / Под ред. А.Л. Яншина. М.: ГУГК СССР, 1989.

Козаков И.К., Котов А.Б., Ковач В.П., Сальникова Е.Б. Корообразующие процессы в геологическом развитии Байдарикского блока Центральной Монголии: Sm-Nd изотопные данные // Петрология. 1997. Т. 5. № 3. С. 240–248.

Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Wang Т. и др. Кристаллические комплексы нижнего докембрия Дзабханского микроконтинента Центральной Азии: возраст, источники, тектоническая позиция // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2007. Т. 15. № 2. С. 3–24.

Козаков И.К., Козловский А.М., Ярмолюк В.В. и др. Кристаллические комплексы Тарбагатайского блока раннекаледонского супертеррейна Центральной Азии // Петрология. 2011. Т. 19. № 4. С. 445–464.

Козаков И.К., Ковач В.П., Бибикова Е.В. и др. Позднерифейский этап формирования кристаллических комплексов Дзабханского микроконтинента: геологические, геохронологические и Nd изотопно-геохимические данные // Петрология. 2014. Т. 22. № 5. С. 516–545.

Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Ковач В.П. и др. Основные этапы развития и геодинамическая обстановка формирования Южно-Хангайского метаморфического пояса Центральной Азии // Петрология. 2015. Т. 23. № 4. С. 339–362.

Козаков И.К., Кузнецов А.Б., Эрдэнэжаргал Ч. и др. Неопротерозойские комплексы фундамента шельфового чехла Дзабханского террейна восточного сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2017. Т. 25. № 5. С. 3–16.

Ларин А.М. Граниты рапакиви и ассоциирующие породы. СПб.: Наука, 2011. 402 с.

Ножкин А.Д., Баянова Т.Б., Туркина О.М. Раннепротерозойские коллизионные и внутриплитные гранитоиды юго-западной окраины Сибирского кратона: петрологогеохимические особенности, U-Pb геохронологические и Sm-Nd изотопные данные // Изотопное датирование процессов рудообразования, магматизма, осадконакопления и метаморфизма. III Российская конференция по изотопной геохронологии. Москва, ИГЕМ РАН, 6–8 июня 2006 г., М.: ГЕОС, 2006. Т. 2. С. 70–75. Поляков Г.В., Изох А.Э., Кривенко А.П. Габбро-анортозитовая формация Монголии // Докл. АН СССР. 1983. Т. 270. № 4. С. 955–959.

Суханов М.К., Троицкий В.А., Баярбилее Л. Доказательства докембрийского возраста анортозитов Монгольской Народной республики // Докл. АН СССР. 1988. Т. 298. № 4. С. 952–955.

Туркина О.М., Бибикова Е.В., Ножкин А.Д. Этапы и геодинамические обстановки раннепротерозойского гранитообразования на юго-западной окраине Сибирского кратона. Докл. АН. 2003. Т. 388. № 6. С. 779–783.

Ярмолюк В.В., Козловский А.М., Сальникова Е.Б. и др. Возраст Хангайского батолита и проблемы полихронности батолитообразования в Центральной Азии // Докл. АН. 2013. Т. 452. № 5. С. 646–652.

Ярмолюк В.В., Козловский А.М., Саватенков В.М. и др. Состав, источники и геодинамическая природа гигантских батолитов Центральной Азии: по данным геохимических и Nd исследований гранитоидов Хангайского зонального магматического ареала // Петрология. 2016. Т. 24. № 5. С. 468–498.

Ярмолюк В.В., Козловский А.М., Травин А.В. и др. Длительность формирования и геодинамическая природа гигантских батолитов Центральной Азии: данные геологических и геохронологических исследований Хангайского батолита // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2019. Т. 27. № 1. С. 80–102.

Ashwal L.D. Anorthosites. Berlin: Springer-Verlag, 1993. 422 p.

Demoux A., Kroner A., Badarch G. et al. Zircon ages from the Baydrag Block and the Bayankhongor Ophiolite Zone: Time constraints on Late Neoproterozoic to Cambrian subduction- and accretion-related magmatism in Central Mongolia // J. Geology. 2009. V. 117. P. 377–397.

DePaolo D.J. Isotopic studies of processes in mafic magma chambers: I. The Kiglapait intrusion, Labrador // J. Petrology. 1985. V. 26. P. 925–951.

Emslie R.F., Hamilton M.A., Theriault R.J. Petrogenesis of a mid-proterozoic anorthosite-mangerite-charnockite-granite (AMCG) complex: Isotopic and chemical evidence from the Nain Plutonic Suite // J. Geol. 1994. V. 102. № 5. P. 539–558.

Frost C.D., Frost B.R., Bell J.M., Chamberlain K.R. The relationship between A-type granites and residual magmas from anorthosite: evidence from the northern Sherman ba-tholith, Laramie Mountains, Wyoming, USA // Prec. Res. 2002. V. 45. P. 45–71.

Goldstein S.J., Jacobsen S.B. Nd and Sr isotopic systematics of rivers water suspended material: implications for crustal evolution // Earth Planet. Sci. Lett. 1988. V. 87. P. 249–265.

Jacobsen S.B., Wasserburg G.J. Sm-Nd evolution of chondrites and achondrites // Earth Planet. Sci. Lett. 1984. V. 67. P. 137–150.

Kröner A., Lehmann J., Schulmann K. et al. Lithostratigraphic and geochronological constraints on the evolution of the Central Asian Orogenic Belt in SW Mongolia: Early Paleozoic rifting followed by late Paleozoic accretion // Amer. J. Sci. 2010. V. 310. P. 523–574.

Kröner A., Kovach V.P., Kozakov I.K. et al. Zircon ages and Nd-Hf isotopes in UHT granulites of the Ider Complex: A cratonic terrane within the Central Asian Orogenic Belt in
NW Mongolia // Gondwana Res. 2015. V. 27. P. 1392–1406.

Kröner A., Kovach V., Kozakov I. et al. Granulites and palaeoproterozoic lower crust of the Baidarik Block, Central Asian Orogenic Belt of NW Mongolia // J. Asian Earth Sci. 2017. V. 145. P. 393–407.

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.

Krogh T.E. Improved accuracy of U-Pb zircon by the creation of more concordant systems using an air abrasion technique // Geochim. Cosmochim. Acta. 1982. V. 46. P. 637–649.

Lu S., Zhao G., Wang Hu., Hao G. et al. Precambrian metamorphic basement and sedimentary cover of North China Craton: A review // Precambr. Res. 2008. V. 160. P. 77–93.

Ludwig K.R. PbDat for MS-DOS, version 1.21 // U.S. Geol. Surv. Open-File Rept. 88-542. 1991. 35 p.

Ludwig K.R. Isoplot 3.70. A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel // Berkeley Geochronology Center Spec. Publ. 2003. V. 4.

Rogers J.J.W., Santosh M. Configuration of Columbia, a mesoproterozoic supercontinent // Gondwana Res. 2002. V. 5. \mathbb{N}_2 1. P. 5–22.

Rudnick R.L., Gao S. Composition of the Continental crust. The Crust. V. 3 // Treatise on Geochemistry. Eds. H.D. Holland, K.K. Turekian, Elsevier Ltd. [CD-ROM]. 2003. P. 1–64.

149

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., Jager E. Subcomission of Geochronology: Convention of the use of decay constants in geo- and cosmochronology // Earth Planet. Sci. Lett. 1976. V. 36. \mathbb{N}_2 . P. 359–362.

Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantel composition and processes // Magmatism in Ocean Basins. Eds. A.D. Saunders and M.J. Norry. Geol. Soc. London. Spec. Publ. 1989. V. 42. P. 313–346.

Taylor S.R., McLennan S.M. The continental crust: its composition and evolution. Oxford: Blackwell Scientific Publications, 1985. 312 p.

Zhai M., Liu W. Palaeoproterozoic tectonic history of the North China craton: A review // Prec. Res. 2003. V. 122. P. 183–199.

Zhang S.-H., Liu S.-W., Zhao Y. et al. The 1.75–1.68 Ga anorthosite-mangerite-alkali granitoid-rapakivi granite suite from the northern North China craton: magmatism related to a paleoproterozoic orogeny // Precambr. Res. 2007. V. 155. P. 287–312.

Olonkhuduk Anorthosite Pluton of the Central Asian Orogenic Belt Baydaric Terrane: Geological Position, Age

I. K. Kozakov^{1, *}, I. V. Anisimova¹, E. B. Salnikova¹, A. M. Larin¹, V. P. Kovach¹, Ju. V. Plotkina¹, and A. M. Fedoseenko¹

¹Institute of Precambrian Geology and Geochronology, Russian Academy of Sciences, St. Petersburg, 199034 Russia *e-mal: ivan-kozakov@yandex.ru

For anorthosites Olonkhuduk pluton of the Oentra-Asian orogenic belt Baydaric terrane was received the age of 1772 ± 1 Ma (U-Pb method, on zircon ID TIMS). A similar age assessment (1784 ± 10 Ma) was previously obtained for the anorthosite Khungilingol pluton of the Tarbagatai terrane Ider block. These data indicate a significant time gap (70-60 Ma) between the collision processes that determine the formation of the structure of the Early Precambrian blocks of the Baidarik and Tarbagatai terranes in the range 1860–1850 Ma, and the introduction of anorthosites. Completion of accretion-collision processes and consolidation of the Baidarik terrain Early Precambrian block is determined by postkinematic subalkaline granites with the age of 1825 ± 5 Ma. On the geochemical characteristics anorthosites Olonkhuduk and Khungilingol plutons arrays is comparable to the typical anorthosites of the ancient cratons. Sm-Nd isotopic data indicate a mixed source of anorthosite data: iuvenile (mantle component of Paleoproterozoic age) and crustal component of neoarchean age. It can be assumed that the ancestral magma of anorthosites was formed as a result of significant crustal contamination of the original basite magma. The similarity of the geologic setting, age and composition of the anorthosites Olonkhuduk and Khungilingol allow you to refer them to a single complex intraplate formations. The age values obtained for the anorthosites coincide with the estimated age of rift magmatism of the North China craton 1.8-1.75 Ga and the time of formation of swarms of mafic dikes 1778 ± 3 Ma (U-Pb method, SIMS). It can be assumed that at the end of the Paleoproterozoic (about 1900-1850 Ma) considered blocks of Early Precambrian rocks were part of the Columbia supercontinent (Rogers, Santosh, 2002).

Keyword: zircon, anorthosit, the Early Precambrian, Olonkhuduk pluton of the of the Centra-Asian orogenic belt Baydaric terrane

УДК 552.321:550.42:550.93 (470.21)

ПЕТРОГЕНЕЗИС И ВОЗРАСТ ПОРОД НИЖНЕЙ ПЛАТИНОНОСНОЙ ЗОНЫ МОНЧЕТУНДРОВСКОГО БАЗИТОВОГО МАССИВА, КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ

© 2020 г. В. В. Чащин^{*a*, *}, Т. Б. Баянова^{*a*, **}, Е. Э. Савченко^{*a*, ***}, Д. В. Киселева^{*b*, ****}, П. А. Серов ^{*a*, *****}

> ^аГеологический институт Кольского научного центра РАН, ул. Ферсмана, 14, Апатиты, Мурманская обл., 184209 Россия

^bИнститут геологии и геохимии Уральского отделения РАН, ул. Академика Вонсовского, 15, Екатеринбург, Свердловская обл., 620016 Россия

> *e-mail: chashchin@geoksc.apatity.ru **e-mail: tamara@geoksc.apatity.ru ***e-mail: evsav@geoksc.apatity.ru ****e-mail: kiseleva@igg.uran.ru ****e-mail: serov@geoksc.apatity.ru Поступила в редакцию 15.01.2019 г. После доработки 18.06.2019 г. Принята к публикации 21.09.2019 г.

Приведены результаты комплексных исследований ассоциации пород нижней зоны северо-восточной части Мончетундровского базитового массива, расположенного в Мончегорском рудном районе. Она включает ортопироксениты, плагиоортопироксениты и нориты, в той или иной степени амфиболизированные и в значительной степени инъецированные габброидами верхней зоны массива. Изучен химический состав главных породообразующих минералов, слагающих данную ассоциацию. Показано, что ортопироксены нижней зоны Мончетундровского массива (НЗММ) существенно отличаются от таковых Мончегорского плутона (Мончеплутона) менее глиноземистым составом, что обусловлено различием условий их кристаллизации. Согласно данным минеральных геотермобарометров, кристаллизация пород H3MM происходила в интервале 1200–1000°С при давлении около 6 кбар на глубине порядка 20 км. Тогда как породы Мончеплутона кристаллизовались при средней температуре 1230°С и давлении 3 кбар в малоглубинных условиях. По химическому составу породы НЗММ характеризуются умеренными содержаниями магния и кремнезема, повышенным — железа и низким — титана, обогащением легкими редкоземельными элементами (ЛРЗЭ) и крупноионными литофилами (Rb, Ba и Sr) при деплетировании высокозарядными элементами (Nb и Ta). По поведению главных элементов они сходны с аналогичными породами осевой части нижней зоны Мончетундровского массива, залегающими в его основании. Кроме того, по всем петро-геохимическим параметрам породы НЗММ близки сходным породам Мончеплутона. Получены новые изотопно-геохронологические данные U-Pb методом по единичным цирконам из пород H3MM. Возраст ортопироксенитов составил 2496.3 ± 2.7 млн лет, норитов – 2500 ± 2 млн лет, что в пределах погрешности свидетельствует о синхронности их образования. По данным Sm-Nd изотопной систематики ортопироксениты имеют возраст 2452 \pm 85 млн лет, положительное значение величины $\epsilon_{Nd}(T) = +1.7$ и модельный возраст протолита исходных пород T(DM), равный 2.76 млрд лет. В качестве возможного исходного расплава для изученных пород рассматриваются коматииты, контаминированные коровым материалом. Полученные результаты исследований свидетельствуют о том, что Мончетундровский массив представляет собой составную интрузию, нижняя зона которой соответствует расслоенным интрузиям, а верхняя представлена породами, принадлежащими комплексу габбро-анортозитов. Формирование массива происходило в течение как минимум трех эпизодов магматической активности (2.50, 2.47 и 2.45 млрд лет).

Ключевые слова: Мончетундровский базитовый массив, ортопироксениты, плагиоортопироксениты, нориты, минеральный состав, *P-T* условия образования, петро-геохимические особенности, изотопно-геохронологические данные

DOI: 10.31857/S0869590320020028

введение

Палеопротерозойский Мончетундровский базитовый массив является одним из крупнейших в Кольском регионе, занимая площадь около 130 км². Наряду с Мончеплутоном он входит в состав Мончегорского хромово-платинометально-медно-никелевого рудного района (рис. 1) и изучается на протяжении довольно длительного времени. Геологические исслелования, начатые с серелины прошлого столетия, в основном были направлены на поиски сульфидных медно-никелевых руд. Существует две точки зрения о принадлежности Мончетундровского массива к тому или иному интрузивному комплексу. Долгое время считалось, что Мончетундровский массив является частью позднеархейского габбро-анортозитового комплекса Главного хребта (Козлов и др., 1967; Юдин, 1980; Магматические ..., 1985). Впоследствии были получены многочисленные изотопно-геохронологические свидетельства палеопротерозойского возраста пород верхней зоны Мончетундровского массива (Расслоенные ..., 2004а; Баянова и др., 2010; Борисенко и др., 2015), однако мнение о его принадлежности к габбро-анортозитовому комплексу Главного хребта сохранялось (Расслоенные ..., 2004а). Согласно другой точке зрения (Соколова, 1976; Шарков, 1971, 1980, 2006), массив является расслоенной интрузией и рассматривается в качестве верхней части единого с Мончеплутоном расслоенного Мончегорского комплекса.

Следует отметить, что верхняя, сравнительно хорошо обнаженная зона Мончетундровского массива исследована достаточно полно (Расслоенные ..., 2004а; Нерович и др., 2009; Кунаккузин и др., 2015а), тогда как нижняя зона изучена явно недостаточно и до последнего времени сведения о ней базировались на материалах бурения глубоких структурных скважин. В то же время она представляет значительный интерес в связи с обнаружением в последнее время в ее пределах малосульфидного платинометального месторождения Лойпишнюн, геологическое строение которого, геохимия элементов платиновой группы и минералогия платиновых металлов изучены достаточно хорошо (Чащин и др., 2018). Однако основные петрологические параметры становления этой рудоносной части Мончетундровского массива, а именно: состав породообразующих минералов, петро-геохимические характеристики пород, Р-Т условия кристаллизации, источники вещества и др. остались не исследованы. Для изучения этих вопросов, играющих важную роль, в том числе и в понимании процессов платинометального рудообразования, было предпринято исследование вешественного состава и изотопно-геохимических параметров пород НЗММ в его северо-восточной части, в районе малосульфидного платинометального месторождения Лойпишнюн.

ГЕОЛОГИЯ И ГЕОХРОНОЛОГИЯ МОНЧЕТУНДРОВСКОГО МАССИВА

Геологическое положение, внутреннее строение и петрография пород

Мончетундровский массив расположен в центральной части Кольского региона, в зоне сочленения палео-неоархейского Кольского блока с неоархейским Терско-Аллареченским зеленокаменным поясом и палеопротерозойской Имандра-Варзугской рифтогенной структурой (рис. 1). В плане он имеет овальную форму протяженностью около 30 км при ширине 2-6 км, вытянутую в северо-западном направлении с погружением на юго-восток. По данным глубокого структурного бурения Мончетундровский массив в разрезе является пологой мульдой с падением трахитоидности и первичной полосчатости к ее центру (рис. 1). Вертикальная мощность сохранившейся части массива составляет около 2 км, а его верхняя часть и кровля эродированы. Северо-западная и северо-восточная

Рис. 1. Геологическая схема Кольского полуострова (а).

^{1 –} палеозойские плутоны щелочных нефелиновых сиенитов: Хибинский (Х), Ловозерский (Л); 2 – палеопротерозойские рифтогенные структуры: Печенгская (П), Имандра-Варзугская (ИВ), Куолаярвинская (К); 3 – палеопротерозойские гранулитовые пояса: Лапландский (Л), Кандалакшско-Колвицкий (КК); 4 – позднеархейские зеленокаменные пояса: Колмозеро-Воронинский (КВ), Терско-Аллареченский (ТА).

Схема геологического строения Мончетундровского массива и Мончеплутона (б).

^{1 –} метадуниты и метагарцбургиты; 2 – палеопротерозойская Имандра-Варзугская рифтогенная структура: метабазальты, метаандезибазальты, метариолиты, метариодациты и метадациты, кварциты и сланцы пестрого состава; 3 – микроклин-плагиоклазовые граниты; 4 – расслоенные базитовые интрузии Имандровского комплекса; 5 – Островской массив, расслоенный от перидотитов до габброноритов; 6 – интрузия Чуна-тундра комплекса Главного хребта: анортозиты, лейкогаббро, габбронориты и лейконориты; 7 – Мончетундровский массив: (а) верхняя зона: метагаббро и метагаббронориты, (б) нижняя зона: нориты и ортопироксениты; 8 – кварцевое метагаббро массива 10-й аномалии; 9 – габбронориты и нориты массива оз. Морошковое; 10 – габбронориты массива Кириха; 11 – Мончеплутон: (а) жильные сульфидные Сu-Ni руды, (б) рудный пласт 330, (в) "критический" горизонт Нюда, (г) метагаббронориты массива предгорий Вуручуайвенч, (д) нориты и габбронориты, (е) ортопироксениты; (ж) переслаивание ортопироксенитов и гарцбургитов, (з) гарцбургиты, (и) дуниты; 12 – гнейсо-диориты и кварцевые гнейсо-диориты; 13 – неоархейский Терско-Аллареченский зеленокаменный пояс: амфиболиты, биотит-амфиболовые и биотитовые плагиосланцы; 14 – палео-неоархейские метаморфические и ультраметаморфические образования Кольского блока; 15 – разрывные нарушения; 16 – структурные скважины и их номера.



части массива контактируют с глиноземистыми гнейсами, основными гранулитами и диоритами Кольского блока, а юго-западная — с амфиболитами, биотит-амфиболовыми и биотитовыми плагиосланцами неоархейского Терско-Аллареченского зеленокаменного пояса. Юго-восточная часть массива частично перекрыта кислыми метавулканитами арваренчской свиты с возрастом 2429 \pm 6.6 млн лет (Вревский, 2011) палеопротерозойской Имандра-Варзугской рифтогенной структуры. Часть северо-восточного контакта Мончетундровского массива, в районе Пентландитового ущелья и далее на юго-восток, проходит с Мончеплутоном и маркируется Мончетундровским разломом (рис. 1).

Юго-восточное продолжение Мончетундровского массива получило собственное название массив Южная Сопча (рис. 1). Следует отметить, что вопрос принадлежности этого массива к той или иной интрузии является предметом дискуссии. По мнению Т.Л. Гроховской с соавторами (Гроховская и др., 2012) он является частью Мончетундровского массива. Согласно другой точке зрения (Кнауф, Гусева, 2011; Sharkov, Chistyakov, 2012), рассматривается в составе единой интрузии южного обрамления Мончеплутона, включающей, помимо массива Южная Сопча, массивы Морошкового озера и Вуручуайвенч (рис. 1). Существует также мнение, что породы верхней зоны массива Южная Сопча близки к таковым Мончетундровского массива (Гроховская и др., 2012), тогда как нижней – имеют сходство с ортопироксенитами и норитами Мончеплутона (Рундквист и др., 2012; Pripachkin et al., 2016).

Во внутреннем строении Мончетундровского массива разными авторами выделяются две (Расслоенные ..., 2004а), три (Нерович и др., 2009) или четыре (Шарков, 2006) зоны. Основные разногласия касаются объема выделения различных зон в верхней части массива, которые по вещественному составу пород между собой принципиально не различаются. Поэтому, учитывая, что строение верхней части массива в настоящей работе не рассматривается, нами для упрощения принято двучленное строение массива. В этом случае массив делится на нижнюю норит-ортопироксенитовую и верхнюю лейкогаббро-габброноритовую зоны.

В общем объеме Мончетундровского массива нижняя зона составляет около 20%. В центральной, осевой части массива ее разрез является наиболее полным и хорошо сохранившимся. достигая 450 м мощности. В основании нижней зоны залегают ортопироксениты и плагиоортопироксениты, которые выше по разрезу сменяются мезо-меланократовыми норитами. В юго-западном крыле мульды мошность НЗММ постепенно уменьшается до <50 м и срезается разломом (рис. 1). Геологическое строение НЗММ в северо-восточном борту мульды, в зоне, примыкающей к тектонической границе с Мончеплутоном (рис. 1), судя по данным структурных скважин М-1 и 753, а также многочисленных поисковых скважин. в отличие от центральной части гораздо сложнее (рис. 2, 3). В целом породы НЗММ в этой части Мончетундровского массива состоят из отдельных фрагментов мощностью от 1-10 до 50-250 м, прорванных габброидами верхней зоны (рис. 2, 3). Разрез НЗММ здесь характеризуется незакономерным чередованием ортопироксенитов и плагиоортопироксенитов мощностью от 2-3 до 50 и более метров с мезо-меланократовыми норитами мощностью 1-30 м. При этом расслоенность в них проявлена неотчетливо. Обычно эти породы связаны между собой постепенными переходами, зачастую в различной степени амфиболизированы и по вещественному составу сходны с аналогичными породами, вскрытыми структурными скважинами в осевой части массива.

Ортопироксениты НЗММ представляют собой породы мелко-среднезернистого сложения, состоящие из идиоморфных кристаллов ортопироксена (кумулус), по краям зерен слабо замещенных бесцветным тремолитом (до 5 об. %), реже хлоритом (до 1–3 об. %) (рис. 4а). Иногда в ортопироксенитах содержится интеркумулусный плагиоклаз в количестве до 2-3 об. %. В качестве второстепенного минерала присутствует ксеноморфный клинопироксен, в акцессорных количествах - карбонат и титаномагнетит. Плагиоортопироксениты внешне ничем не отличаются от ортопироксенитов и установлены при микроскопическом изучении. От ортопироксенитов они отличаются повышенным содержанием интеркумулусного плагиоклаза (до 10–15 об. %) среди идиоморфных и субидиоморфных кристаллов ортопироксена (рис. 4б), содержащего тонкие келифитовые каймы тремолита. Мезо- и меланократовые нориты включают две разновидности: среднезернистые (рис. 4в) и крупнозернистые (рис. 4г), которые,

153

Рис. 2. Строение НЗММ по данным бурения структурных скважин: 753, по Н.Г. Добрыниной (1967 г.), 742, 765, по Х.Т. Шляховой (1972 г.) и М-1, по В.Н. Климентьеву (1999 г.), с упрощениями.

дайки метадолеритов и метагаббро-долеритов; 2 – микроклин-плагиоклазовые граниты; 3 – амфиболиты: (а) роговообманковые, (б) гранатсодержащие, (в) тремолитовые; 4, 5 – породы Мончетундровского массива: 4 – верхняя зона: метагаббро и метагаббронориты мезо-лейкократовые средне-крупнозернистые, 5 – нижняя зона: (а) нориты, (б) ортопироксениты и плагиоортопироксениты; 6 – дуниты (а) и гарцбургиты (б); 7 – гнейсо-диориты и кварцевые диориты; 8 – плагиогнейсы: (а) ставролит-гранат-биотитовые, (б) биотит-амфиболовые; 9 – геологические границы: (а) достоверные, (б) фациальные.





Рис. 3. Схема геологического строения малосульфидного платинометального месторождения Лойпишнюн и разрезы по скважинам МТ-3, МТ-25, МТ-69 и МТ-72, по М.С. Люлько (2007 г.), с упрощениями и изменениями. 1 – дайки метадолеритов: (а) вне масштаба, (б) в масштабе разрезов; 2 – дуниты; 3, 4 – Мончетундровский массив: 3 – средне-крупнозернистые лейкогаббро и метагаббронориты верхней зоны, 4 – нориты (а) и ортопироксениты (б) нижней зоны; 5 – гнейсы ставролит-гранат-биотитовые; 6 – геологические границы фациальные; 7 – разрывные нарушения; 8 – скважины и их номера.



Рис. 4. Фотографии шлифов типичных пород H3MM: (а) – ортопироксенит (шлиф 69088), (б) – плагиоортопироксенит (шлиф 69140), (в) – норит I группы (шлиф 72089), (г) – норит II группы (шлиф 72048). Здесь и на рис. 6, 14 и 17 символы минералов по (Whitney, Evans, 2010).

как будет показано ниже, различаются по химическому составу. Обычно они состоят из идиоморфных и субидиоморфных кристаллов слабо амфиболизированного (до 10 об. % тремолита) ортопироксена (40–60 об. %), субидиоморфных и ксеноморфных зерен плагиоклаза (30–50 об. %) (рис. 4в, 4г) и содержат редкие зерна ксеноморфного клинопироксена, а также биотита, титаномагнетита, рутила, кварца, апатита и сульфидов. В некоторых случаях нориты интенсивно амфиболизированы, иногда (пробы 72102, 69100) в значительной степени карбонатизированы.

Верхняя зона Мончетундровского массива составляет около 80% от его объема при вертикальной мощности от 500 до 1400 м (рис. 1). Она представлена мезократовыми среднезернистыми, реже крупнозернистыми, интенсивно амфиболизированными лейкократовыми габброноритами массивной, участками трахитоидной, текстуры и крупнозернистыми лейкогаббро, реже анортозитами, обычно залегающими в верхней части разреза. В осевой части массива разрез габброидов обычно однороден, иногда среди них встречаются прослои (ксенолиты) пород нижней зоны (скв. 765, инт. 1040-1170 м, рис. 2) и тремолитовых амфиболитов мощностью 25 м (скв. 742, рис. 2). В северо-восточной части массива разрез этой зоны, вскрытый скважиной М-1, включает два интервала: 0-755 и 1034-1770 м (рис. 2). Первый сложен преимущественно средне-крупнозернистым массивным лейкогаббро, иногда трахитоидным, с редкими маломощными прослоями габброноритов и анортозитов, а также редкими прослоями троктолитов. Второй интервал представлен, главным образом, средне-крупнозернистыми мезо- и лейкократовыми метагаббро, реже метагабброноритами (рис. 2). Среди них встречаются прослои (ксенолиты) норитов и мелкозернистых гранатсодержащих меланократовых амфиболитов неясной природы, а также кварцевых амфиболовых, реже гиперстеновых, диоритов, являющихся, вероятно, ксенолитами фундамента (рис. 2). Ниже по разрезу скв. М-1 (инт. 1850-2100 м) габброиды встречаются в виде маломощных жил в преобладающих норитах и плагиоортопироксенитах нижней зоны (рис. 2). При этом в отдельных случаях

Номер пробы	Номер скважин/глубина; интервал	Порода
69088	MT-69/240.3	Ортопироксенит
69132	MT-69/275.2	Ортопироксенит
69134	MT-69/276.5	Ортопироксенит плагиоклазсодержащий
69147	MT-69/286.1	Ортопироксенит плагиоклазсодержащий
69083	MT-69/237.1	Плагиоортопироксенит
69091	MT-69/243.5	Плагиоортопироксенит
69092	MT-69/244.5	Плагиоортопироксенит
69140	MT-69/280.2	Плагиоортопироксенит
72117	MT-72/286.8	Плагиоортопироксенит
72122	MT-72/291.3	Плагиоортопироксенит
69100	MT-69/250.6	Метанорит мезо-меланократовый
72088	MT-72/260.9	Метанорит меланократовый
72089	MT-72/261.4	Норит мезо-меланократовый
72048	MT-72/230.6	Норит мезократовый
72102	MT-72/274.1	Метанорит мезо-меланократовый
72110	MT-72/280.75	Метанорит мезократовый
	Геохронологические	пробы
MT-3	MT-3/172.2–229.0	Ортопироксенит
MT-25	МТ-25/104.1-117.85 и 129.85-138.6	Норит мезократовый

Таблица 1. Привязка проанализированных проб и их петрографическая характеристика

отмечается цементация габброидами обломков меланоноритов (Расслоенные ..., 2004а). Секущий характер соотношений между габброидами верхней зоны и породами нижней подтверждается многочисленными примерами в обнажениях массива Южная Сопча (Рундквист и др., 2012). Приведенные факты с высокой степенью достоверности свидетельствуют о фазовых соотношениях между породами нижней и верхней зон Мончетундровского массива.

В пределах как нижней, так и верхней зон массива встречаются многочисленные линзовидно-пластовые тела дунитов, реже гарцбургитов, в той или иной степени серпентинизированных, мощностью до 50 м. Так, по разрезу скв. 753 вскрыто около 40 подсечений ультрабазитов, которые группируются в 20 самостоятельных тел, секущих как породы НЗММ, так и габброиды верхней зоны (рис. 2). Они не коррелируют друг с другом по разрезу скважин и занимают различное положение в разрезе НЗММ. В нижней части разреза скв. М-1 вскрыто более мощное однородное тело таких пород, залегающее на границе между диоритами фундамента и вышеописанной зоны чередования пород верхней и нижней зон массива (инт. 2100-2350 м) (рис. 2). В целом ультрабазиты, скорее всего, являются более молодыми образованиями относительно пород нижней и верхней зон Мон-

ПЕТРОЛОГИЯ том 28 № 2 2020

четундровского массива и по этой причине они исключены из дальнейшего рассмотрения.

Кроме того, породы обеих зон массива содержат ксенолиты ставролит-гранат-биотитовых плагиогнейсов мощностью около 10 м, а также секутся многочисленными дайками метадолеритов (рис. 2, 3).

Геохронология пород Мончетундровского массива

Ранее U-Pb методами по циркону и бадделеиту были определены возрасты пород как нижней, так и верхней зон Мончетундровского массива. Для плагиоортопироксенитов НЗММ из района Пентландитового ущелья получен возраст в 2502.3 ± 5.9 (Bayanova et al., 2014), а для метаноритов массива Южная Сопча – 2504 ± 1 млн лет (Чащин и др., 2016). Породы верхней зоны массива характеризуются значительным разбросом возрастов. Так, для трахитоидных габброноритов возраст определен в интервале 2501-2507 млн лет (Баянова и др., 2010; Нерович и др., 2009; Расслоенные ..., 2004б), для массивных лейкогабброноритов и метагаббро Южной Сопчи – 2478–2471 млн лет (Баянова и др., 2010; Борисенко и др., 2015; Чащин и др., 2016) и для массивных лейкогаббро – 2456-2453 млн лет (Митрофанов и др., 1993; Баянова и др., 2010). Следует отметить, что возрасты массивных лейкогабброноритов Мончетундровского массива и метагаббро массива Южная Сопча в пределах ошибки весьма близки таковым для лейконоритов краевой зоны (2463 ± 2.4 млн лет) и лейкогаббро главной зоны (2467 ± 8 млн лет) Волчьетундровского габбро-анортозитового массива (Чащин и др., 2012), а также трахитоидных лейкогаббро Чунатундровского массива (2467 ± 7 млн лет) (Баянова, 2004; Расслоенные ..., 2004б), относящихся к комплексу габбро-анортозитов Главного хребта. Это свидетельствует о высокой вероятности принадлежности верхней зоны Мончетундровского массива к этому же комплексу. Наряду с этим, секущие соотношения между трахитоидными габброноритами и массивными лейкогаббро верхней зоны (Борисенко и др., 2015) в совокупности с имеющимися различиями в возрастах могут служить доказательством фазовых соотношений между ними.

Sm-Nd методом по породообразующим минералам и сульфидам возраст плагиоортопироксенитов нижней зоны из района Пентландитового ущелья составляет 2489 ± 49 млн лет с положительной первичной величиной ε_{Nd} , равной +1.2, и модельным возрастом протолита, равным 3.19 млрд лет (Вауапоva et al., 2014). Для метаноритов массива Южная Сопча первичная величина $\varepsilon_{Nd} = -2.19$, а модельный возраст протолита составляет 3.21 млрд лет (Чащин и др., 2016).

Породы Мончетундровского массива неравномерно метаморфизованы с увеличением интенсивности метаморфизова в северо-восточном направлении и максимумом вблизи Мончетундровского разлома. Sm-Nd методом по метаморфических преобразований габброидов верхней зоны: 2038 ± 58 млн лет (Шарков и др., 2006), 2020 ± 50 и 2017 ± 38 млн лет (Кунаккузин и др., 20156). Первый из этих возрастов рассматривается в качестве времени заложения Мончетундровского разлома, а остальные характеризуют время метаморфических преобразований пород.

АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

Все пробы для аналитических исследований, в том числе геохронологические, были отобраны из керна поисковых скважин, пробуренных в пределах месторождения малосульфидных платинометальных руд Лойпишнюн. Положение этих скважин показано на рис. 3, а глубины отбора проб и характеристики пород приведены в табл. 1.

Анализ петрогенных компонентов (полный силикатный анализ) выполнен в химико-аналитической лаборатории Геологического института КНЦ РАН (г. Апатиты) под руководством Л.И. Константиновой. Для определения компонентов применялись следующие методы: атомно-абсорбционный пламенный (Si, Al, Fe, Mg, Ca, Mn), эмиссионный пламенный (Na, K), фотоколориметрический (Ti), весовой (П.п.п., H₂O⁻) и объемный (CO₂, FeO).

Химический состав породообразующих минералов изучался рентгеноспектральным методом на электроннозондовом микроанализаторе Сатеса MS-46 при ускоряющем напряжении 22 кВ и силе тока зонда 30—40 нА. В качестве эталонов использовались искусственные и природные соединения: Si, Ca (волластонит), Al ($Y_3Al_5O_{12}$), Na, Ti (лоренценит), Mg (форстерит), Fe (гематит), Mn (MnCO₃) и K (вадеит).

Содержание элементов-примесей определено в ИГГ УрО РАН (г. Екатеринбург) с помощью ICP-MS анализа на квадрупольном масс-спектрометре NexION 300S (Perkin Elmer, США). Микроволновое разложение проб осуществлялось смесью кислот HCl + HNO₃ + HF с использованием системы Berghof Speedwave MWS 3+. Точность определения элементов контролировалась с помощью сертифицированных образцов базальта BCR-2 и андезита AGV-2 (USGS). Полученные концентрации редких, рассеянных и редкоземельных элементов удовлетворительно согласуются с аттестованными величинами с допустимым отклонением в пределах 15%. Погрешности определения элементов составили (отн. %): 24 (Сг, Ni, Co, Cu, V, Ba, Sr), 30 (Rb), 41 (P39), 50 (Zr), 60 (Y, Hf, Ta, Nb, Th, U).

Цирконы для U-Pb изотопных исследований, а также породообразующие минералы и сульфиды для Sm-Nd изотопных исследований были выделены в лаборатории сепарации вещества и первичной обработки проб Геологического института КНЦ РАН под руководством Л.И. Коваль по стандартной методике сепарации с помощью электромагнитов различной мощности и тяжелых жидкостей.

Изотопное U-Pb датирование единичных цирконов осуществлялось в лаборатории геохронологии и изотопной геохимии Геологического института КНЦ РАН на семиканальном масс-спектрометре Finnigan MAT-262 с использованием искусственного трассера ²⁰⁵Pb по методике, изложенной в работах (Баянова и др., 2007; Bayanova et al., 2014).

Измерения концентраций Sm и Nd, а также изотопного состава Nd проводились на семиканальном твердофазном масс-спектрометре Finnigan-MAT 262 (RPQ) в статическом двухленточном режиме с использованием рениевых и танталовых лент. Ошибка в 147 Sm/ 144 Nd отношениях составляет 0.3% (2 σ) — среднее значение из семи измерений в стандарте BCR. Погрешность измерения изотопного состава Nd в индивидуальном анализе — 0.004%; для минералов с низкими концентрациями Nd и Sm — до 0.017%. Холостое внутрилабораторное загрязнение по Nd равно 0.3 нг и по Sm — 0.06 нг.

0/
(мас.
H3MM
з пород
ксенов и
одипотдо
составы (
мические
. Хи
Габлица 2

ПЕТРОЛОГИЯ

том 28

Nº 2

2020

		11111					ri D	.05	IA	~ 1 1		υд	111		TER	1 1 1.		r II	101	100			501	IDI				1.39
72110		ориты	57.18	Ι	1.20	0.13	15.07	0.47	24.32	0.59	0.13	I	90.66		2.059	I	0.051	0.004	0.454	0.014	1.305	0.023	0.009	Ι	72.6	26.1	1.3	
72102		ы и метан І группы	56.80	0.08	0.55	0.10	17.64	0.38	22.56	0.38	0.07	0.03	98.59		2.078	0.002	0.024	0.003	0.540	0.012	1.230	0.015	0.005	0.001	68.5	30.7	0.8	
72048	ай	норить]	50.68	0.39	0.96	I	23.92	0.47	20.14	1.84	I	I	98.40		1.949	0.011	0.044	I	0.769	0.015	1.154	0.076	I	Ι	57.3	38.9	3.8	
72089	кр	ориты	53.76	0.20	1.01	0.08	15.08	0.32	26.17	2.04	0.05	0.05	98.76		1.968	0.006	0.044	0.002	0.462	0.010	1.428	0.080	0.004	0.001	72.1	23.8	4.1	
72088		ы и метан I группы	57.57	0.43	0.78	0.07	14.97	0.33	24.10	1.16	I	0.06	99.47		2.065	0.012	0.033	0.002	0.449	0.010	1.288	0.045	I	0.002	71.9	25.6	2.5	
69100		норить	56.40	Ι	0.58	0.06	17.43	0.29	24.83	0.29	I	0.08	96.66		2.037	I	0.025	0.002	0.527	0.009	1.337	0.011	Ι	0.002	71.0	28.4	0.6	
72122	центр		53.50	0.10	1.21	0.28	16.64	0.37	25.98	2.08	0.10	0.09	100.35	a 6(O)	1.946	0.003	0.052	0.008	0.506	0.011	1.408	0.081	0.007	0.003	70.2	25.8	4.0	5.
72117	ай	ИТЫ	53.66	0.22	1.08	0.09	16.09	0.34	26.03	1.74	I	0.07	99.32	есчете на	1.962	0.006	0.047	0.003	0.492	0.011	1.418	0.068	Ι	0.002	71.3	25.3	3.4	омера про
69140	dм	ироксен	54.99	0.19	1.07	0.36	11.85	0.26	28.82	1.75	I	0.09	99.38	нов в пер	1.968	0.005	0.045	0.010	0.355	0.008	1.538	0.067	Ι	0.003	78.2	18.4	3.4	кения, * но
69092		гиоортоп	53.99	0.14	0.95	0.07	16.77	0.38	25.36	2.09	Ι	0.07	99.82	нество ио	1.971	0.004	0.051	0.002	0.512	0.012	1.379	0.082	Ι	0.002	69.5	26.4	4.1	іа обнаруя
69091	центр	Шла	54.24	0.13	0.92	0.10	15.92	0.34	25.70	2.08	I	I	99.43	Коли	1.978	0.004	0.040	0.003	0.485	0.011	1.397	0.081	Ι	Ι	70.8	25.1	4.1	тже предел
69083			52.30	0.19	0.98	0.05	22.85	0.44	20.91	2.11	Ι	0.04	99.87		1.966	0.003	0.043	0.002	0.718	0.014	1.171	0.085	Ι	0.001	58.9	36.8	4.3	ин винажо
69147			55.70	0.16	1.23	0.49	9.57	0.23	30.86	1.74	0.07	0.05	100.10		1.959	0.004	0.051	0.014	0.282	0.007	1.618	0.066	0.005	0.001	82.1	14.6	3.3	bк – содеl
69134	край	оксениты	54.16	0.22	1.05	0.20	15.49	0.37	25.61	1.98	Ι	0.05	99.13		1.977	0.006	0.045	0.006	0.473	0.011	1.393	0.077	Ι	0.001	71.2	24.8	4.0	 4: проче
69132		ортопирс	55.25	0.21	1.03	0.45	10.75	0.24	29.98	1.68	0.09	I	99.68		1.962	0.006	0.043	0.013	0.319	0.007	1.587	0.064	0.006	0.003	80.3	16.5	3.2	и в табл. 3
69088*	центр		54.49	0.13	1.15	0.49	10.74	0.23	30.83	1.60		0.06	99.72		1.938	0.003	0.048	0.014	0.319	0.007	1.634	0.061	Ι	0.002	80.8	16.2	3.0	ние. Здесь
	Компо-	ненты	SiO ₂	TiO_2	Al_2O_3	Cr_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	NiO	Сумма		Si	Ti	Al	Cr	Fe	Mn	Mg	Ca	Na	ïZ	En	F_S	Wo	Примечан

ПЕТРОГЕНЕЗИС И ВОЗРАСТ ПОРОД НИЖНЕЙ ПЛАТИНОНОСНОЙ ЗОНЫ

159

Tuomingu or 7 mini			тов поред 110	(mae: //)		1
	69132*	69134	69140	72117	72089	72048
Компоненты	0.0000				норит	норит
	ортопиро	эксениты	плагиоортоп	проксениты	I группы	II группы
SiO ₂	52.19	51.70	52.56	51.42	52.57	49.14
TiO ₂	0.34	0.42	0.33	0.37	0.27	0.52
Al_2O_3	1.94	1.81	1.64	1.65	1.89	1.97
Cr ₂ O ₃	0.91	0.35	0.64	0.19	0.13	0.08
FeO	5.47	9.54	5.89	8.82	8.66	13.05
MnO	0.15	0.23	0.17	0.24	0.25	0.30
MgO	16.70	16.14	16.75	15.62	16.54	14.07
CaO	21.13	18.34	21.35	19.17	18.93	18.04
Na ₂ O	0.38	0.23	0.31	0.30	0.29	0.32
K ₂ O	—	—	—	0.04	—	0.03
Сумма	99.21	98.76	99.64	97.82	99.53	97.52
		Количество	о ионов в пересч	ете на 6(О)		
Si	1.933	1.942	1.941	1.945	1.951	1.909
Ti	0.009	0.012	0.009	0.011	0.008	0.015
Al	0.085	0.080	0.071	0.074	0.083	0.090
Cr	0.027	0.010	0.019	0.006	0.004	0.002
Fe	0.169	0.300	0.182	0.280	0.269	0.424
Mn	0.005	0.007	0.005	0.008	0.008	0.010
Mg	0.922	0.903	0.922	0.882	0.915	0.815
Ca	0.839	0.738	0.845	0.779	0.753	0.751
Na	0.027	0.017	0.022	0.022	0.021	0.024
K	_	_	_	0.002	_	0.001
En	47.6	46.4	47.2	45.3	47.1	40.7
Fs	9.0	15.7	9.6	14.7	14.2	21.7
Wo	43.4	37.9	43.2	40.0	38.7	37.6

Таблица 3. Химические составы клинопироксенов из пород НЗММ (мас. %)

Точность определения концентраций Sm и Nd составляет $\pm 0.5\%$. Изотопные отношения были нормализованы по отношению ¹⁴⁶Nd/¹⁴⁴Nd = 0.7219, а затем пересчитаны на отношение ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd в стандарте La Jolla, равное 0.511860. Вычисление параметров изохрон проводилось с помощью программного комплекса ISOPLOT (Ludwig, 2008).

МИНЕРАЛОГИЯ

Полученные результаты определения химического состава породообразующих минералов приведены в табл. 2–4 и показаны на рис. 5, 6. Ортопироксен является главным породобразующим минералом в породах НЗММ. Он образует в основном идиоморфные кристаллы призматической и таблитчатой формы размером 0.5-3 мм, зачастую резорбированные и окруженные тонкой келифитовой каймой бесцветного тремолита. По химическому составу, согласно классификации Н. Моримото (Morimoto, 1988), все ортопироксены относятся к энстатиту, при этом отмечается отчетливая зависимость их состава от основности пород, что свидетельствует о наличии скрытой расслоенности в породах НЗММ. Так, наиболее магнезиальными являются ортопироксены из ортопироксенитов с узкими вариациями состава

(En_{71-81}), тогда как из плагиоортопироксенитов и норитов они характеризуются более низкими величинами энстатитовой молекулы и весьма широкими колебаниями состава: (En_{59-78}) и (En_{57-73}) соответственно (табл. 2, рис. 5). Ортопироксены из ортопироксенитов и плагиоортопироксенитов НЗММ довольно однородны по содержаниям Al и Ca (0.92–1.23 мас. % Al₂O₃ и 1.60–2.11 мас. % CaO), тогда как в норитах разброс составов становится значительно большим (0.55–1.20 мас. % Al₂O₃ и 0.29–2.04 мас. % CaO) (табл. 2, рис. 5а, 5б). Содержание Cr₂O₃ в ортопироксенах закономерно снижается от 0.20–0.49 мас. % в ортопироксенитах и 0.05–0.36 мас. % в плагиоортопироксенах до 0.13 мас. % в норитах (табл. 2, рис. 5в).

Зональность в ортопироксенитах отсутствует. Она не проявлена при их изображении в обратно отраженных электронах и не выражена в результатах химических анализов из разных частей зерен (табл. 2). Микрозондовое профилирование зерен ортопироксенов из ортопироксенитов и плагиоортопироксенитов показало, что они имеют гомогенный состав (рис. 6) и только в ортопироксене из плагиоортопироксенитов наблюдается несущественное снижение содержания MgO по направлению к краям зерна (рис. 6б). Это свидетельствует о значительной длительности остыва-

								(~) · · · · ·								
ПЕТР	Компо-	69132*	69134	69147	69083	69091	69092	69140	72117	72122	69100	72088	72089	72048	72102	72110
олог	ненты	орто	нироксен	INTЫ		ылп	гиоортоп	ироксени	ITЫ		dон	иты I груг	IIIЫ	лdон	тты II груг	IIIIbI
ия	SiO_2	50.92	51.24	50.21	53.59	52.28	49.97	50.48	52.97	53.34	50.72	49.22	49.23	50.49	50.94	49.15
том	TiO_2	0.05	I	I	I	0.08	I	I	I	I	0.04	I	I	I	I	0.05
28	Al_2O_3	30.87	29.94	31.21	29.02	29.72	30.77	30.76	28.42	29.73	30.61	31.90	31.60	31.54	30.48	31.76
Nº 2	FeO	0.19	0.38	0.11	0.23	0.12	0.38	0.48	0.38	0.32	0.18	0.06	0.20	0.50	0.06	0.13
202	CaO	13.70	14.83	14.17	12.42	13.54	15.92	14.05	12.07	11.74	14.69	15.68	14.74	13.49	13.96	16.32
0	Na_2O	3.65	3.22	3.65	4.47	3.82	2.73	3.65	4.94	4.91	3.30	2.96	3.16	4.01	3.75	2.31
	K ₂ 0	0.03	0.02	0.04	0.09	0.04	0.02	0.07	0.07	0.05	0.03	I	0.06	0.07	0.03	0.04
	Сумма	99.41	99.63	99.39	99.82	<u>99.60</u>	99.79	99.49	98.85	100.09	99.57	99.82	98.99	100.10	99.22	99.76
						Коли	чество ис	нов в пер	есчете на	8(O)						
	Si	2.329	2.346	2.303	2.431	2.382	2.292	2.316	2.431	2.412	2.322	2.256	2.271	2.301	2.336	2.255
	Τi	0.002	Ι	Ι	Ι	0.003	I	Ι	Ι	Ι	0.001	I	I	I	I	0.002
	AI	1.665	1.616	1.687	1.552	1.596	1.664	1.663	1.538	1.585	1.652	1.723	1.719	1.694	1.648	1.718
	Fe	0.007	0.015	0.004	0.009	0.005	0.015	0.008	0.015	0.012	0.007	0.002	0.008	0.019	0.002	0.005
	Ca	0.671	0.727	0.696	0.604	0.661	0.783	0.691	0.594	0.569	0.721	0.770	0.729	0.659	0.686	0.802
	Na	0.324	0.286	0.325	0.393	0.337	0.243	0.325	0.440	0.431	0.293	0.263	0.283	0.354	0.333	0.205
	K	0.002	0.001	0.002	0.005	0.002	0.001	0.004	0.004	0.003	0.002	Ι	0.004	0.004	0.002	0.002
	Ab	32.5	28.2	31.7	39.2	33.7	23.7	31.8	42.4	42.9	28.8	25.5	27.8	34.8	32.6	20.4
	An	67.3	71.7	68.1	60.3	66.1	76.2	67.8	57.2	56.8	71.0	74.5	71.8	64.8	67.2	79.4
	Or	0.2	0.1	0.2	0.5	0.2	0.1	0.4	0.4	0.3	0.2	0.0	0.4	0.4	0.2	0.2

Таблица 4. Химические составы плагиоклазов из пород H3MM (мас. %)

ПЕТРОГЕНЕЗИС И ВОЗРАСТ ПОРОД НИЖНЕЙ ПЛАТИНОНОСНОЙ ЗОНЫ

161



Рис. 5. Составы ортопироксенов из пород Мончетундровского массива и Мончеплутона на диаграммах: (а) En-Al₂O₃, (б) En-CaO, (в) Al₂O₃-Cr₂O₃ и (г) FeO- MnO. Составы ортопироксенов из ортопироксенитов и норитов Мончеплутона по (Анализы..., 1983; Докучаева, 1974, 1979; Козлов, 1973; Дистлер и др., 1988), из пород верхней зоны Мончетундровского массива по (Чащин, 1999).

ния родоначального расплава H3MM и, соответственно, медленной скорости кристаллизации слагающих ее пород.

Сравнение состава ортопироксенов из пород H3MM с таковыми Мончеплутона показало, что последние являются гораздо более глиноземистыми, в большинстве случаев – более магнезиальными, а в ряде случаев – более хромистыми и кальциевыми (рис. 5). Характерно, что в ортопироксенах H3MM и Мончеплутона содержания Mn и Fe имеют положительную корреляцию между собой, укладываясь в единый тренд (рис. 5г). Ортопироксены из крупнозернистых габброноритов верхней зоны Мончетундровского массива, несмотря на ограниченность имеющихся данных, демонстрируют в целом низкие содержания глинозема и повышенные — марганца (рис. 5).

Клинопироксен встречается в виде редких ксеноморфных зерен размером 1-2 мм в ортопироксенитах, плагиоортопироксенитах и норитах. По химическому составу, согласно существующей классификации Н. Моримото (Morimoto, 1988), данный клинопироксен от-



Рис. 6. Морфология и изображения зерен ортопироксена в обратно отраженных электронах из (а) ортопироксенитов (шлиф 69132) и (б) плагиоортопироксенитов (шлиф 69140) с графиками микрозондового профилирования.

носится к авгиту ($En_{41-48}Fs_{9-22}Wo_{38-43}$) с весьма широкими вариациями ферросилитовой молекулы (табл. 3). Кроме того, для его состава характерно стабильное содержание глинозема (1.64–1.97 мас. % Al₂O₃), низкие содержания Ті и Na, резко переменные – Cr (табл. 3).

Плагиоклаз развит в виде редких ксеноморфных зерен в ортопироксенитах, его количество и, соответственно, степень идиоморфизма возрастают в плагиоортопироксенитах (до 10%) и, наряду с ортопироксеном, он является одним из главных минералов в норитах, образуя субидиоморфные зерна размером 1–3 мм, зачастую полисинтетически сдвойникованные (рис. 4в, 4г). По химическому составу плагиоклаз соответствует лабрадору (An_{57-68}) и битовниту (An_{71-79}) (табл. 4), при этом зависимости состава плагиоклаза от основности пород не обнаружено.

Р-Т УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ПОРОД

Результаты изучения химического состава орто- и клинопироксенов из пород H3MM были использованы для оценки *P-T* параметров мине-

ПЕТРОЛОГИЯ том 28 № 2 2020

ральных равновесий. Для этих целей применялись следующие термометры: ортопироксеновый (Brey, Köhler, 1990), клинопироксеновый (Nimis, Taylor, 2000) и двупироксеновые (Перчук, 1977а; Mori, Green, 1978; Bertrand, Mercier, 1985; Brey, Köhler, 1990), а также ортопироксеновые геобарометры (Перчук, 1977б; Mercier, 1980). Необходимо отметить, что двупироксеновый геотермометр П. Бертрана и Ж.-К. Мерсье показал несколько завышенные величины температур по сравнению с остальными довольно удовлетворительно согласующимися между собой двупироксеновыми геотермометрами. Полученные результаты приведены в табл. 5.

По ортопироксеновому геотермометру Дж.П. Брея и Т. Кохлера (Brey, Köhler, 1990), основанному на содержании Са в ортопироксене, получены в целом весьма выдержанные значения, варьирующие от 1051 до 1249°С, в среднем – 1189°С. Исключение составляют три пробы метаноритов, в реликтах ортопироксена которых определено весьма низкое содержание Са (0.29– 0.59 мас. %). Полученные по ним температуры варьируют от 767 до 897°С (табл. 5) и составляют в

			-	Гермометрь	Ы			Баром	метры
Номер пробы			Cpx-Opx			Opx	Срх	0	рх
проов	1	2	3	4	5	6	7	8	9
69088						1146		5.8	5.6
69132	1065	1020	1119	985	975	1160	1000	6.0	5.9
69134	1043	1099	1290	1055	1117	1223	1118	5.9	5.7
69147						1168		5.3	5.7
69083						1255		6.2	5.4
69091						1239		6.4	6.2
69092						1241		6.3	6.1
69140	1042	950	1117	968	972	1176	996	5.8	5.7
72117	1009	1020	1231	1009	1023	1180	1070	5.8	5.3
72122						1238		5.3	5.5
69100						767		8.3	3.0
72088						1056		7.1	4.8
72089	1033	1014	1272	1048	988	1234	1114	6.0	6.0
72048	948	866	1268	931	829	1216	1045	6.3	4.9
72102						815		8.5	3.3
72110						897		5.4	2.8
Среднее	1023 ± 41	995 ± 163	1216 ± 78	999 ± 48	1001 ± 93	1195 ± 55	1057 ± 53	6.2 ± 1.1	5.1 ± 1.1

Таблица 5. Температуры (°С) и давления (кбар) минеральных равновесий пород НЗММ

Примечание. 1–7 – термометры: 1 – (Перчук, 1977а), 2 – (Mori, Green, 1978), 3 – (Bertrand, Mercier, 1985), 4, 6 – (Brey, Köhler, 1990), 5 – (Taylor, 1998), 7 – (Nimis, Taylor, 2000); 8, 9 – барометры: 8 – (Перчук, 1977б), 9 – (Mercier, 1980).

среднем 822°С, отражая условия метаморфического преобразования пород. Таким образом, можно предположить, что кристаллизация кумулусного ортопироксена происходила при температуре около 1200°С (ликвидус). Клинопироксен в породах H3MM, являясь интеркумулусным минералом, согласно данным клинопироксенового термометра П. Нимиса и У.Р. Тейлора (Nimis, Taylor, 2000), образовался после кристаллизации ортопироксена на позднемагматическом этапе при температуре в среднем около 1050°С (табл. 5). По результатам двупироксеновой термометрии температурное равновесие между сосуществующими орто- и клинопироксенами установилось при ~1000°С (солидус) (табл. 5).

Использование имеющихся данных по составу ортопироксенов и клинопироксенов из пород верхней зоны Мончетундровского массива (Чащин, 1999) для оценки *P-T* условий их образования с применением тех же геотермометров показало, что они кристаллизовались в температурном интервале от 900 до 1050°С, в среднем около 980°С, что сопоставимо с температурой солидуса пород H3MM.

Для сравнения определена температура кристаллизация пород Мончеплутона, сходных по составу с породами H3MM (ортопироксенитов и норитов), с использованием имеющихся литературных данных по химическому составу ортопироксенов (Анализы ..., 1983; Докучаева, 1974; 1979; Козлов, 1973; Дистлер и др., 1988). Согласно расчетам по ортопироксеновому геотермометру Дж.П. Брея и Т. Кохлера (Brey, Köhler, 1990), она протекала при 1191–1296°С, в среднем – 1230 ± 35°С, что несколько выше температуры ликвидуса пород H3MM.

Значения давления по ортопироксеному геобарометру Л. Перчука (Перчук, 1977б), основанному на зависимости содержания глинозема в ортопироксене от давления, варьируют в довольно широком диапазоне: от 5.3 до 8.3 кбар, составляя в среднем 6.2 кбар (табл. 5). Согласно данным ортопироксенового геобарометра Ж.-К. Мерсье (Mercier, 1980), рассчитываемого по валовому химическому составу минерала, величины давления изменяются в основном от 4.8 до 6.2 кбар, в среднем — 5.1 кбар (табл. 5). Исключение составляют три пробы с низким содержанием Са. в которых определены и более низкие, почти в два раза ниже, чем в большинстве проб, величины давления -2.8-3.3 кбар, в среднем около 3.0 кбар (табл. 5). Исходя из предположения, что полученное давление является литостатическим, можно констатировать, что кристаллизация основного объема пород НЗММ протекала на глубине около 20 км, тогда как вторичные изменения происходили на глубине около 10 км.

Согласно полученным данным расчетов давления, кристаллизация пород верхней зоны Мончетундровского массива происходила в среднем при 7.5 кбар (Перчук, 1977б), т.е. в целом сопоставимых с данными для пород НЗММ. Для пород Мончеплутона результаты определения давления показали значения 3.0 кбар (Перчук, 1977б), что гораздо ниже таковых для пород НЗММ и свидетельствует о том, что кристаллизация основной массы пород Мончеплутона происходила в малоглубинных условиях.

164

Таблица 6. Химический состав пород НЗММ

Компо-	69088*	69132	69134	69147	69083	69091	69092	69140	72117
ненты	0	ртопирокс	ениты			плагио	ортопирок	сениты	
SiO ₂	53.70	53.77	53.93	54.01	50.90	51.03	51.58	53.18	50.10
TiO_2	0.14	0.18	0.15	0.16	0.33	0.22	0.24	0.18	0.38
Al_2O_3	2.22	3.05	3.82	3.48	4.94	5.84	4.90	7.09	3.78
Cr_2O_3	0.37	0.35	0.35	0.44	0.026	0.036	0.026	0.23	0.047
Fe_2O_3	0.00	0.10	0.36	0.00	2.59	2.38	2.65	0.10	2.76
FeO	9.13	9.99	9.05	9.61	14.00	12.08	11.61	9.81	14.97
FeO _{tot}	9.13	10.08	9.37	9.61	16.33	14.22	14.00	9.90	17.45
MnO	0.23	0.24	0.23	0.21	0.29	0.25	0.26	0.21	0.33
MgO	29.35	26.20	26.20	27.10	18.04	18.80	19.82	21.52	20.03
CaO	2.54	3.76	3.61	3.16	3.19	4.50	4.38	5.45	4.01
Na ₂ O	0.19	0.28	0.34	0.31	0.47	0.52	0.51	0.68	0.35
K ₂ O	0.08	0.06	0.05	0.05	0.44	0.30	0.25	0.10	0.13
П.п.п.	1.58	1.69	1.16	1.07	2.38	2.57	2.32	1.23	2.27
H_2O^-	0.06	0.18	0.20	0.17	0.32	0.25	0.28	0.20	0.29
CO ₂	0.24	0.28	0.12	0.19	1.14	0.39	0.37	0.26	0.37
Сумма	99.83	100.17	99.57	99.96	99.06	99.17	99.20	100.24	99.82
Mg#	0.76	0.72	0.74	0.74	0.52	0.57	0.59	0.68	0.53
Rb	1.5	1.2	1.1	0.8	10.7	6.8	5.9	2.0	3.0
Ba	5.9	8.6	9.0	7.1	69.2	39.5	34.9	21.2	17.1
Th	0.04	0.07	0.07	0.06	0.53	0.25	0.33	0.11	0.26
U	0.01	0.01	0.01	0.01	0.19	0.06	0.08	0.02	0.07
Та	0.01	0.01	0.01	0.01	0.06	0.02	0.03	0.01	0.03
Nb	0.08	0.13	0.13	0.09	0.64	0.25	0.31	0.14	0.29
Sr	16.0	21.5	34.2	22.9	32.5	44.0	37.6	62.0	25.6
Hf	0.06	0.15	0.11	0.09	0.41	0.19	0.22	0.16	0.22
Zr	1.5	3.8	2.8	2.5	11.6	4.5	5.9	4.3	5.7
Y	0.65	1.8	1.4	1.0	3.3	2.4	2.6	2.0	3.6
V	46.9	54.1	53.0	51.9	112	87.2	88.0	63.3	124
Cr	1703	1672	1725	2447	315	269	333	1049	482
Ni	277	249	253	287	338	437	552	278	278
Co	55.9	61.6	63.1	61.9	79.6	72.6	80.9	54.3	72.1
Cu	15.0	32.6	27.9	44.0	672	863	957	29.7	260
La	0.28	0.52	0.48	0.47	2.18	1.14	1.52	0.80	1.13
Ce	0.61	1.30	1.09	1.05	4.71	2.55	3.30	1.80	2.58
Pr	0.08	0.18	0.14	0.13	0.57	0.31	0.41	0.23	0.33
Nd	0.36	0.87	0.63	0.59	2.33	1.34	1.71	1.03	1.47
Sm	0.09	0.24	0.17	0.16	0.53	0.33	0.39	0.26	0.39
Eu	0.04	0.08	0.07	0.06	0.14	0.12	0.13	0.12	0.11
Gd	0.12	0.32	0.22	0.19	0.61	0.41	0.46	0.35	0.54
Tb	0.02	0.05	0.04	0.03	0.10	0.07	0.07	0.06	0.09
Dy	0.13	0.37	0.27	0.22	0.68	0.49	0.51	0.40	0.72
Ho	0.03	0.08	0.06	0.05	0.16	0.11	0.12	0.09	0.16
Er	0.10	0.27	0.20	0.16	0.52	0.37	0.37	0.39	0.57
Im	0.02	0.04	0.03	0.02	0.08	0.06	0.06	0.04	0.09
YD Lu	0.10	0.29	0.21	0.17	0.61	0.42	0.42	0.32	0.66
Curata	0.02	0.03	2.65	0.03	0.10	0.07	0.07	0.03	0.11 8.06
Cymma (La/Vb)	1.99	4.00	3.03	3.31	15.52	1./8	9.33	J.38 1 71	0.90
$(La/10)_{\rm N}$	1.07	1.24	1.33	1.69	2.42	1.00	2.43	1./1	1.10
$(Eu/Eu^*)_N$	1.05	0.88	1.09	1.08	0.77	1.03	0.95	1.19	0.75
$(Ce/Sm)_N$	1.59	1.45	1.88	1.79	2.17	1.67	2.42	2.54	1.59
$(Gd/Yb)_N$	0.94	0.92	0.83	0.91	0.81	0.80	0.87	0.90	0.66

Таблица 6. Окончание

Varia	72122	69100	72088	72089	72048	72102	72110	Crearury
KOMIIO-	плагиоортопи-	норит	ъ и метано	ориты	норит	ъ и метано	ориты	Среднии
ненты	роксениты		I группы	•		II группы		состав
SiO ₂	50.69	51.38	48.62	48.39	51.69	52.39	52.74	52.44
TiO ₂	0.23	0.16	0.15	0.15	0.75	0.37	0.66	0.24
Al_2Q_2	4.11	7.10	12.96	13.08	6.23	9.59	11.38	5.61
Cr_2O_2	0.035	0.047	0.051	0.066	0.011	0.024	0.029	0.21
Fe ₂ O ₂	2.06	4 24	2 59	2.05	1.86	2.18	2.83	1.26
FeO	13.01	6.86	6.18	7.96	15.00	9.38	10.61	10.05
FeO _{tot}	14.86	10.68	8.51	9.81	16.67	11.34	13.46	11.19
MnO	0.29	0.16	0.16	0.15	0.33	0.20	0.21	0.23
MgO	21.19	13.66	15.42	13.39	12.54	14.10	11.22	21.60
CaO	4.82	5.83	7.01	8.22	6.16	5.90	5.18	4.43
Na ₂ O	0.41	0.73	1.03	1.24	0.86	1.26	1.45	0.57
$K_2 \tilde{O}$	0.14	0.20	0.26	0.21	0.35	0.36	0.57	0.17
П .́п.п.	2.30	5.40	3.60	2.61	3.62	2.70	2.47	2.14
H_2O^-	0.25	0.74	0.35	0.49	0.19	0.21	0.23	0.24
CO_2	0.62	3.59	0.91	0.49	1.07	1.14	0.14	0.58
Сумма	100.16	100.10	99.29	98.50	100.75	99.80	99.72	99.77
Mg#	0.59	0.56	0.64	0.58	0.43	0.55	0.46	0.66
Rb	3.4	4.6	6.7	5.1	8.2	10.9	25.4	4.7
Ba	22.6	33.0	80.6	58.7	57.4	124	132	34.9
Th	0.24	0.10	0.07	0.05	0.90	0.72	1.30	0.24
U	0.14	0.06	0.02	0.02	0.17	0.18	0.31	0.06
Та	0.03	0.02	0.05	0.02	0.12	0.08	0.14	0.03
Nb	0.19	0.32	0.89	0.20	1.2	1.3	2.1	0.41
Sr	33.9	55.9	128	141	48.3	117	131	50.8
Hf	0.16	0.13	0.13	0.13	0.68	0.51	0.82	0.22
Zr	4.1	3.9	4.3	4.2	20.3	19.0	29.6	6.6
Y	3.3	1.8	1.8	2.4	8.0	4.7	5.8	2.4
V	96.2	71.5	52.0	56.3	179	86.7	155	74.8
Cr	346	326	281	317	92.8	160	190	1105
Ni	327	259	226	688	158	288	258	301
Co	68.8	46.7	41.0	58.4	73.5	49.5	51.9	59.4
Cu	364	104	205	2149	271	341	436	295
La	1.09	0.76	1.29	1.06	4.04	4.98	6.86	1.43
Ce Dr	2.44	1.53	2.77	2.23	9.32	10.50	14.40	3.13
PI Na	0.33	0.18	0.55	0.29	1.19	1.27	1.75	0.39
Sm	0.41	0.78	0.31	0.32	1.25	1.05	1.39	0.30
Fu	0.13	0.20	0.31	0.32	0.32	0.36	0.40	0.39
Gd	0.15	0.12	0.17	0.20	1.56	1.21	1 49	0.13
Th	0.00	0.05	0.05	0.07	0.24	0.15	0.19	0.47
Dv	0.65	0.05	0.05	0.46	1 70	1.00	1.25	0.50
Ho	0.00	0.08	0.08	0.10	0.38	0.21	0.27	0.11
Er	0.19	0.00	0.00	0.10	1 18	0.64	0.82	0.35
Tm	0.08	0.05	0.04	0.05	0.18	0.10	0.12	0.05
Yb	0.55	0.32	0.27	0.32	1.23	0.63	0.83	0.38
Lu	0.09	0.05	0.04	0.05	0.20	0.10	0.13	0.06
Сумма	8.56	5.02	7.80	7.18	27.99	27.33	36.83	9.11
$\frac{1}{(La/Yb)_N}$	1.33	1.59	3.26	2.26	2.23	5.36	5.64	2.59
$(Eu/Eu^*)_N$	0.83	1.52	1.55	1.58	0.69	0.97	0.85	0.96
$(Ce/Sm)_{N}$	1 4 5	1.88	2.17	1.67	1.79	2.42	2.54	1.96
(Gd/Yb) _N	0.82	0.68	1.11	1.11	1.02	1.55	1.46	1.02

Примечание. П.п.п. – потери при прокаливании, Mg# = MgO/(MgO + FeO_{tot}), где FeO_{tot} = 0.9Fe₂O₃ + FeO, * номера проб. Содержания петрогенных элементов определены в мас. %, элементов-примесей – в г/т.



Наст. 7. Винарные диаграммы MgO-оссиды для пород нзмим в сопоставлении с аналогичными по составу породами НЗММ в осевой части Мончетундровского массива и Мончеплутона.

 породы НЗММ в районе месторождения Лойпишнюн: (а) ортопироксениты, (б) плагиоортопироксениты, (в) нориты I группы, (г) нориты II группы; 2 – средний состав пород НЗММ; 3, 4 – породы НЗММ, вскрытые глубокими структурными скважинами, по данным производственных организаций: 3 – в осевой части массива (скв. 742 и 765), 4 – в северо-восточной части массива (скв. 753): (а) ортопироксениты, (б) нориты; 5 – поля составов пород Мончеплутона

по (Химические ..., 1982) и данным производственных организаций: (а) перидотиты, (б) ортопироксениты, (в) нориты; 6 – поля химических составов архейских коматиитов по (Arndt et al., 2008; Sossi et al., 2016); 7 – поля химических составов фанерозойских бонинитов по (Hickey, Frey, 1982; Pearce et al., 1992).

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПОРОД

Химический состав ортопироксенитов, плагиоортопироксенитов и норитов, принимающих участие в строении H3MM, приведен в табл. 6 и показан на рис. 7–11. **Ортопироксениты** характеризуются наиболее высокими содержаниями магния и кремнезема (MgO = 26.20-29.35 мас. % и SiO₂ = 53.70-54.01 мас. %), низкими – глинозема (Al₂O₃ = 2.22-3.82 мас. %), титана (TiO₂ = 0.14-0.18 мас. %), кальция (CaO = 2.54-3.76 мас. %) и



Рис. 8. Положение пород H3MM на диаграммах $MgO-(Fe_2O_3 + FeO + TiO_2)-Al_2O_3$ (а) и AFM (б). Условные обозначения см. рис. 7.

суммой шелочей (Na₂O + K₂O = 0.27–0.39 мас. %), слабыми вариациями содержания железа (FeO_{tot} = = 9.13–10.08 мас. %) при низкой доле окисного железа (табл. 6, рис. 7). На диаграмме Al₂O₃– (Fe₂O₃ + FeO + TiO₂)–MgO они располагаются в полях ультрамафитовых и мафитовых коматиитов (рис. 8а) и относятся к толеитовой серии (рис. 8б). Для ортопироксенитов характерно повышенное содержание Cr (1673–2447 г/т) при сравнительно узких диапазонах содержаний V (47–54 г/т), Ni (248–286 г/т) и Co (56–63 г/т) (табл. 6, рис. 9).

Для ортопироксенитов характерен относительно низкий уровень накопления РЗЭ с суммарными содержаниями РЗЭ от 2.0 до 4.7 г/т (табл. 6). Редкоземельные спектры этих пород имеют слабый отрицательный наклон в области ЛРЗЭ при концентрациях, составляющих 0.8–2.2 относительно хондрита, и почти прямые линии в интервале от Gd до Lu с концентрациями, составляющими 0.5–1.9 относительно хондрита (рис. 10а). Это отражается в низких значениях параметра (Ce/Sm)_N = 1.59–1.88 и близких к единице величинах (Gd/Yb)_N = 0.83–0.94 (табл. 6). В большинстве проб ортопироксенитов присутствуют весьма слабые положительные европиевые аномалии: (Eu/Eu^{*})_N = 1.05–1.09 (табл. 6, рис. 10а).

Для распределения элементов-примесей в ортопироксенитах, нормированных относительно примитивной мантии, характерны повышенные содержания Rb и Ba, хорошо выраженные отрицательные аномалии Ta и Nb, более слабой интенсивности – Zr и Y, резкие положительные – Sr и менее проявленные – Ti (рис. 11а).

Плагиоортопироксениты по химическому составу характеризуются более низкой, чем в ортопироксенитах, концентрацией магния (MgO = 18.04-21.52 мас. %) и более высокими содержаниями глинозема (Al₂O₃ = 3.78-7.09 мас. %), титана (TiO₂ = 0.18-0.38 мас. %), кальция (CaO = 3.19-5.45 мас. %), щелочей (Na₂O+K₂O = 0.48-0.91 мас. %) и железа (FeO_{tot} = 9.90-17.45 мас. %) при повышенной, по сравнению с ортопироксенитами, доле окисной составляющей в нем (табл. 6, рис. 7). Содержание кремнезема в них в целом заметно ниже, чем в ортопироксенитах (SiO₂ = 50.10-53.18 мас. %, табл. 6). На диаграмме Al₂O₃-(Fe₂O₃+ + FeO + TiO₂)-MgO точки составов плагиоортопироксенитов располагаются в поле базальтовых коматиитов (рис. 8а) и относятся к толеитовой серии (рис. 8б). Плагиоортопироксениты характеризуются гораздо более низким, чем ортопироксениты, содержанием Cr, в основном в пределах 269—482 г/т. Исключение составляет проба 69140. где содержание Cr достигает 1049 г/т (табл. 6). Coдержания Ni, Co и V превышают таковые в ортопироксенитах и составляют 63-124. 278-552 и 54-81 г/т соответственно (табл. 6, рис. 9).

168



ЧАЩИН и др.

Рис. 9. Диаграммы соотношений содержаний MgO с Cr (а), Ni (б), Co (в) и V (г), FeO_{tot} с Co (д) и V (е) и TiO₂ с V (ж) для пород H3MM.

Линии – тренды вариаций состава пород со значениями коэффициентов корреляции. Поля химических составов фанерозойских бонинитов по (Hickey, Frey, 1982; Pearce et al., 1992), архейских коматиитов по (Sossi et al., 2016) и из базы данных http://georoc.mpch-mainz.dwdg.de/georoc/. Условные обозначения см. рис. 7.

Суммарное содержание РЗЭ в плагиоортопироксенитах варьирует в диапазоне 5.6–13.3 г/т (табл. 6), что заметно выше, чем в ортопироксенитах. Соответственно, хондрит-нормализованное распределение РЗЭ в плагиоортопироксенитах характеризуется более высоким уровнем по сравнению с ортопироксенитами, в 1.6–9 раз превышая их концентрации в хондрите. Графики РЗЭ в основном имеют более крутой отрицательный наклон в области ЛРЗЭ, что отражается в повы-

шенных значениях параметра $(Ce/Sm)_N = 1.45 - 2.54$ и слабо вогнутый характер в области ТРЗЭ, который отражается низкими величинами параметра $(Gd/Yb)_N = 0.66 - 0.90$ (табл. 6). В плагиопироксенитах присутствуют как слабо положительные, так и отрицательные аномалии Eu: $(Eu/Eu^*)_N = 0.75 - 1.19$ (табл. 6, рис. 10а).

Графики нормированных на примитивную мантию содержаний элементов-примесей в плагиоортопироксенитах характеризуются теми же



Рис. 10. Спектры распределения редкоземельных элементов в породах H3MM, нормированных на хондрит C1, по (McDonough, Sun, 1995): (a) ортопироксениты и плагиоортопироксениты, (б) нориты и метанориты. Условные обозначения см. рис. 7.



Рис. 11. Спектры распределения элементов-примесей в породах H3MM, нормированных на примитивную мантию, по (McDonough, Sun, 1995): (a) ортопироксениты и плагиоортопироксениты, (б) нориты и метанориты. Условные обозначения см. рис. 7.

особенностями, что и в ортопироксенитах, за исключением более резкого накопления Rb и Ba, а также наличия слабо и умеренно положительных аномалий U (рис. 11а).

Нориты и метанориты по химическому составу подразделяются на две группы (табл. 6). В группу I входят в основном среднезернистые нориты и метанориты, которые характеризуются относительно пониженными содержаниями кремнезема (SiO₂ = 48.39–51.38 мас. %), титана (TiO₂ = 0.15–0.16 мас. %) и железа (FeO_{tot} = 8.51–10.68 мас. %),

умеренным суммарным количеством P39 - 5.0 - 7.8 г/т, в 2–5 раз превышая их концентрации в хондрите (табл. 6). Они характеризуются хорошо выраженным отрицательным наклоном в области ЛРЗЭ, что отражается в величине параметра (Ce/Sm)_N = 1.67–2.17, а также как положительным, так и слабо отрицательным наклоном графика в области ТРЗЭ, что подчеркивается изменчивостью величины (Gd/Yb)_N = 0.68–1.11 (табл. 6, рис. 10б). Эта группа норитов выделяется отчетливой положительной Еu-аномалией с величи-

						-	-	-			
Nº	Навеска,	Концен г/	трация, ′т		Изотопни	ые отношения*		Изо и в	топные отнош юзраст, млн ле	ения ет**	Дисс.
п/п	МΓ	Dh	П	206 pt. /204 pt.	206 Pb/ 238 U ±	207 Pb/ 235 U ±	207 Pb/ 206 Pb ±	206 Pb/ 238 U \pm	207 Pb/ 235 U \pm	207 Pb/ 206 Pb \pm	%
		10	0	P0/P0	$\pm 2\sigma$	$\pm 2\sigma$	$\pm 2\sigma$	$\pm 2\sigma$	$\pm 2\sigma$	$\pm 2\sigma$	
					Op	топироксенит,	проба МТ-3	•	•	<u>.</u>	
1	0.0257	160.60	258.18	2852.16	0.470 ± 0.006	10.611 ± 0.129	0.1651 ± 0.0002	2486 ± 30	2490 ± 30	2509 ± 3	0.9
2	0.0589	180.96	361.49	2049.30	0.466 ± 0.006	10.521 ± 0.128	0.1637 ± 0.0002	2467 ± 30	2482 ± 30	2494 ± 3	1.1
3	0.0313	181.62	464.72	1126.10	0.170 ± 0.002	3.163 ± 0.047	0.0681 ± 0.0006	1072 ± 13	1048 ± 16	1370 ± 12	21.8
						Норит, проба	MT-25			1	
1	0.0520	62.07	95.22	3003.0	0.470 ± 0.004	10.622 ± 0.113	0.1503 ± 0.0009	2494 ± 22	2497 ± 26	2500 ± 2	0.2
2	0.0840	23.74	29.62	974.9	0.373 ± 0.002	6.540 ± 0.071	0.1271 ± 0.0010	2044 ± 13	2051 ± 22	2060 ± 10	0.7
3	0.0798	70.67	113.56	1662.5	0.336 ± 0.006	5.385 ± 0.098	0.1161 ± 0.0009	1869 ± 31	1882 ± 34	1900 ± 15	1.5

Таблица 7. Изотопные U-Pb данные для единичных зерен циркона из пород H3MM

* Все отношения скорректированы на холостое загрязнение 1 пг для Рb и 10 пг для U и масс-дискриминацию $0.12 \pm 0.04\%$. ** Коррекция на примесь обыкновенного свинца определена на возраст по модели (Stacey, Kramers, 1975).

ной $(Eu/Eu^*)_N = 1.52 - 1.58$ (табл. 6, рис. 106). На мультиэлементной диаграмме для них характерны хорошо выраженные отрицательные аномалии Ta, Nb и Th, а также резко положительные аномалии Rb, Ba и Sr (рис. 116).

Ко II группе норитов и метаноритов относятся преимущественно крупнозернистые разновидности, которые от норитов I группы отличаются более высокими содержаниями кремнезема (SiO₂ = = 51.69 - 52.74 мас. %), титана (TiO₂ = 0.37 - 0.75 мас. %), железа (FeO_{tot} = 11.34-16.67 мас. %), РЗЭ и их суммарного количества (27.3–36.8 г/т), а также элементов-примесей. Концентрации РЗЭ в них превышают таковые в хондрите в 4-30 раз. Нориты II группы характеризуются весьма контрастным фракционированием РЗЭ, что отражается в крутом отрицательном наклоне спектра ЛРЗЭ и подчеркивается повышенной величиной (Ce/Sm)_N = 1.79-2.54 (табл. 6). В области ТРЗЭ графики норитов II группы имеют как ровный, "плоский" характер, так и весьма отчетливо выпуклый, что характеризуется параметром $(Gd/Yb)_N = 1.02-1.55$ (табл. 6). Отличительной особенностью пород этой группы является наличие как слабых, так и отрицательных умеренных Еи-аномалий: (Eu/Eu*)_N = 0.69-0.97 (табл. 6, рис. 10б). Кроме того, нориты II группы отличаются от таковых I группы пониженным содержанием Cr, но повышенным – V (табл. 6, рис. 9а, 9г), а также слабой положительный аномалией Sr при отсутствии аномалий Rb, Ba и Th (рис. 11б).

На треугольной диаграмме Al_2O_3 --(Fe₂O₃ + + FeO + TiO₂)--MgO обе группы норитов располагаются в основном в полях базальтовых коматиитов (рис. 8а) и относятся к толеитовой серии (рис. 8б).

Одной из особенностей пород H3MM является высокая положительная корреляция содержания V с Ti, что свидетельствует об изоморфном вхождении ванадия в оксидную титаномагнетитовую минерализацию (рис. 9ж). Кроме того, для них характерны весьма широкие вариации содержания Cu, максимальные из них определены в норитах I группы (2149 г/т, проба 72089, табл. 6), что отражает присутствие в них сульфидной (халько-пиритовой) минерализации.

ИЗОТОПНОЕ U-Pb ДАТИРОВАНИЕ

Материалами лля изотопного латирования послужили дубликаты дробления керновых проб фракции ≤2 мм поисковых скважин МТ-3 и МТ-25, пробуренных в районе платинометального месторождения Лойпишнюн (рис. 3). Полученные результаты U-Pb датирования представлены в табл. 7 и показаны на рис. 12, 13. Из ортопироксенита H3MM (проба МТ-3 весом 101 кг, инт. 172.2-229.0 м, рис. 3) выделено 2 мг циркона трех морфотипов (табл. 7, рис. 12). Первая разновидность представлена обломками полупрозрачных, призматических, слабо корродированных кристаллов светло-желтого цвета размером 190 × 100 мкм. При изображении в обратно отраженных электронах в них наблюдаются минеральные включения, внутрифазовая неоднородность и тонкая краевая кайма (рис. 12а). Вторая разновидность циркона характеризуется обломками прозрачных, призматических кристаллов коричневого цвета размером 110 × 80 мкм со сглаженными гранями и слабо проявленной неоднородностью при изображении в обратно отраженных электронах (рис. 12б). Третья разновидность циркона представлена прозрачными кристаллами светло-коричневого цвета призматической формы со сглаженными гранями размером 160 × 120 мкм. При изображении в обратно отраженных электронах в них наблюдаются минеральные включения и слабо выраженная зональность (рис. 12в).

Дискордия, построенная по этим трем морфологическим разновидностям, образует верхнее пересечение с конкордией в точке с возрастом 2496.3 \pm 2.7 млн лет (рис. 13а), который интерпретируется как время кристаллизации ортопироксенитов НЗММ. Нижнее пересечение дискордии с конкордией — 382 \pm 15 млн лет отражает нарушение U-Pb системы за счет флюидно-термального воздействия на породу в процессе палеозой-

ортопироксенит, проба МТ-3



Рис. 12. Морфология цирконов при изображении в обратно отраженных электронах из ортопироксенитов (а–в) и норитов (г–е) H3MM.



Рис. 13. Изотопные U-Pb диаграммы с конкордией для единичных цирконов из пород H3MM: (a) ортопироксенита, проба MT-3; (б) норита, проба MT-25.

ской тектоно-магматической активизации, широко проявленной в регионе (Kramm et al., 1993; Баянова, 2004).

Из норита H3MM (проба МТ-25 весом 35 кг, инт. 104.1–117.85 и 129.85–138.6 м, рис. 3) выделено 4 мг циркона трех морфотипов (табл. 7, рис. 12).

Первая разновидность циркона представлена обломками прозрачных, длиннопризматических кристаллов темно-коричневого цвета размером 160×80 мкм. При изображении в обратно отраженных электронах в них наблюдается хорошо выраженная зональность (3, 4 зоны) и минераль-

	Концентр	рация, г/т	Изотопни	ые отношения	T(DM) NEW FOT	e (T)
Породы и минералы	Sm	Nd	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	143 Nd/ 144 Nd $\pm 2\sigma$	т(DM), млн лет	$c_{Nd}(1)$
1			Ортопироксен	нит, проба МТ-3		
WR	0.245	1.055	0.1403	0.511815 ± 9	2762	+ 1.7
Sulf	0.020	0.090	0.1337	0.511703 ± 15		
Pl	0.596	4.940	0.0730	0.510736 ± 12		
Opx	0.156	0.499	0.1892	0.512594 ± 15		
Opx+Ol	0.119	0.371	0.1934	0.512704 ± 25		

Таблица 8. Изотопно-геохимические Sm-Nd данные для минералов и породы в целом из ортопироксенита H3MM

Примечание. WR – порода в целом. При расчете величин $\varepsilon_{Nd}(T)$ и модельных возрастов T(DM) использованы современные значения CHUR по (Bouvier et al., 2008) (¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd = 0.512630, ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd = 0.1960) и DM по (Goldstein, Jacobsen, 1988) (¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd = 0.513151, ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd = 0.2136). Среднее значение отношения ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd в стандарте La Jolla за период измерений составило 0.511828 ± 22 (N = 9).

ные включения (рис. 12г). Конкордантный U-Pb возраст этих цирконов равен 2500 ± 2 млн лет (рис. 13б), который интерпретируется как время кристаллизации норитов НЗММ. Вторая разновидность циркона представлена обломками прозрачных. длиннопризматических кристаллов светло-коричневого цвета размером 190 × 65 мкм с хорошо проявленной зональностью (2, 3 зоны) при изображении в обратно отраженных электронах (рис. 12д). Конкордантный U-Pb возраст этой разновидности ширконов составляет 2060 ± 10 млн лет (рис. 12б) и отражает время проявления тектонических событий, предшествующих свекофеннской орогении, и близок времени формирования Мончетундровского разлома (Шарков, 2006). Третья разновидность циркона характеризуется уплощенными, корродированными, прозрачными кристаллами бледно-желтого цвета призматической формы размером 140 × 60 мкм. При изображении в обратно отраженных электронах в них наблюдается зональность и внутрифазовая неоднородность (рис. 12е). По ним получен конкордантный возраст, соответствующий 1900 ± 15 млн лет (рис. 13б), который характеризует заключительный этап свекофеннской орогении (Балтыбаев, 2013), проявленный в Кольском регионе в виде гранулитового метаморфизма в Лапландском и Кандалакшско-Колвицком поясах.

ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ Sm-Nd ДАННЫЕ

Результаты исследований представлены в табл. 8 и на рис. 14. По ортопироксенитам H3MM (проба МТ-3, инт. 172.2-229.0 м) получен минеральный изохронный Sm-Nd возраст, равный 2452 \pm 85 млн лет (рис. 14). Ортопироксениты имеют положительное значение $\varepsilon_{Nd}(T) = +1.7$ и модельный возраст протолита исходной магмы – 2.76 млрд лет (табл. 8). Полученный Sm-Nd возраст в пределах ошибок измерений близок к U-Pb изотопной датировке.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Корреляция НЗММ с Мончеплутоном и массивом Южная Сопча

По химическому составу ортопироксениты. плагиоортопироксениты и нориты, развитые в северо-восточной части Мончетундровского массива (месторожление Лойпишнюн и скв. 753) полностью сходны как между собой, так и с аналогичными породами в осевой части массива (скв. 742 и 765), структурное положение которых однозначно свидетельствует о принадлежности их к НЗММ (рис. 1). Для эволюнии химического состава этих пород характерны общие закономерности, которые выражаются в снижении содержаний магния и возрастании содержаний глинозема, железа, кальция и щелочей по мере снижения основности пород. В этом же ряду содержание титана в породах меняется слабо с незначительной тенденцией к возрастанию (рис. 7).



Рис. 14. Минеральная Sm-Nd изохрона для ортопироксенита H3MM (проба MT-3).

Таким образом, несмотря на значительное инъецирование ассоциации пород H3MM в северо-восточной части Мончетундровского массива габброидами верхней зоны, зачастую нарушающими их нормальную литологическую последовательность, они сохраняют все типовые петрохимические признаки пород нижней зоны, что свидетельствует о правомерности отнесения изученной ассоциации пород к H3MM.

По химическому составу изученные породы НЗММ демонстрируют хорошее сходство и с аналогичными породами Мончеплутона (рис. 7, 8). В частности, фигуративные точки составов пород НЗММ полностью находятся в полях, соответствующих породам Мончеплутона, за исключением отдельных проб НЗММ с более высоким содержанием железа (рис. 7). По спектру хондрит-нормализованного распределения РЗЭ ортопироксениты НЗММ в целом близки ортопироксенитам массива Ниттис Мончеплутона, отличаясь от такового массива Сопча более низким уровнем содержаний ЛРЗЭ (рис. 10а). По распределению элементовпримесей на мантийно-нормализованных диаграммах ортопироксениты НЗММ и Мончеплутона вполне сопоставимы друг с другом, за исключением положительных аномалий Ва и Та в ортопироксенитах массива Сопча, а также менее интенсивных отрицательных аномалий Nb и Ta в ортопироксенитах массива Ниттис (рис. 11а). По распределению как РЗЭ, так и большинства элементов-примесей весьма близки между собой плагиоортопироксениты НЗММ и метапироксениты массива Южная Сопча (рис. 10а, 11а).

По спектру РЗЭ нориты І группы НЗММ хорошо сопоставимы с норитами массива Нюд, отличаясь от них более низким уровнем накопления ЛРЗЭ (рис. 10б). Также близки между собой эти породы и по распределению большинства элементов-примесей, в том числе по положительной аномалии Sr и отрицательным аномалиям Та и Nb. Исключение составляют повышенные содержания Zr и Hf в норитах массива Нюд (рис. 116). Таким образом, по химическому составу родственные породы H3MM, Мончеплутона и массива Южная Сопча демонстрируют хорошее сходство между собой.

Этому не противоречит и близость U-Pb возрастов цирконов из пород всех этих массивов, которые в пределах погрешности составляют около 2.50 млрд лет (Расслоенные ..., 20046; Баянова, 2004; Вауапоva et al., 2014; Чащин и др., 2016). Значения величин $\varepsilon_{Nd}(T)$ в H3MM варьируют от положительных (Пентландитовое ущелье, Вауапоva et al., 2014 и месторождение Лойпишнюн) до отрицательных в меланоноритах скв. М-1 (Расслоенные ..., 2004б) и метаноритах массива Южная Сопча (Чащин и др., 2016) так же, как и в породах Мончеплутона, верхней зоны Мончетундровского массива (рис. 15) и других расслоенных интрузий Фенноскандинавского щита. Таким образом, петрогеохимические и изотопно-геохронологические

ПЕТРОЛОГИЯ том 28 № 2 2020

данные свидетельствуют о сходстве H3MM и Мончеплутона, но не дают надежных оснований для отнесения массива Южная Сопча к Мончетундровскому массиву или Мончеплутону.

Весьма информативным оказался химический состав ортопироксена, сравнение которого из пород H3MM и Мончеплутона показало их значимое различие. В частности, в ортопироксенах из пород H3MM содержание глинозема существенно ниже, чем в ортопироксенах из пород Мончеплутона. Менее отчетливо это различие касается содержания кальция, тем не менее в ортопироксенах Мончеплутона его содержание несколько выше (рис. 5). Такое различие в составах ортопироксена, как показали расчеты *P-T* условий их кристаллизации, обусловлено тем, что формирование пород H3MM протекало при более высоком давлении и несколько более низкой температуре, чем пород Мончеплутона (рис. 5а, 5б).

В целом совокупность полученных расчетов *P-T* условий и имеющихся изотопно-геохронологических параметров свидетельствует о том, что кристаллизация пород H3MM и Мончеплутона происходила одновременно, но в отдельных разноглубинных магматических камерах. Имеющихся изотопно-геохимических данных по массиву Южная Сопча явно недостаточно для однозначного суждения о его типизации. Однако его структурное положение, а также наличие малосульфидного платинометального оруденения, сходного с таковым месторождения Лойпишнюн, более определенно указывают на то, что он, являясь частью Мончетундровского массива, сформировался в условиях самостоятельной небольшой субкамеры.

Состав исходного расплава

Достоверно оценить состав родоначальной магмы для пород НЗММ весьма затруднительно, поскольку он не является результатом прямых мантийных выплавок, претерпел фракционирование в процессе подъема в магматическом канале и поступлении в промежуточные магматические очаги. Таким образом, в магматическую камеру поступил в какой-то степени уже трансформированный "остаточный" расплав, состав которого можно оценить с достаточно высокой вероятностью. В связи с тем, что породы зоны закалки НЗММ не обнаружены, состав исходного расплава был рассчитан по среднему составу пород НЗММ, исходя из примерного соотношения ортопироксенитов (50%), плагиоортопироксенитов (20%) и норитов (30%) по многочисленным разрезам поисковых скважин. Полученный в результате расчетов средневзвешенный состав НЗММ приведен в табл. 6 и соотносится с составом исходного расплава.

Согласно этим данным, полученный средний состав H3MM имеет черты сходства как с бонинитами, так и с коматиитами. К примеру, по содержаниям кремнезема и титана он близок составу бонинитов, тогда как по содержаниям магния, железа,



Рис. 15. Положение ортопироксенитов H3MM на диаграммах ε_{Nd}—время (а) и ε_{Nd}—T(DM) (б). Данные по Мончеплутону приведены из (Расслоенные ..., 2004б; Чащин и др., 2016), для пород верхней зоны Мончетундровского массива из (Кунаккузин и др., 2015а). CHUR – однородный хондритовый резервуар, MORB – базальты срединно-океанических хребтов по модели (Smith, Ludden, 1989), AR – область эволюции архейской коры, по (Patchett, Bridgwater, 1984).

кальция и по сумме щелочей весьма сходен с составом коматиитов (табл. 6, рис. 7). Кроме того, по соотношению магния, глинозема и железа он находится в области базальтовых коматиитов (рис. 8а). По сравнению с коматиитами и бонинитами средний состав НЗММ истощен такими совместимыми элементами, как хром, никель и ванадий, а по содержанию кобальта находится в поле коматиитов (рис. 9а–9г). По содержанию и распределению РЗЭ и элементов-примесей средний состав НЗММ демонстрирует гораздо большее сходство с бонинитами, чем с коматиитами (рис. 16а). В частности, как среднему составу НЗММ, так и бонинитам свойственно накопление ЛРЗЭ, тогда как для коматиитов характерен слабо фракционированный характер спектра РЗЭ (рис. 16а). Отличительной чертой спектра элементов-примесей в среднем составе НЗММ является повышенные содержа-



Рис. 16. Хондрит-нормализованное распределение РЗЭ (а) и редких элементов, нормированных на примитивную мантию (б) в средних составах H3MM, фанерозойских бонинитов по (Cameron et al., 1983) и архейских коматиитов по (Jochum et al., 1991; Sossi et al., 2016).

ния Rb и Ba, положительная аномалия Sr, отрицательные аномалии Nb и Zr (рис. 16б). Накопление крупноионных литофилов (Rb, Ba, Sr) является характерной чертой бонинитов, тогда как деплетированность Nb в них отсутствует, но присутствует, в отличие от среднего состава H3MM, положительная аномалия Zr. Иной, более ровный характер спектра распределения элементов-примесей характерен для коматиитов, осложненный только повышенным содержанием Rb и слабыми отрицательными аномалиями Nb и Sr (рис. 16б).

Следует отметить, что обогащение крупноионными литофилами (Rb, Ba и Sr) при деплетировании Nb является характерным признаком коровой контаминации расслоенных интрузий Карело-Кольского региона (Криволуцкая и др., 2010а). Такие петро-геохимические особенности также характерны как для большинства расслоенных интрузий Карело-Кольского региона, так и комплементарных с ними сумийско-сариолийских вулканитов рифтогенных структур (Шарков и др., 1997; Криволуцкая и др., 2010а). Это послу-

ПЕТРОЛОГИЯ том 28 № 2 2020

жило основанием для выделения в восточной части Фенноскандинавского щита крупной провинции высокомагнезиальных бонинитоподобных пород (Шарков и др., 1997).

Таким образом, средний состав H3MM по совокупности петро-геохимических данных имеет двойственную природу, о чем свидетельствует сходство как с коматиитами, так и с бонинитами, при наличии ярко выраженных черт коровой контаминации. Для большей определенности был выполнен пересчет среднего состава H3MM на нормативный, который показал, что он является оливин-нормативной породой (26% нормативного оливина). Это свидетельствует, скорее, в пользу коматиитового исходного расплава для пород H3MM, чем бонинитового, поскольку последние являются кварцнормативными породами (Ohnenstetter, Brown, 1996).

Несмотря на некоторые черты сходства составов бонинитоподобной вулканоплутонической ассоциации палеопротерозоя Фенноскандинавского щита с фанерозойскими вулканитами, сформирован-

ными в обстановках активных континентальных окраин, их образование имеет разный механизм. Важное значение для его расшифровки имеют результаты изотопно-геохимических исследований пород Мончеплутона (Расслоенные 2004б: Чащин и др., 2016) и верхней зоны Мончетундровского массив (Кунаккузин и др., 2015а). Согласно этим данным, все значения первичной изотопной величины $\varepsilon_{Nd}(T)$ из этих пород расположены ниже деплетированной мантии для соответствующего возраста (рис. 15а). Для пород Мончеплутона эти величины варьируют от -2.9 до +1.2, а для верхней зоны Мончетундровского массива – от -3.5 до +1.9. Примечательно, что по разрезу Мончеплутона происходит закономерное изменение первичной величины ε_{Nd} . К примеру, кварцевые нориты эндоконтакта Мончеплутона имеют значение величины ε_{Nd} , равное -1.5, ортопироксениты средней части разреза плутона (массив Сопча) — -2.0, а нориты и габбронориты верхней части разреза — -2.43 (массив Поаз) и -2.84...-2.93 (массив Вуручуайвенч) (Расслоенные ..., 2004б; Чащин и др., 2016). Это свидетельствует о том, что породы Мончеплутона были контаминированы коровым материалом в магматической камере, причем в кровле массива они испытали контаминацию в значительно большей степени, чем в подошве. Сходные величины $\varepsilon_{Nd}(T)$ получены и для других расслоенных интрузий восточной части Фенноскандинавского щита, а также сумийскосариолийских вулканитов региона (Расслоенные..., 2004б; Чащин и др., 2008; Криволуцкая и др., 2010б; Вревский, 2011; Lauri et al., 2006) и носят универсальный характер. Таким образом, особенности изотопного состава палеопротерозойских расслоенных интрузий свидетельствуют об образовании их из деплетированной мантии, испытавшей в различной степени коровую контаминацию.

Для пород H3MM величины є_{Nd} имеют как положительные (Пентландитовое ущелье и месторождение Лойпишнюн), так и отрицательные значения (скв. М-1/933.1 м, Расслоенные ..., 2004б; массив Южная Сопча, Чащин и др., 2016; рис. 15), свидетельствуя о вкладе различной степени коровой контаминации в их петрогенезис. Для пород НЗММ района Лойпишнюн положительные значения є_{Nd}, наряду с геохимическими признаками (обогащенностью ЛРЗЭ и отрицательными аномалиями Nb и Ta), свидетельствуют о том, что они были весьма слабо затронуты процессами коровой контаминации. Таким образом, имеющиеся изотопно-геохимические особенности изученных пород НЗММ, как и в целом сумийско-сариолийской вулканоплутонической ассоциации, обусловлены их образованием из мантийного резервуара, по составу близкого коматиитам, сформировавшегося на границе кора-мантия в результате поступления материала мантийного плюма (рис. 17а) и испытавшего контаминацию архейским коровым веществом (Amelin et al., 1995; Шарков, 2006; Вревский, 2011).

Петрогенезис пород H3MM и механизм становления Мончетундровского массива

Наличие единого мантийного источника для вулканоплутонических образований Кольского региона ранней (сумийской) стадии развития континентального палеопротерозойского рифтогенеза может быть связано с условиями растяжения над растекающейся головной частью мантийного плюма (Amelin, Semenov, 1996; Шарков, 1997; рис. 176). Судя по всему, он существовал длительное время, начиная с архея, являясь источником коматиитового магматизма в позднеархейских зеленокаменных поясах региона.

Возможен следующий сценарий механизма становления Мончетундровского массива, который проиллюстрирован на рис. 17а. На границе кора-мантия за счет поступления многочисленных импульсов магмы из мантийного плюма сформировался мантийный резервуар коматиитового состава, в какой-то степени контаминированный материалом нижней коры. В следствии амагматических пауз в нем произошло расслоение на три горизонта, обогащенных снизу-вверх оливином, ортопироксеном и плагиоклазом, соответственно. Из верхней части мантийного источника в течение продолжительного времени всплывали порции кашеобразной массы, обогащенные плагиоклазом, которые продвигаясь в верхнюю часть коры, объединялись между собой, согласно модели (Ashwal, 1993), и послужили источником пород верхней зоны Мончетундровского массива.

Отделение исходной для пород НЗММ магмы из мантийного резервуара, обогащенного ортопироксеном, произошло около 3.2-2.8 млрд лет назад. По вертикальному подводящему каналу магма поднялась до глубины около 20 км на уровень средней коры, где заполнила магматическую камеру силлоподобного типа (рис. 17а), в которой около 2.50 млрд лет назад имела место кристаллизация пород H3MM при температуре 1200-1000°С. После затвердевания основного объема пород НЗММ магматическая камера переместилась на более высокий (около 10 км) коровый уровень, где произошли частичные вторичные преобразования пород при температуре около 800°С и поступление в нее нескольких порций (во время 2.47 и 2.45 млрд лет) более глиноземистой и менее основной магмы, родоначальной для пород верхней зоны Мончетундровского массива. Таким образом, в результате этих геологических событий Мончетундровский массив в целом представляет собой составную интрузию, состоящую из расслоенной нижней части и габбро-анортозитовой верхней.

В то же самое время из мантийного источника, обогащенного оливином, произошло отделение





магмы, которая по вертикальному подводящему каналу поднялась на малоглубинный коровый уровень (около 10 км), заполнив камеру лакколитообразной формы (рис. 17а), в результате кристаллизации которой был сформирован основной объем пород Мончеплутона.

Кристаллизация пород НЗММ в магматической камере происходила снизу-вверх и порядок выделения фаз имел следующих вид: $Opx (\pm Pl)$ (ортопироксенит) $\rightarrow Pl + Opx$ (плагиоортопироксенит) $\rightarrow Opx + Pl$ (норит). Остывание магмы привело к кристаллизации преобладающего кумулусного ортопироксена. Дальнейшая эволюция пород, по мере снижения их основности, происходила по феннеровскому тренду, для которого характерно обогащение железом при практически постоянном содержании кремнезема (рис. 7, 86). Кроме того, такая эволюция состава пород НЗММ сопровождалась снижением содержания хрома и повышением – кобальта и ванадия (рис. 9а, 9д, 9е). Известно, что феннеровский тренд характеризует фракционную кристаллизацию при постоянном общем составе и снижающемся парциальном давлении кислорода, что свидетельствует о формировании НЗММ в условиях закрытой системы. При дальнейшем понижении температуры в магматической камере был сформирован остаточный флюидизированный расплав, обогащенный рудными компонентами, который заполнял пространство между скоплениями ранее закристаллизовавшегося кумулуса, частично мигрируя по направлению к кровле камеры вдоль границ кристаллов ортопироксена с образованием рудных платиноносных горизонтов. Дальнейшее формирование Мончетундровского массива происходило в условиях открытой системы за счет поступления в магматическую камеру нескольких порций высокоглиноземистого расплава, что привело к образованию пород верхней зоны. Впоследствии в результате тектонических дислокаций свекофеннского этапа Мончеплутон и Мончетундровский массив были совмещены вдоль тектонической зоны Мончетундровского массива.

выводы

1. Изучена ассоциация ортопироксенитов, плагиоортопироксенитов и норитов в северо-восточной части Мончетундровского массива, которая по вещественному и химическому составу демонстрирует полное сходство с аналогичными породами в осевой части массива, относящимися к НЗММ. Поэтому, несмотря на значительное инъецирование этой части Мончетундровского массива габброидами верхней зоны, существенно нарушающее их нормальное залегание, изученные породы принадлежат к этой же НЗММ.

2. По химическому составу ортопироксены пород H3MM и Мончеплутона обнаруживают существенное отличие, заключающееся в менее глиноземистом составе ортопироксенов H3MM по сравнению с таковым Мончеплутона, что обусловлено различными условиями их кристаллизации. Согласно данным минеральных геотермобарометров, кристаллизация пород H3MM происходила в интервале 1200–1000°С при давлении около 6 кбар на глубине порядка 20 км. Тогда как породы Мончеплутона кристаллизовались при средней температуре 1230°С и давлении 3 кбар в малоглубинных условиях.

3. По химическому составу породы H3MM характеризуются умеренными содержаниями кремнезема и магния, а также низким содержанием титана. Хондрит-нормализованный спектр P3Э этих пород обогащен ЛРЗЭ, а нормализованное на примитивную мантию распределение элементов-примесей в них демонстрирует обогащение Rb и Ba, характеризуется положительной аномалией Sr и отрицательными аномалиями Nb и Ta, иногда Th. Это свидетельствует о контаминации исходного расплава коровым материалом. По всем петро-геохимическим параметрам породы H3MM близки соответствующим породам Мончеплутона.

4. Получены новые изотопные U-Pb возрасты циркона из ортопироксенитов (2496.3 \pm 2.7 млн лет) и норитов (2500 \pm 2 млн лет) НЗММ, которые сходны с таковыми, установленными для Мончеплутона, свидетельствуя о синхронности их формирования. Согласно полученным Sm-Nd изотопно-геохимическим данным, ортопироксениты НЗММ имеют возраст 2452 \pm 85 млн лет, положительное значение величины $\varepsilon_{Nd}(T) = +1.7$ и модельный возраст протолита исходных пород T(DM), равный 2.76 млрд лет.

5. В качестве родоначальной магмы для пород НЗММ рассматриваются коматииты, контаминированные коровым материалом и образованные в результате деятельности мантийного плюма. Согласно полученным результатам, Мончетундровский массив рассматривается в качестве составной интрузии, нижняя зона которой сложена породами, сопоставимыми с расслоенными породами Мончегорского плутона, а верхняя представлена породами, принадлежащими комплексу габбро-анортозитов. Образование массива происходило в течение трех основных этапов магматической деятельности: (1) 2500 млн лет – породы H3MM, (2) 2470 млн лет – лейкогаббронориты и (3) 2450 млн лет – лейкогаббро верхней зоны.

Благодарности. Авторы выражают признательность рецензентам журнала Петрология за конструктивные критические замечания, устранение которых способствовало существенному улучшению первоначального варианта статьи, а также Л.И. Коваль (ГИ КНЦ РАН, г. Апатиты) за дробление пород, выделение породообразующих и акцессорных минералов для Sm-Nd исследований и Л.М. Лялиной и О.В. Придановой (ГИ КНЦ РАН, г. Апатиты) за выделение монофракций цирконов и получение их изображений в обратно отраженных электронах.

Источники финансирования. Исследования выполнены на материалах и с согласия ЗАО "Терская горная компания" при частичной финансовой поддержке РФФИ в рамках грантов № 15-35-20501 и № 18-05-70082.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Анализы минералов медно-никелевых месторождений Кольского полуострова // Отв. ред. Ю.Н. Яковлев и А.К. Яковлева. Апатиты: Изд-во КолФАН СССР, 1983. 320 с.

Балтыбаев Ш.К. Свекофеннский ороген Фенноскандинавского щита: вещественно-изотопная зональность и ее тектоническая интерпретация // Геотектоника. 2013. № 6. С. 44–59.

Баянова Т.Б. Возраст реперных геологических комплексов Кольского региона и длительность процессов магматизма. СПб.: Наука, 2004. 174 с.

Баянова Т.Б., Корфу Ф., Тодт В. и др. Гетерогенность стандартов 91500 и ТЕМОRА-1 для U-Pb датирования единичных цирконов // XVIII симпозиум по геохимии изотопов им. акад. А.П. Виноградова. М.: ГЕОХИ, 2007. С. 42–43.

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.

Борисенко Е.С., Баянова Т.Б., Нерович Л.И., Кунаккузин Е.Л. Палеопротерозойский базитовый массив Мончетундра (Кольский п-ов): новые геологические и геохронологические данные // Докл. АН. 2015. Т. 465. № 1. С. 68–72.

Вревский А.Б. Петрология, возраст и полихронность источников инициального магматизма Имандра-Варзугского палеорифта Фенноскандинавского щита // Петрология. 2011. Т. 19. № 5. С. 546–574.

Гребнев Р.А., Рундквист Т.В., Припачкин П.В. Геохимия основных пород платиноносного массива Вурэчуайвенч (Мончегорский комплекс, Кольский регион) // Геохимия. 2014. № 9. С. 791–806.

Гроховская Т.Л., Иванченко В.Н., Каримова О.В. и др. Геологическое строение, минералогия и генезис ЭПГминерализации массива Южная Сопча, Мончегорский комплекс, Россия // Геология рудн. месторождений. 2012. Т. 54. № 5. С. 416–440.

Дистлер В.В., Гроховская Т.Л., Евстигнеева Т.Л. и др. Петрология сульфидного магматического рудообразования. М.: Наука, 1988. 232 с.

Докучаева В.С. Сосуществующие оливин, ромбический и моноклинный пироксены в породах Мончегорского плутона // Материалы по минералогии Кольского полуострова. Отв. ред. И.В. Бельков Л.: Наука, 1974. Вып. 10. С. 43–51.

Докучаева В.С. Ромбический пироксен из вкрапленных медно-никелевых руд Мончегорского плутона // Новые данные по минералогии медно-никелевых и колчеданных руд Кольского полуострова. Отв. ред. Г.И. Горбунов Апатиты: Изд-во КолФАН СССР, 1979. С. 25–31.

Кнауф В.В., Гусева Н.С. О новом рудно-формационном типе платинометальных руд в двучленных разрезах массивов южного обрамления Мончегорского рассло-

енного плутона // Гл. ред. Д.А. Додин. Платина России. Красноярск. 2011. Т. VII. С. 313–329.

Козлов Е.К. Естественные ряды пород дифференцированных никеленосных интрузий Кольского полуострова и их металлогения. Л.: Наука, 1973. 288 с.

Козлов Е.К., Юдин Б.Н., Докучаева В.С. Основной и ультраосновной комплекс Монче-Волчьих-Лосевых тундр. Л.: Наука, 1967. 166 с.

Криволуцкая Н.А., Смолькин В.Ф., Свирская Н.М. и др. Геохимические особенности массивов друзитового комплекса центральной части Беломорского подвижного пояса: І. Распределение главных и редких элементов в породах // Геохимия. 2010а. № 3. С. 16–44.

Криволуцкая Н.А., Беляцкий Б.В., Смолькин В.Ф. и др. Геохимические особенности массивов друзитового комплекса центральной части Беломорского подвижного пояса: II. Исследование самарий-неодимовой изотопной системы в породах и уран-свинцовой системы в цирконах // Геохимия. 2010б. № 11. С. 1132–1153.

Кунаккузин Е.Л., Баянова Т.Б., Нерович Л.И. и др. Новые Nd-Sr изотопно-геохимические исследования пород палеопротерозойского ЭПГ-содержащего массива Мончетундра (Фенноскандинавский щит) // Вестник МГТУ. 2015а. Т. 18. № 2. С. 269–279.

Кунаккузин Е.Л., Серов П.А., Баянова Т.Б. и др. Палеопротерозойский расслоенный ЭПГ-содержащий массив Мончетундра (Кольский полуостров): датирование Sm-Nd методом времени метаморфических преобразований основных пород // Докл. АН. 20156. Т. 464. № 1. С. 71–74.

Магматические формации докембрия северо-восточной части Балтийского щита // Ред. И.В. Бельков. Л.: Наука, 1985. 176 с.

Митрофанов Ф.П., Балаганский В.В., Балашов Ю.А. и др. U-Pb возраст габбро-анортозитов Кольского полуострова // Докл. АН. 1993. Т. 331. № 1. С. 95–98.

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.

Перчук Л.Л. Усовершенствование двупироксенового геотермометра для глубинных перидотитов // Докл. АН СССР. 1977а. Т. 233. № 3. С. 456–459.

Перчук Л.Л. Пироксеновый барометр и "пироксеновые геотермы" // Докл. АН СССР. 19776. Т. 233. № 6. С. 1196–1200.

Расслоенные интрузии Мончегорского рудного района: петрология, оруденение, изотопия, глубинное строение // Ред. Ф.П. Митрофанов и В.Ф. Смолькин Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2004а. Ч. 1. 177 с.

Расслоенные интрузии Мончегорского рудного района: петрология, оруденение, изотопия, глубинное строение // Ред. Ф.П. Митрофанов и В.Ф. Смолькин Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2004б. Ч. 2. 177 с.

Рундквист Т.В., Припачкин П.В., Гребнев Р.А. Особенности взаимоотношений интрузивных тел в зоне контакта ультрамафит-мафитовых комплексов Мончегорский и Главного хребта (участок "Южносопчинский", Кольский полуостров) // Литосфера. 2012. № 3. С. 65–79.

Соколова В.Н. Новые данные о геологическом строении интрузивного комплекса Монче-Чуна-Волчьих тундр (Кольский п-ов) // Советская геология. 1976. № 6. С. 100–111.

Химические анализы пород базит-гипербазитовых комплексов докембрия Кольского полуострова // Отв. ред. Г.И. Горбунов. Апатиты: Изд-во КолФАН СССР, 1982. 216 с.

Чащин В.В. Пироксены Мончетундровского перидотит-пироксенит-лейкогаббрового и Волчьетундровского габбро-анортозитового массивов // Записки ВМО. 1999. № 3. С. 101–111.

Чащин В.В., Баянова Т.Б., Левкович Н.В. Вулканоплутоническая ассоциация раннего этапа развития Имандра-Варзугской рифтогенной зоны, Кольский полуостров: геологические, петрогеохимические и изотопно-геохронологические данные // Петрология. 2008. Т. 16. № 3. С. 1–21.

Чащин В.В., Баянова Т.Б., Елизарова И.Р., Серов П.А. Волчьетундровский массив комплекса автономных анортозитов главного хребта: геологическое строение, петрогеохимические особенности и изотопно-геохронологические исследования (Кольский полуостров, Россия) // Петрология. 2012. Т. 20. № 5. С. 514–540.

Чащин В.В., Баянова Т.Б., Митрофанов Ф.П., Серов П.А. Малосульфидные платинометальные руды палеопротерозойского Мончегорского плутона и массивов его южного обрамления (Кольский полуостров, Россия): геологическая характеристика и изотопно-геохронологические свидетельства полихронности рудно-магматических систем // Геология рудн. месторождений. 2016. Т. 58. № 1. С. 41–63.

Чащин В.В., Петров С.В., Дрогобужская С.В. Малосульфидное платино-палладиевое месторождение Лойпишнюн Мончетундровского базитового массива (Кольский полуостров, Россия) // Геология рудн. месторождений. 2018. Т. 60. № 5. С. 418–448.

Шарков Е.В. О формационной характеристике интрузий габбронорит-лабрадоритов Главного Хребта Мончи и Мончегорского плутона (Кольский полуостров) // Проблемы магматизма Балтийского щита. Материалы регионального петрографического совещания. Отв. ред. И.В. Бельков и К.А. Шуркин. Л.: Наука, 1971. С. 153–158.

Шарков Е.В. Петрология расслоенных интрузий. Л.: Наука, 1980. 180 с.

Шарков Е.В. Формирование расслоенных интрузивов и связанного с ними оруденения. М.: Научный мир, 2006. 368 с.

Шарков Е.В., Смолькин В.Ф., Красивская И.С. Раннепротерозойская магматическая провинция высокомагнезиальных бонинитоподобных пород в восточной части Балтийского щита // Петрология. 1997. Т. 5. № 5. С. 503–522.

Шарков Е.В., Смолькин В.Ф., Беляцкий В.Б. и др. Время формирования Мончетундровского разлома (Кольский полуостров) по данным Sm-Nd и Rb-Sr изотопных систематик метаморфических парагенезисов // Геохимия. 2006. № 4. С. 355–364.

Юдин Б.А. Габбро-лабрадоритовая формация Кольского полуострова. Л.: Наука, 1980. 169 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 continental mafic magmas // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1996. V. 124. № 3–4. P. 255–272.

Arndt N.T., Lesher C.M., Barnes S.J. Komatiite. N.Y.: Cambridge University Press, 2008. 467 p.

Ashwal L.D. Anorthosites. Berlin: Springer-Verlag, 1993. 422 p.

Bayanova T., Mitrofanov F, Serov P. et al. Layered PGE paleoproterozoic (LIP) intrusions in the N-E part of the Fennoscandian Shield – isotope Nd-Sr and ³He/⁴He data, summarizing U-Pb ages (on baddeleyite and zircon), Sm-Nd data (on rock-forming and sulphide minerals), duration and mineralization // Geochronology – Methods and Case Studies. Ed. N.-A. Mörner. INTECH, 2014. P. 143–193.

Bertrand Ph., Mercier J.-C. The mutual solubility of coexisting ortho- and clinopyroxene: toward an absolute geothermometer for the natural system? // Earth and Planetary Science Letters. 1985. V. 76. P. 109–122.

Bouvier A., Vervoort J.D., Patchett P.J. The Lu-Hf and Sm-Nd isotopic composition of CHUR: constraints from unequilibrated chondrites and implications for the bulk composition of terrestrial planets // Earth and Planetary Science Letters. 2008. V. 273. № 1–2. P. 48–57.

Brey G.P., Köhler T. Geothermobarometry in four-phase lherzolite II. New thermobarometers, and practical assessment of existing thermobarometers // J. Petrology. 1990. V. 31. P. 1353–1378.

Cameron W.E., McCulloch M.T., Walker D.A. Boninite petrogenesis: chemical and Nd-Sr isotopic constraints // Earth and Planetary Science Letters. 1983. V. 65. P. 75–89. *Goldstein S.J., Jacobsen S.B.* Nd and Sr isotopic systematics of river water suspended material implications for crystal evolution // Earth and Planetary Science Letters. 1988. V. 87. P. 249–265.

Herzberg C., O'Hara M.J. Phase equilibrium constraints on the origin of basalts, picrites, and komatiites // Earth-Science Reviews. 1998. V. 44. P. 39–79.

Hickey R.L., Frey F.A. Geochemical characteristics of boninite series volcanic: implications for their source // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1982. V. 46. P. 2099–2115.

Jochum K.P., Arndt N.T., Hofmann A.W. Nb-Th-La in komatiites and basalts: constraints on komatiite petrogenesis and mantle evolution // Earth and Planetary Science Letters. 1991. V. 107. P. 272–289.

Kramm U., Kogarko L.N., Kononova V.A., Variainen H. The Kola alkaline province of the CIS and Finland: precise Rb-Sr ages define 380–360 age range for all magmatism // Lithos. 1993. V. 30. P. 33–44.

Lauri L.S., Ramo O.T., Huhma H. et al. Petrogenesis of silicic magmatism related to the ~2.44 Ga rifting of Archean crust in Koillismaa, eastern Finland // Lithos. 2006. V. 86. P. 137–166.

Ludwig K.R. ISOPLOT/Ex – a geochronological toolkit for Microsoft Excel, version 3.6 // Berkeley Geochronology Center Special Publication. 2008. № 4. 76 p.

Mercier J.C.C. Single-pyroxene thermobarometry // Tectonophysics. 1980. V. 70. \mathbb{N} 1–2. P. 1–37.

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

Mori T., Green D.H. Laboratory duplication of phase equilibria observed in natural garnet lherzolites // J. Geology. 1978. V. 86. P. 83–97.

Morimoto N. Nomenclature of pyroxenes // Mineralogical Magazine. 1988. V. 52. P. 535–550.

Nimis P., Taylor W.R. Single clinopyroxene thermobarometry for garnet peridotites. Part I. Calibration and testing of a Cr-in-*Cpx* barometer and an enstatite-in-*Cpx* thermometer // Con-tributions to Mineralogy and Petrology. 2000. V. 139. P. 541–554.

Ohnenstetter D., Brown W.L. Compositional variation and Primary water contents of differentiated interstitial and in-

cluded glasses in boninites // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1996. V. 123. P. 117–137.

Patchett P.J. Bridgwater D. Origin of continental crust of 1.9–1.7 Ga age defined by Nd isotopes in the Ketilidian terrain of South Greenland // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1984. V. 87. № 4. P. 311–318.

Pearce J.A., van der Laan S.R., Arculus R.J. et al. Boninite and harzburgite from leg 125 (Bonin-Mariana forearc): a case study of magma genesis during the initial srages of subduction // Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results. Eds. P. Fryer, J.A. Pearce, L.B. Stokking. College Station, TX: Ocean Drilling Program, 1992. V. 125. P. 623–659.

Pripachkin P.V., Rundkvist T.V., Miroshnikova Ya.A. et al. Geological structure and ore mineralization of the South Sopchinsky and Gabbro-10 massifs and the Moroshkovoe Lake target, Monchegorsk area, Kola Peninsula, Russia // Mineralium Deposita. 2016. V. 51. № 8. P. 973–992.

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. \mathbb{N} 7. P. 607–639.

Smith A.D., Ludden J.N. Nd isotopic evolution of the Precambrian mantle // Earth and Planetary Science Letters. 1989. V. 93. № 1. P. 14–22.

Sossi P.A., Eggins S.M., Nesbitt R.W. et al. Petrogenesis and geochemistry of archean komatiites // Journal of Petrology. 2016. V. 57. \mathbb{N} 1. P. 147–184.

Stacey J.S., Kramers J.D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // Earth and Planetary Science Letters. 1975. V. 26. P. 207–221.

Taylor W.R. An experimental test of some geothermometer and geobarometer formulations for upper mantle peridotites with application to the thermobarometry of fertile lherzolite and garnet websterite // Neues Jahrbuch fuer Mineralogie, Abhandlungen. 1998. V. 172. P. 381–408.

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

Petrogenesis and Age of Rocks From the Lower Zone of the Platinum-Bearing Monchetundra Mafic Massif, Kola Peninsula

V. V. Chashchin^{1, *}, T. B. Bayanova^{1, **}, Eu. E. Savchenko^{1, ***}, D. V. Kiseleva^{2, ****}, and P. A. Serov^{1, *****}

¹Geological Institute of Kola scientific center, Russian Academy of Sciences, Apatity, Murmansk region, 184209 Russia

²Institute of Geology and Geochemistry of the Ural Branch, Russian Academy of Sciences, Yekaterinburg, Sverdlovsk region, 620016 Russia

*e-mail: chashchin@geoksc.apatity.ru

**e-mail: tamara@geoksc.apatity.ru

***e-mail: evsav@geoksc.apatity.ru

****e-mail: kiseleva@igg.uran.ru

*****e-mail: serov@geoksc.apatity.ru

The article presents the results of complex studies of the rock association of the lower zone of the northeastern part of the Monchetundra mafic massif, located in the Monchegorsk ore district. Her composition include orthopyroxenite, plagioorthopyroxenite and norite, in varying degrees amphibolization and largely injected gabbroids of the massif upper zone. The chemical composition of the main rock-forming minerals composing this rocks was studied. The orthopyroxene of lower zone Monchetundra massif (LZMM) differ substantially from those of the Monchegorsk Pluton (Monchepluton) by lower content aluminum and calcium, due to their different *P*-*T* conditions of crystallization. The crystallization of rocks LZMM, according to the data of mineral geothermo-barometers, occurred in the range 1200–1000°C at a pressure of about 6 kbar at a depth near 20 km. Whereas the Monchepluton rocks crystallized at an average temperature of 1230°C and a pressure of 3 kbar at a depth of about 10 km. The chemical composition rocks of the LZMM characterized by moderate magnesium and silica content, increased-iron and low-titanium, enrichment by light rare earth elements (LREE) and LILE (Rb, Ba and Sr) at depleted by HFS (Nb and Ta). They are similar to the same rocks of the axial part of the Monchetundra massif, lying at its base by the behavior of the main elements. In addition, all the petro-geochemical parameters of rocks LZMM is close to the analogical rocks of Monchepluton. The new isotope-geochronological data by U-Pb method on single zircons from rocks of LZMM was received. The age of orthopyroxenite made up 2496.3 \pm 2.7 Ma, and norite - 2500 \pm 2 Ma that within error demonstrates the synchronicity of their formation. Orthopyroxenite have 2452 ± 85 Ma age, the positive value of $\varepsilon_{Nd}(T) = +1.7$ and the model age of the initial rocks protolite T(DM) is 2.76 Ga, according to Sm-Nd of isotopic systematics data. The possible parental melt for the studied rocks are considered komatiites, contaminated by lower crustal material. The results obtained indicate that the Monchetundra massif is a composite intrusion with a lower zone similar to the layered intrusions and the upper one - gabbro-anorthosite. The formation of the massif occurred during at least three episodes of magmatic activity (2.50, 2.47 and 2.45 Ga).

Keyword: Monchetundra mafic massif, orthopyroxenite, plagioorthopyroxenite, norite, mineral composition, *P-T* conditions of formation, petro-geochemical characteristics, isotopic-geochronological data

УЛК 550.4:552.3

ТЕРМОБАРОМЕТРИЯ ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ ШЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ БЕЛОМОРСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА. СЕВЕРНАЯ КАРЕЛИЯ¹

© 2020 г. В. М. Козловский^{а, *}, В. В. Травин^b, В. М. Саватенков^c, Л. Б. Терентьева^d, Е. Б. Сальникова^c, Е. Б. Курдюков^a

^аИнститут геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Старомонетный пер., 35, Москва, 119017 Россия

^bИнститут геологии Карельского научного центра РАН, ул. Пушкинская, 11, Петрозаводск, 185035 Россия

^сИнститут геологии и геохронологии докембрия РАН, наб. Макарова, 2, Санкт-Петербург, 119034 Россия

^dООО Лаборатория изучения минерального сырья "ЛИМС" 24-я линия В.О.,

3-7 "Ж", Санкт-Петербург, 199106 Россия

*e-mail: bazil@igem.ru

Поступила в редакцию 15.03.2019 г. После доработки 17.05.2019 г. Принята к публикации 27.05.2019 г.

Провеленные геолого-структурные работы и петрологическое изучение наиболее распространенных метаморфических ассоциаций Беломорского подвижного пояса Северной Карелии позволили выделить пять возрастных групп (0-IV), образованных по протолиту различного состава и генезиса. Палеопротерозойские метаморфические ассоциации были сформированы в течение трех последовательных метаморфических эпизодов, отвечавших этапам становления Лапландско-Кольского орогена. Первый эпизод палеопротерозойского метаморфизма – высокобарный метаморфизм – был связан с формированием крутопадающих зон пластического течения субмеридионального или северо-восточного простирания. Второй эпизод — высокотемпературный метаморфизм умеренного и высокого давления инициирован становлением пологозалегающих зон пластического течения и тектонического меланжа, имеющих субширотное простирание. Третий метаморфический эпизод – амфиболитизация пород при высокотемпературной декомпрессии и остывании, вероятно, связан с формированием разноориентированных трешин при выходе пород Беломорского подвижного пояса на средний или верхний уровень земной коры. Каждый эпизод характеризуется изменениями Р-Т условий метаморфизма, которые отражены в эволюции составов метаморфических минералов: первые два эпизода соответствуют проградной эволюции условий метаморфизма, третий – ретроградной. Начало первого эпизода связано с образованием амфиболитов при $T = 560-640^{\circ}$ C и P = 6.7-9.5 кбар; на пике метаморфизма были сформированы эклогиты при $T = 600-690^{\circ}$ С и P = 11.3-12.9 кбар и более высокотемпературные эклогитоподобные породы при $-T = 650-780^{\circ}$ С и P = 10.3-13.0 кбар. Пику второго метаморфического эпизода соответствуют многочисленные плагиомигматитовые лейкосомы, становление которых проходило в широком температурном интервале (640-840°C) и узком интервале давления (9.0-11.9 кбар). Широко проявленная амфиболизация всех типов метабазитов связана только с третьим эпизодом метаморфизма, параметры которого варьируют в широких пределах -T = 590 - 740°C и P = 7.5 - 10.8 кбар. Разновидности даек комплекса эклогитизированных гранатовых метагаббро сформировались на пике метаморфизма при тех же *P*-*T* параметрах. что и вмещающие их метаморфические толщи в соответствующих структурах: метагаббро-І – в крутопадающих зонах пластического течения, метагаббро-II – в аналогичных пологозалегающих зонах.

Ключевые слова: палеопротерозойский полиметаморфизм, зоны пластического течения, термобарометрия минеральных ассоциаций, возраст метаморфических эпизодов, Р-Т тренд метаморфизма. Беломорский подвижный пояс

DOI: 10.31857/S0869590320010033

ВВЕЛЕНИЕ

Беломорский подвижный пояс Северной Карелии (БПП) является примером сложного полиметаморфического региона, в котором проявлены процессы высокобарного и высокотемпературного докембрийского метаморфизма. В пределах БПП известны многочисленные находки эклогитов, эклогитоподобных гранат-клинопироксеновых пород (кристаллических сланцев), гранатовых амфиболитов, меланократовых гранат-амфиболовых сланцев и других более редких умеренно- и высокобарных метабазитов. Прояв-

¹ Лополнительная информация для этой статьи доступна по doi 10.1134/S0869590320010033 для авторизованных пользователей.
ления наиболее высокотемпературного и высокобарного метаморфизма в БПП связаны с зонами пластического течения (пластическими зонами сдвига, зонами рассланцевания, разгнейсования) (Travin, Kozlova, 2009; Травин, 2015; Козловский и др., 2016). Такие зоны, представленные полосчатыми гнейсами с многочисленными телами (обломками/фрагметами) архейских и палеопротерозойских базитов и ультрабазитов, являются также и зонами тектонического меланжа. Эти зоны образуют две разновозрастные системы: ранняя (1) характеризуется крутым падением с субмеридиональным и северо-восточным простиранием и (2) поздняя — пологим падением с субширотным и северо-западным простиранием. Обе системы зон леформаций имеют секушее положение по отношению к архейским структурно-вещественным комплексам, простирающимся в северо-западном направлении (Травин, 2015; Козловский и др., 2017). Наложенность зон пластического течения на архейские структуры и пластическая деформация тел габброноритов, интрудировавших в начале протерозоя, указывает на их палеопротерозойский возраст, что подтверждено изотопногеохронологическими исследованиями (Скублов и др., 2010а, 2010б, 2011а, 2011б, 2012, 2013, 2016; Березин и др., 2012, 2013; Березин, Скублов, 2014; Хервартц и др., 2012). Исследование этих высокобарных ассоциаций и вмещающих их пород показало, что палеопротерозойский метаморфизм БПП был неоднороден по *P*-*T* параметрам, а в истории метаморфических преобразований широко проявлены ассоциации, отвечающие проградной, пиковой и ретроградной стадиям метаморфизма (Козловский и др., 2015а).

Литературные данные (Скублов и др., 2014) и предварительно полученные нами результаты свидетельствуют о том, что в палеопротерозое породы БПП были метаморфизованы неоднократно, причем при разных *P*-*T* условиях. Цель настоящей работы состояла в анализе структурной локализации палеопротерозойских метаморфических ассоциаций, выявлении последовательности метаморфических эпизодов, определении *P*-*T* условий метаморфизма каждого эпизода в палеопротерозойской истории БПП.

Отдельным вопросом является петрогенезис эклогитов и эклогитоподобных пород в метаморфизованных дайках базитов. Существующие модели эклогитизации даек, как правило, не коррелируют метаморфические процессы в дайках и вмещающих породах, в связи с чем необходимость сопоставления возраста и *P*-*T* параметров метаморфических преобразований в дайках и во вмещающих породах представляется давно назревшей.

В качестве объектов исследования были выбраны хорошо обнаженные прибрежно-морские участки, горные выработки и дорожные выемки в Чупинском и Энгозерском сегментах БПП (рис. 1), вскрывающие основные структуры и слагающие их метаморфические комплексы БПП. В основу статьи положена коллекция из 262 образцов, для 90 из которых было проведено подробное микрозондовое изучение породообразующих минералов (более 3000 анализов) и определены *P-T* параметры метаморфизма.

КРАТКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ЗОН ПРОЯВЛЕНИЯ ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКОГО МЕТАМОРФИЗМА В БПП

Беломорский подвижный пояс располагается на восточной окраине Фенноскандинавского кристаллического щита между Карельским кратоном и Кольской провинцией. Он простирается в северо-запалном направлении на ≈700 км и имеет ширину 70-150 км. Пояс сложен преимущественно гнейсами – неравномерно и неоднократно деформированными и мигматизированными архейскими гранитоидами тоналит-трондьемит-гранодиоритовой ассоциации (ТТГ). Кроме ТТГ-гнейсов в строении пояса участвуют комплексы пород основного состава, выходы которых образуют мафические зоны, согласные с простиранием пояса и глиноземистые парагнейсы Чупинского комплекса. Вдоль северной границы БПП располагаются Колвицкая и Умбинская зоны гранулитов, являющиеся, вероятно, фрагментами Лапландского гранулитового пояса (рис. 1а).

На протяжении нескольких десятилетий изучения БПП модель его эволюции является предметом дискуссии. Для архейского отрезка его истории известны две версии. Согласно одной из них, в архее сформировалась система покровов, определяющая в основных чертах современную структуру БПП (Миллер, Милькевич, 1995). Согласно другой версии, на временном отрезке 2.88-2.58 млрд лет назад БПП имел несколько стадий развития от формирования океанической литосферы – через субдукционно-коллизионные стадии – к стадии коллизии с формированием коллизионного орогена гималайского типа и его развалом. Эта версия предполагает, что БПП сложен гнейсами и глубокометаморфизованными зеленокаменными и парагнейсовыми комплексами; зеленокаменные комплексы слагают зеленокаменные пояса, парагнейсовые – Чупинский парагнейсовый пояс (Слабунов, 2008).

С палеопротерозойской историей БПП связано внедрение даек и изометричных малых интрузивных тел, относящихся к двум крупным магматическим комплексам. Магнезиальный комплекс лерцолитов—габброноритов сформировался в интервале 2.44–2.36 млрд лет (Бибикова и др.,



Рис. 1. (а) Положение Беломорского подвижного пояса на схеме тектонического районирования Фенноскандинавского щита, по (Слабунов, 2008): БПП – Беломорский подвижный пояс, КК – Карельский кратон, МК – Мурманский кратон, КП – Кольская провинция, Нб – провинция Норрботтен, СП – Свекофеннская провинция, КО – области Каледонского орогенеза, Пл – платформеный чехол; Лп, Уп, Ко – Лапландская, Умбинская и Колвицкая зоны гранулитов. Изученные площади и участки: І – Чупинский сегмент БПП, II – Энгозерский сегмент БПП, III – район проливов Узкая и Широкая Салма. В Энгозерском сегменте БПП: 2.1 – участок Гридино, 2.2 – участок в среднем течении р. Кузема и Верхняя Куземка, 2.3 – участок губа Поньгома. (б) Фрагмент геологической карты Чупинского сегмента БПП (по С.Ю. Колодяжному (2006) с дополнениями по (Слабунов, 2008) и материалам авторов). 1-7 - комплексы Беломорского подвижного пояса: 1 – Ковдозерский покров – преимущественно биотитовые, реже биотит-амфиболовые тоналитогнейсы, гнейсограниты; 2 – Чупинский покров – глиноземистые гнейсы (гранат-биотитовые, кианит-гранат-биотитовые, кианит-гранат-биотит-мусковитовые, биотит-мусковитовые); 3 – Хетоламбинский покров – преимущественно амфиболовые и биотит-амфиболовые тоналитогнейсы, трондьемиты, гранодиориты, скиалиты орто- и параамфиболитов; 4 – Керетский покров – преимущественно биотитовые тоналитогнейсы; 5 – "мафические зоны" – гранитизированные метабазиты и ультрабазиты; 6 – эндербит-чарнокиты (неоархей – 2.4 млрд лет); 7 – массивы мафит-ультрамафитов (друзиты: 2.45–2.35 млрд лет). 8 – разрывы: крутопадающие (а) и пологие (б); 9 – зоны пологого рассланцевания и разгнейсования в районе залива Красная губа; 10 (цифры в кружках) – изученные объекты палеопротерозойского метаморфизма в пределах Чупинского сегмента БПП (1 – залив Кив губа, 2 – Песчаный мыс, 3 – залив Кузокоцкая губа, 4 – залив Красная губа, 5 – мыс Панфилов, 6 – о. Малый Еловый, 7 – о-ва Кемь-Луды, 8 – гора Шавруха, 9 – оз. Верхняя Пулонга, 10 – месторждение Хетоламбина, 11 – месторождение Уракко).

2004; Степанов, Степанова, 2005; Шарков и др., 2004). В слабо деформированных фрагментах интрузий этого комплекса сохранилась магматическая ассоциация $Pl + Cpx + Opx \pm Ol$, сформировавшаяся при $T \approx 1070^{\circ}$ С и $P \approx 2.5$ кбар (Козловский, Аранович, 2010). Дайки комплекса железистых гранатовых габбро секут дайки комплекса лерцолитов– габброноритов. Этот комплекс, первоначально именовался как комплекс метапорфиритов–гранатовых габбро (Степанов, 1981). Позднее в (Степанова, Степанов, 2005) было показано, что комплекс объединяет несколько групп пород с геохимическими и, вероятно, возрастными отличиями. Проведенное датирование его пород из дайки в районе оз. Боярского (Энгозерский сегмент) — 2.12 млрд лет (Степанова и др., 2003) и из крупного дезинтегрированного тела в районе Красной губы (Чупинский сегмент) — 2.18 млрд лет (Скублов и др., 2013) подтверждает более молодой возраст комплекса по отношению к комплексу лерцолитов габброноритов. Породы обоих комплексов метаморфизованы в условиях умеренных и высоких давлений (Егорова, 2017; Козловский, Аранович, 2008, 2010).

Архейские и палеопротерозойские породы БПП претерпели метаморфизм в ходе палеопротерозой-

ской тектоно-метаморфической активизации БПП (Терехов, 2007; Колодяжный, 2006; Кориковский и др., 2014). В Кольской провинции (рис. 1а) эта активизация привела к формированию Лапландско-Кольского орогена, включающего Кольскую провинцию, Лапландский гранулитовый пояс и Колвицкую и Умбинскую зоны гранулитов. Некоторые тектонические модели рассматривают этот ороген как коллизионный (Dalv et al. 2006: Балаганский и др., 1998; Балаганский, 2002; Ранний докембрий, 2005). Другие модели, например метаморфическая модель Л.Л. Перчука (Перчук, 2004, 2006; Перчук и др., 2006) и структурно-кинематическая модель С.Ю. Колодяжного (Колодяжный, 2006), связывают формирование орогена со становлением крупной протрузии Кандалакшско-Колвицких гранулитов; модель Е.Н. Терехова – с формированием крупных кольцевых структур растяжения (Терехов, Балуев, 2011).

Проведенные нами структурно-геологические и петрологические исследования показали, что в пределах рассматриваемой части БПП палеопротерозойские высокоградные, наиболее высокобарные и высокотемпературные метаморфические преобразования пород локализованы в зонах пластического течения двух генераций и генетически связаны с деформациями, происходившими в нижней коре. Зоны пластического течения перерабатывают ранние, часто сложные структуры с образованием новой генерации полосчатости и линейности и характеризуются простой структурой (интенсивные сдвиговые деформации приводят к потере структурной памяти). Зоны пластического течения имеют различную мощность; их выходы занимают значительные площади и узнаются по рассланцеванию и разгнейсованию тел метабазитов и гнейсов и по наличию тектонического меланжа. Ранние зоны связаны с развитием крутопадающих сбросов и взбросов (иногда со сдвиговой составляющей) преимущественно субмерилионального или северо-восточного простирания. Более молодые палеопротерозойские зоны пластического течения - пологопадающие; они сформировались в результате становления крупных надвигов субширотного или северо-западного простирания (Травин, 2015; Козловский и др., 2016). Дайки габброноритов из реперного комплекса лерцолитов-габброноритов, вовлеченные в деформации в крутопадающих зонах пластического течения, эклогитизированы. В пределах пологопадающих зон пластического течения габбронориты и гранатовые метагаббро сохранились преимущественно в виде будин даек.

Ранние палеопроторозойские крутопадающие зоны пластического течения, по нашим наблюдениям, распространены регионально. Крупная крутопадающая зона рассланцованных и разгнейсованных пород (протяженностью около 8 км и мощностью 300—400 м) изучалась нами на южном берегу губы Поньгома в Энгозерском сегменте БПП. Меньшие (мощностью от полутора до десятков метров) зоны были изучены в районе с. Гридино (Travin, Kozlova, 2009; Травин, 2015) и в среднем течении р. Кузема (Козловский и др. 2015а). В Чупинском сегменте БПП зоны крутопадающих рассланцованных пород были исследованы в западной части Кузокоцкого полуосторова и на островах Кемь-Луды (Козловский и др., 2015а). В пределах крутопадающих зон пластического течения в блоках амфиболитов и гнейсов сформировалась грубая полосчатость (угол падения 50°-90°) субмеридионального или северо-восточного простирания, а в массивах эклогитизированных габброноритов – субвертикальная сланцеватость и/или минеральная либо агрегатная линейность. С этапом формирования крутопадающих зон пластического течения связан высокобарный метаморфизм и интенсивная региональная плагиомигматизация. Метаморфические преобразования пород в крутопадающих зонах пластического течения выражены в эклогитизации габброноритов, вовлеченных в деформации (район с. Гридино), перекристаллизации амфиболитов, порфиробластезе граната и амфибола, формировании апоамфиболитовых эклогитов (Кемлудские о-ва) и апоамфиболитовых и апогнейсовых гранат-авгитовых эклогитоподобных пород (среднее течение р. Верхняя Кузема) (Козловский и др., 2015а).

Крутопадающие зоны пластического течения секут или полностью захватывают дайки габброноритов, а крупные дайки и небольшие массивы первой возрастной и морфологической группы комплекса гранатовых метагаббро (эклогитизированные гранатовые метагаббро-I) залегают в зонах согласно с гнейсовидностью и полосчатостью вмещающих гнейсов.

Более молодые палеопротерозойские полого залегающие зоны пластического течения также разномасштабны и распространены регионально. Нами детально исследована одна из крупных субширотных пологопадающих надвиговых зон, простирающаяся на расстоянии около 10 км вдоль северного берега заливов Кузокоцкая губа, Красная губа и Кив губа и захватывающая южную часть Кемьлудских о-ов (рис. 1б). В этой зоне большинство амфиболитов и габброноритов рассланцованы, перекристаллизованы и превращены в гранатовые амфиболиты, гранат-клинопироксеновые породы и гранат-плагиоклаз-биотитовые сланцы, которые представляют собой бластомилониты; во вмещаюших гнейсах сформировалась однородная полосчатая текстура. В разгнейсованных и амфиболизированных габброноритах согласно с их микроскладчатостью залегают маломощные (Козловский, Аранович, 2008; Козловский и др., 2015б) дайки второй группы гранатовых метагаббро (эклогитизированные гранатовые метагаббро-II) и жильные гранат-биотит-кварц-полевошпатовые мигматито-

вые лейкосомы (Козловский, Вирюс, 2011). В центральной части этой зоны пологого разгнейсования наблюдаются участки, мощностью несколько десятков метров и протяженностью первые сотни метров, в которых наблюдается интенсивная дезинтеграция компетентных тел массивных и сланцеватых амфиболитов, габброноритов и метагаббро-І. Такие участки представляют собой тектонический меланж, в котором компетентные тела амфиболитов, апоамфиболитовых эклогитов, эклогитизированные интрузии габброноритов и гранатовых метагаббро-І разбиты на отдельные блоки или растащены на фрагменты чечевичной формы разного размера (будины). Матрикс меланжа сложен интенсивно мигматизированными тонкополосчатыми биотитовыми гнейсами или мигматизированными амфиболитами. В будинах амфиболитов сохраняется более грубая полосчатость, характерная для более древних крутопадающих зон пластического течения (рис. 2).

Перекристаллизация пород в крутозалегающих и в пологозалегающих зонах пластического течения сопровождалась формированием ветвящихся жильных (Козловский, 2006) или послойных субстратиформных плагиомигматитовых лейкосом (Козловский, Русинов, 2008). Проявления высокобарных эклогитоподобных Grt-Cpx пород в районе р. Кузема и губы Поньгома пространственно связаны с участками интенсивной плагиомигматизации амфиболитов. С областями региональной плагиомигматизации гнейсов, содержащих линзы амфиболитов, связаны находки апоамфиболитовых эклогитов Кемлудских островов (Козловский и др., 2015а). Эклогитоподобные Grt-Cpx породы также могли формироваться по прослоям ТТГгнейсов, сопровождая жилы плагиомигматитов.

Однако в местах проявления палеопротерозойского метаморфизма среди интенсивно перекристаллизованных, рассланцованных и разгнейсованных пород могут встречаться структурно обособленные реликтовые субизометричные блоки и домены разного размера (как правило, несколько десятков или сотен метров), не затронутые перекристаллизацией. Породы в этих реликтовых доменах сушественно отличаются текстурно-структурными особенностями, составом сосуществующих минералов и Р-Т параметрами формирования от окружающих их перекристаллизованных пород. Такие реликтовые домены наиболее часто сохраняются внутри крупных блоков, сложенных компетентными породами, прежде всего в массивах габброноритов (Козловский, Аранович, 2010) и эндербитов и в местах сосредоточения даек разного состава.

Можно сказать, что современный петрографический облик пород БПП и многообразие минеральных ассоциаций сформировались в результате палеопротерозойского метаморфизма. Наиболь-



Рис. 2. Участок дезинтеграции и пологого разгнейсования в крупной мафической зоне, сложенной мигматизированными амфиболитами разного состава. Более компетентные фрагменты амфиболитов образуют будины (1), а менее компетентные слагают матрикс меланжа (2). В матриксе наблюдается тонкая линзовидная полосчатость пологого залегания. В будинах амфиболитов наблюдается реликтовая более грубая мигматитовая полосчатость, сформировавшаяся на более раннем этапе становления крутопадающих зон пластического течения. Остров Малый Еловый в Чупинском сегменте БПП.

шее многообразие проявлений палеопротерозойского метаморфизма установлено в прибрежной северо-восточной части БПП.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Термобарометрические исследования

Большинство анализов состава минералов выполнены в лаборатории локальных методов исследования вещества кафедры петрологии МГУ на растровом электронном микроскопе JSM-6480LV с энергодисперсионной приставкой INCA Energy-350 при ускоряющем напряжении 20 кВ и токе зонда 10 нА. Время накопления импульсов – 120 с. Часть анализов выполнена в лаборатории анализа минерального вещества ИГЕМ РАН на волновом микроанализаторе ЈХА-8200 при ускоряющем напряжении 20 кВ и токе зонда 15 нА. Время накопления импульсов — 10 с на каждый элемент. Диаметр пучка зонда на обоих приборах составлял 1-2 мкм. Сходимость результатов между лабораториями хорошая. Всего выполнено более 3000 анализов, некоторые из которых приведены в ранее опубликованных работах (Козловский, Аранович, 2008, 2010; Аранович, Козловский, 2009; Козловский, 2010; Козловский и др., 2015а).

Оценка *P-T* параметров метаморфизма проводилась методом TWQ (Berman, 1991; Berman, Aranovich, 1996; Aranovich, Berman, 1996; Berman et al., 1995; Mader, Berman, 1992) с использованием баз взаимно согласованных термодинамических данных (база DEC06 – для гранат-клинопироксеновых и гранат-биотитовых ассоциаций, база B92 – для гранат-амфиболовых). Условия образования безгранатовых амфиболитов (Amp + $+ Q_z + Pl \pm Cpx$) приближенно оценивались по Al-роговообманковым барометрам (Hammarstrom, Zen, 1986; Hollister, 1987) и амфибол-плагиоклазовому термометру (Holland, Blundy, 1994), интегрированным в программу TPF (Фонарев и др., 1989). Учитывая, что практически все минералы из исследуемых пород обладают зональностью, отдельно рассчитывались *P*-*T* параметры по центрам и краям зерен каждого минерала в ассоциации.

Результаты термобарометрических расчетов конкретных образцов пород и использованные для расчетов уравнения минеральных равновесий приведены в табл. 1 (Suppl. 1–4)², положение пород на сетке метаморфических фаций – на рис. 3.

Изотопные исследования

Изотопные исследования проводились в ИГГД РАН. Монофракции минералов (навески по 120–150 мг) предварительно обрабатывались методом химического выщелачивания в 4 N растворе HCl на горячей плитке с целью удаления вторичных изменений. Гранаты после истирания в пудру подвергались выщелачиванию в концентрированной серной кислоте при 180°С в течении суток в закрытой посуде, согласно (Anczkiewicz, Thirlwall, 2003), с целью удаления включений монацита.

Химическое выделение Sm и Nd производилось после разложения валовых проб и минералов в смеси кислот (HF + HNO₃) при температуре 110° C, к которым был добавлен смешанный индикатор ¹⁴⁹Sm—¹⁵⁰Nd. Сумма РЗЭ была выделена посредством стандартной катионно-обменной хроматографии на колонках со смолой Bio-Rad AG1-X8 (100–200 меш) с промывкой в 2.2 M HCl и элюированием в 5 M HCl. Последующее выделение Sm и Nd из суммы РЗЭ проводилось с помощью экстракционной хроматографии на колонках ЕICHROM со смолой LN-Resin (100–150 меш), согласно методике в работе (Pin et al., 1997). На момент проведения работы уровень лабораторно-

го загрязнения, определяемый холостым опытом, составил 0.03–0.1 нг для Sm и 0.1–0.2 нг для Nd.

189

Измерение изотопного состава Nd и Sm проводилось на многоколлекторном масс-спектрометре TRITON TI в статическом режиме. Измеренные отношения ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd нормализованы к отношению ¹⁴⁶Nd/¹⁴⁴Nd = 0.7219 и приведены к отношению 0.512117 в международном Nd стандарте JNdi-1 (Тапака et al., 2000). Концентрации Sm и Nd, а также отношение ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd определялись методом изотопного разбавления. Точность определения изотопных отношений ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd и ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd оценивалась по серии повторных анализов (10) стандарта BCR-2 и составляет 0.002 и 0.3% соответственно (¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd = $= 0.512642 \pm 14$, ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd = 0.1380 ± 6).

Химическое разложение рутила и выделение U и Рb выполнялось по модифицированной методике Т. Кроу (Krogh, 1973) и Д. Мане (Manhes et al., 1984). Изотопный анализ выполнен на многоколлекторном масс-спектрометре Triton TI. Точность определения U/Pb отношений составила 0.5%. Холостое загрязнение не превышало 0.02 нг Рb и 0.001 нг U. Обработка экспериментальных данных проводилась по программам PbDAT (Ludwig, 1991) и ISOPLOT (Ludwig, 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 2 σ.

АССОЦИАЦИИ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД БПП И ИХ ТЕРМОБАРОМЕТРИЯ

Большинство метаморфических пород в БПП можно объединить в несколько групп по схожести *P-T* параметров и относительному возрасту метаморфизма, установленному по геологическим соотношениям этих пород с зонами пластического течения. Каждая группа пород обладает набором характерных ориентированных метаморфических текстур и структур, позволяющих рассматривать ее как самостоятельный структурный парагенез.

Группа 0 – нерассланцованные метаморфические породы, минимально перекристаллизованные в процессе палеопротерозойского метаморфизма. К этой группе относятся однородные мелкозернистые безгранатовые амфиболиты-I с очень хорошо выраженной линейной ориентировкой игольчатых кристаллов амфибола. Такие породы в пределах БПП встречаются редко. Обычно они слагают реликтовые линзоподобные тела или изометричные домены размером в несколько десятков или сотен метров, расположенные среди крупнозернистых гранатовых параамфиболитов,

² Далее в тексте приводятся интервалы *P-T* параметров по всей совокупности исследованных пород, которые незначительно шире, чем параметры конкретных образцов в табл. 1. Микрозондовые анализы минералов, используемые для расчетов параметров метаморфизма конкретных образцов пород из табл. 1 приведены в ESM_1.xls (Suppl. 1) (гранаты) ESM_2.xls (Suppl. 2) (клинопироксены), ESM_3.xls (Suppl. 3) (биотиты и амфиболы), ESM_4.xls (Suppl. 4) (плагиоклазы) и доступны по ссылке: http://link.springer.com/ для английской версии и https://elibrary.ru/ для русской версии.

тты оценки <i>P-T</i> условий метаморфизма наиболее характерных образцов пород Беломорского подвижного пояса	рактерные Образцы; зоны Место отбора* 7,°С Р, кбар используемые иля используемые породы Т,°С Р, кбар используемые используемые испораземые испораземые испораземые испорьземые испорьзуемые и	иты-I Обр. КЛ-37; параметры пика О-ва Кемь-Луды (7) 720–740 7.0–7.5 ТРF пые, без граната метаморфизма	ые амфибо- Обр. КУЗ-1; параметры начала ком- Участок Верхняя 620–640 7.3–8.0 ТWQ (B92); (15); (16); прессионного метаморфизма, оценен- Кузема (Энгозерский ные по центрам зональных кристаллов сегмент БПП) (18); (19); (20); (21)	Обр. КГ-76; параметры начала ком- Губа Кив (1) 590-640 7.2-8.5 TWQ (B92); (15); (16); прессионного метаморфизма, оценен- (17); (18); (19); (20); (21) ные по центрам зональных кристаллов (17); (18); (19); (20); (21)	болитовые гней- Обр. КЛ-40; параметры пика высоко- О-ва Кемь-Луды (7) 670–690 10.7–11.8 ТWQ (DEC06); (10); э плагиомигма- барного метаморфизма (11); (12); (13); (14)	болитовые экло- Обр. КЛ-28; параметры начала высоко- 580-610 10.9-11.8 TWQ (DEC06); (1); (2); (1); (2); барного метаморфизма, оцененные по 10.9-11.8 ТWQ (DEC06); (1); (2); (3); (4)	Обр. КЛ-28; параметры пика высоко- барного метаморфизма, оцененные по краям зональных кристаллов 600-630 12.5-12.8 TWQ (DEC06); (1); (2); (1); (2);	Обр. КГ-90; параметры пика высоко- барного метаморфизма Губа Красная (4) 650–690 12.2–12.9 TWQ (DEC06); (1); (2); (3); (4)	
	Характерные горные породы	фиболиты-I Обр. I юродные, без граната метам	натовые амфибо- ъі-II Прессі ные п	Обр. I прессі ные п	оамфиболитовые гней- Обр. I идные плагиомигма- барно ы	оамфиболитовые экло- Обр. I барно барно исентр	Обр. I барно краям	Обр. I барно	06p. (
Таблица 1. Рез	Группа пород	7 руппа 0 Амф одно	Гран ЛИТБ	Груп	Апо: сови титы	Апо Инты	руппа		

190

КОЗЛОВСКИЙ и др.

Группа пород	Характерные горные породы	Образцы; зоны	Mecro or6opa*	T,°C	P, ĸбар	Метод оценки; база данных; уравнения минеральных равновесий, используемые для оценки <i>P-T</i> параметров**
		Обр. ГРД-22; параметры пика высоко- барного метаморфизма	Участок Гридино, (Энгозерский сегмент БПП)	600-710	14.3–15.8	TWQ (DEC06); (1); (2); (3); (4)
	Апоамфиболитовые <i>Grt-Cpx</i> эклогитоподоб- ные породы	Обр. КУЗ-3; параметры начала высоко- барного метаморфизма, оцененные по центрам зональных кристаллов	Участок Верхняя Кузема (Энгозерский сегмент БПП)	590-610	9.0–9.8	TWQ (DEC06); (1); (3); (4); (5); (6)
II		Обр. КУЗ-3; параметры пика высокобарного метаморфизма, оцененные по краям зональных кристаллов.		680–690	10.5–11.1	TWQ (DEC06); (1); (3); (4); (5); (6)
гплүдТ		Обр. ПУЛ-22-б; парамстры пика высокобарного метаморфизма	Оз. Верхнее Пулонг- ское (9)	650–780	10.3-13.0	TWQ (DEC06); (1); (3); (4); (5); (6)
	Меланократовые гранато- вые амфиболиты-III	Обр. КГ-86; параметры пика высокобарного метаморфизма	О. Малый Еловый (6)	750-770	11.0-13.0	TWQ (B92); (15); (16); (17); (18); (19); (20); (21)
	Эклогитизированные гра- натовые метагаббро-I	Обр. КГ-17; параметры пика высокобарного метаморфизма при <i>a</i> SiO ₂ = 0.8–1.0	Губа Красная (4)	660–710	10.0–13.0	TWQ (DEC06); (1); (2); (3); (4)
		Обр. КГ-68; параметры пика высокобарного метаморфизма при <i>a</i> SiO, = 0.8–1.0	Губа Кузокоцкая (3)	630-670	12.5–14.0	TWQ (DEC06); (1); (2); (3); (4)

Таблица 1. Продолжение

ПЕТРОЛОГИЯ том 28 № 2 2020

ТЕРМОБАРОМЕТРИЯ ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ 191

Т а 0ЛИЦА	т. продолжение					
Группа порол	Характерные горные породы	Образцы; зоны	Место отбора*	T,°C	Р, кбар	Метод оценки; база данных; уравнения минеральных равновесий, используемые для оценки <i>P-T</i> параметров**
	Апотабброноритовые рас- сланцованные гранатовые	Обр. КГ-344; параметры пика высокотемпературного метаморфизма	Губа Красная (4)	680–710	8.4–10.9	TWQ (B92); (15); (16); (18); (19); (20); (21)
	амфиюолиты-IV	Обр. ШВР-5; параметры пика высокотемпературного метаморфизма	Гора Шавруха (8)	680–710	8.3–11.3	TWQ (B92); (15); (16); (18); (19); (20); (21)
		Обр. ШВР-15; параметры пика высокотемпературного метаморфизма		680-700	8.0–9.8	TWQ (B92); (15); (16); (18); (19); (20); (21)
	Эклогитизированные гранатовые метагаббро-II	Обр. КГ-30; параметры формирования синнадвиговой метаморфической ассоциации, оцененные по центрам зерен зональных кристалиов при <i>a</i> SiO ₂ = 0.3–0.7	Губа Красная (4)	660–750	9.3–10.7	TWQ (DEC06); (1); (2); (3); (4)
III аппуqТ		Обр. КГ-73; параметры формирования синнадвиговой метаморфической ассоциации, оцененные по центрам зерен зональных кристаллов при <i>a</i> SiO ₂ = 0.7–1.0	Гора Шавруха (8)	640680	10.4–11.9	TWQ (DEC06); (1); (3); (4); (5); (6)
		Обр. КГ-73; кайма в зональных кристал- лах, отражающая ретроградные деком- прессионные изменения	Гора Шавруха (8)	610–690	9.7–10.6	TWQ (DEC06); (1); (3); (4); (5); (6)
	Жильные плагиомигмати- товые лейкосомы	Обр. ШВР-8 и ШВР-12; параметры пика высокотемпературного метаморфизма	Гора Шавруха (8)	780810	10.7-11.8	TWQ (B92); (15); (16); (17); (18); (19); (20); (21)
		Обр. КЛ-24; параметры пика высокотем- пературного метаморфизма	О-ва Кемь-Луды (7)	640-700	9.0–11.7	TWQ; (10); (11); (12); (13); (14)
	Плагиомигматиговые лейкосомы, формирующие субстратиформную полос- чатость в амфиболитах	Обр. 12-18; параметры пика высокотемпе- ратурного мегаморфизма	Месторождение Хеголамбина (10)	810-830	10.4-10.7	TWQ (B92); (15); (16); (17); (18); (19); (20); (21)

192

Таблица 1. Продолжение

КОЗЛОВСКИЙ и др.

ПЕТРОЛОГИЯ том 28 № 2 2020

Окончание	ATTINT TIONO
_	•
аблина	

ПЕТРОЛОГИЯ

том 28

Nº 2

2020

Метод оценки; база данных; уравнения минеральных равновесий, используемые для оценки <i>P-T</i> параметров**	TWQ (DEC06); (1); (2); (3); (4)	2 TWQ (DEC06); (1); (3); (4); (5); (6)	 TWQ (B92); (15); (16); (17); (18); (19); (20); (21) 	TWQ (B92); (15); (16); (18); (19); (20); (21)	TWQ (DEC06); (10); (11); (12); (13); (14)
P, K(8.2-8.7	9.6-10.2	8.4-10.4	8.1-10.8	6.5-7.3
J,°C	510-540	610-630	680-740	640-680	680-700
Место отбора*	Губа Кив (1)		Гора Шавруха (8)	Губа Красная (4)	О-ва Кемь-Луды (7)
Образцы; зоны	Обр. КГ-58; параметры проградной стадии метаморфизма, оцененные по центрам зональных кристаллов	Обр. КГ-58; параметры пика метамор- физма, оцененные по краям зональных кристаллов	Обр. ШВР-2; параметры пика метаморфизма	Обр. КГ-25; параметры пика метаморфизма	Обр. КЛ-18; параметры пика метаморфизма
Характерные горные породы	Апсамфиболитовые <i>Grt-Срх</i> эклогитоподобные породы эпидотизированные		Апогаббронориговые гра- натовые амфиболиты-V	Гранатовые амфиболиты-V, сформировавшиеся по дайке эклогитизированного метагаббро-II	Керамический пегматит из жилы, окруженной зоной амфиболитов-V
Группа пород	III sr	цид		VI вппүqТ	

** Уравнения минеральных равновесий, используемые для оценки *P-T* параметров метаморфизма; символы минералов взяты из программы TWQ234: номер участка, расположенного в Чупинском сегменте b1111, соответствует его номеру на рис. 1.

(13) 3Eas + 6Qiz + Prp + 2Grs = 6An + 3Phl(14) 3Sid + 6Qiz + 2Grs + Alm = 6An + 3Ann(15) 3Tr + 5Alm = 5Prp + 3Fe-Tr(16) 3Prg + 4Alm = 4Prp + 3Fe-Prg(17) Ts + Alm = Prp + Fe-Ts(18) 2Grs + 5Prp + 18Qiz + 3Fe-Prg = 3Tr + 6An + 3Ab(19) 2Grs + Prp + 18Qiz + 3Prg = 3Tr + 6An + 3Ab(20) 5Alm + 2Grs + 18Qiz + 3Prg = 3Fe-Tr + 4Prp + 6An + 3Ab(21) Alm + 2Grs + 18Qiz + 3Fe-Prg = 3Fe-Tr + 6An + 3Ab(10) Alm + Phl = Pp + Ann(11) 3Eas + 2Alm = 2Prp + 3Sid(12) 3Sid + 6Qiz + 3Prp + 2Grs = 2Alm + 6An + 3Phl(3) 30z + 2Grs + Alm = 3An + 3Hd(4) 30z + 2Grs + Prp = 3An + 3Di(5) 2Grs + Alm = 3Ca-Ts (8 Cpx) + 3Hd(6) Ca-Ts (8 Cpx) + Qtz = An(7) En + Hd = Di + Fs(8) Al-Opx + Hd + Qtz = Fs + An(9) Al-Opx + Di + Qtz = En + An(1) Alm + 3Di = Prp + 3Hd(2) Jd + Qtz = Ab

испытавших существенную палеопротерозойскую перекристаллизацию, а также среди гнейсов ТТГ-комплекса. Характерной особенностью таких амфиболитов является практически полное отсутствие субстратиформной мигматитовой полосчатости и весьма слабая распространенность в них жильных мигматитовых лейкосом. Из-за отсутствия граната, термобарометрия этих пород затруднена. По Al-роговообманковым геобарометрам (Hammarstrom, Zen, 1986; Hollister et al., 1987) и Amp-Pl термометру (Holland, Blundy, 1994) давление образования амфиболитов-I по всей совокупности образцов соответствует 7-9 кбар, а температура – 720–740°С (табл. 1, обр. КЛ-37). Эти параметры отвечают границе амфиболитовой и гранулитовой фаций (рис. 3а). Наиболее вероятно, что эти породы сформировались во время досвекофеннской (архейской) метаморфической истории БПП.

Кроме амфиболитов, к группе 0 можно отнести слабо мигматизированные, как правило, безгранатовые, биотит-амфиболовые гнейсы ТТГассоциации.

Группа I – рассланцованные, разгнейсованные и мигматизированные породы, испытавшие метаморфизм умеренного давления и сформировавшиеся до активной фазы становления крутопадающих и пологого залегающих зон пластического течения. Эти породы широко распространены за пределами и на флангах палеопротерозойских зон пластического течения либо сохраняются в этих зонах в виде реликтов или в виде будин в зонах меланжа (рис. 2). Типичными представителями пород группы I являются однородные гранатовые и гранатсодержащие пара- и ортоамфиболиты (амфиболиты-II). В этих породах по центральным частям зональных зерен граната, плагиоклаза и амфибола или по однородным доменам в породах, содержащих незональные зерна этих минералов, установлены минимальные для исследованных пород Р-Т параметры, соответствующие начальной стадии палеопротерозойского метаморфизма и отвечающие амфиболитовой фации умеренного давления (Бушмин, Глебовицкий, 2008) – Т = = 560-640°С и *P* = 6.7-9.5 кбар (рис. 3а; табл. 1, обр. КУЗ-1, КГ-76). Такие Р-Т параметры образования гранатовых амфиболитов-II характерны и для западной части БПП (участок Верхняя Кузема, обр. КУЗ-1), и для восточной части БПП (участки Кив губа и Красная губа, обр. КГ-76). В этих же образцах краевые части зональных минеральных зерен, а также некоторые отдельные однородные домены в породах, как правило, отражают более высокобарическую и более высокотемпературную стадию палеопротерозойского метаморфизма – $T = 610 - 740^{\circ}$ С и P = 7.1 - 10.6 кбар (рис. 3а) которая является дальнейшим развитием проградного метаморфизма пород группы I и переходом к породам группы II.

Группа II – породы, испытавшие высокобарный метаморфизм, достигавший уровня низкобарической эклогитовой фации или высокобарической амфиболитовой фации в крутопадающих зонах пластического течения. К породам этой группы в Восточном Беломорье относятся гнейсовидные апоамфиболитовые и апогнейсовые плагиомигматиты, лейкократового амфиболит-гнейсовоплагиомигматитового комплекса. Эти породы обычно имеют Grt-Amp-Bt-Qz-Pl состав и обладают полосчатостью и отчетливой гнейсовидной текстурой. Плагиомигматиты могли быть сформированы как по гнейсам, так и по амфиболитам-І и -II. Для апоамфиболитовых плагиомигматитов характерно наличие сложной мелкоамплитудной складчатости. Кроме того, в них часто проявлены реликтовые теневые структуры, характерные для амфиболитов. В апоамфиболитовых плагиомигматитах сохраняются реликтовые домены плагиомигматитов с амфиболом. Эти домены, вероятно, представляют собой относительно слабо переработанные амфиболиты-II, параметры формирования которых отвечают амфиболитовой фации умеренных температуры и давления (рис. 3б). Новообразованные биотитовые домены в апоамфиболитовых плагиомигматитах сформировались при следующих Р-Т параметрах: 10.3-12.2 кбар и 670-690°С (рис. 3б; табл. 1, обр. КЛ-40).

Апоамфиболитовые и апогнейсовые плагиомигматиты группы II являются существенно более высокобарными образованиями, чем породы группы I. При этом температура формирования пород групп I и II практически одинаковая.

Апоамфиболитовые и апогнейсовые плагиомигматиты содержат линзы мощностью 3-10 м и протяженностью до 10-25 м, сложенные массивными крупнозернистыми меланократовыми амфиболовыми и гранат-амфиболовыми породами $(O_{z} + Pl \approx 10 - 20\%, Grt + Amp \approx 80 - 90\%, \pm Cpx)$ амфиболитами-III, гранат-клинопироксеновыми породами с Na-авгитом ($Qz + Pl \approx 10-20\%$, $Grt + Na-Aug + Amp \approx 80-90\%$) и апоамфиболитовыми эклогитами ($Qz \approx 10-15\%$, $Pl \approx 2-5\%$, Grt + $+ Omp + Amp \approx 80-90\%)^3$. Линзы эклогитов и меланократовых гранат-амфиболовых пород залегают согласно с полосчатостью и гнейсовидностью плагиомигматизированной толщи. Нигде не наблюдается пересечений полосчатости плагиомигматизированной толщи телами эклогитизированных пород; также не наблюдаются и обратные соотношения (Козловский и др., 2015а).

³ Согласно сетке фаций В.А. Глебовицкого и С.А. Бушмина (2008) в высокотемпературной области эклогитовой фации, пограничной с высокобарной областью гранулитовой фации, существует область совместной устойчивости омфацита и граната с плагиоклазом (субфация плагиоклазовых эклогитов С.П. Кориковского (2009)). Поэтому применение термина "эклогит" к плагиоклазсодержащим породам нам представляется оправданным.



Амфиболиты-III, Grt-Cpx породы с Na-Aug и апоамфиболитовые эклогиты практически всегда встречаются совместно в прелелах олного геологического тела. Петрографические наблюдения указывают на то, что в таких телах формирование эклогитов происходило по амфиболитам-III, а не наоборот (Козловский и др., 2015а). Эклогитизация гранат-амфиболовых и амфиболовых пород начинается с того, что в отдельных доменах этих пород появляются первые редкие зерна клинопироксена. Постепенно его количество возрастает, а количество амфибола и плагиоклаза уменьшается; при этом порода в целом приобретает кварцгранат-клинопироксеновый (±плагиоклаз) состав. Амфибол остается только в виде реликтовых зерен, зажатых между короткопризматическими выделениями клинопироксена или в виде включений в нем. Состав пироксена от центров зерен к их краям меняется от авгита к Na-авгиту и омфациту (Козловский и др., 2015а). Обычно, увеличение содержания клинопироксена в меланократовых амфиболитах-III происходит неравномерно; наиболее интенсивно формирование клинопироксена происходит в субвертикально ориентированных прожилковых зонах, согласных с залеганием зон пластических деформаций. Частая смена вдоль и вкрест сланцеватости эклогитов с амфиболитами-III приводит к тому, что в одном образце встречается сочетание мелких вытянутых линзовидных и прожилковых доменов (мощностью 10-40 мм), сложенных эклогитами, чередующимися с доменами меланократовых гранат-амфиболовых пород. По совокупности геологических и петрографических наблюдений можно выстроить ряд метаморфических преобразований амфиболитов в эклогиты: амфиболиты-III-амфиболиты-III-гранат-клинопироксеновые породы с Na-авгитомэклогиты.

Во всех образцах апоамфиболитовых эклогитов *P-T* параметры пика метаморфизма были получены по краевым частям зональных кристаллов. По условиям образования апоамфиболитовые эклогиты и гранат-клинопироксеновые породы с Naавгитом из разных районов БПП несколько отличаются. В районе Кемлудских о-ов и залива Красная губа Чупинского сегмента БПП температура пика метаморфизма эклогитов находится в интервале 600-690°С, а давление – 11.3-12.9 кбар (рис. 36; табл. 1, обр. КГ-90, КЛ-28) (Козловский и др., 2015а). Как и следовало ожидать, Р-Т параметры формирования апоамфиболитовых эклогитов, эклогитоподобных пород с Na-авгитом и вмещающей их толщи гнейсовидных плагиомигматитов весьма близки, что свидетельствует в пользу синхронности метаморфизма этих пород. Полученные оценки Р-Т параметров отвечают самой низкобарической области эклогитовой фации метаморфизма.

На участках Салма и Гридино *P*-*T* параметры формирования апоамфиболитовых эклогитов находятся в области более высокого давления. Для гридинских эклогитов – T = 600-710°C, P = 14.3 -15.8 кбар (табл. 1, обр. ГРД-22), для салминских – T = 595-625°C, P = 13.7-14.3 кбар (табл. 1, обр. СЛМ-17). При этом температура формирования гридинских, салминских и кемлудских эклогитов практически одинакова. Более высокобарные условия метаморфизма 13.7–15.8 кбар на этих участках, отвечающие низкобарической области эклогитовой фации, могут указывать на зональность метаморфизма пород БПП с увеличением давления в северо-восточном направлении.

Кроме эклогитов и гранат-клинопироксеновых пород с Na-авгитом, в пределах БПП широко распространены эклогитоподобные гранат-клинопироксеновые породы, клинопироксен которых содержит не более первых процентов жадеитовой молекулы, т.е. не является натриевым авгитом. В отличие от первых двух разновидностей эклогитизированных пород, эклогитоподобные гранат-клинопироксеновые породы обычно залегают в протяженных мафических зонах, сложенных амфиболитами-I и II; как правило, они

Рис. 3. Положение наиболее характерных метаморфических пород БПП, сформировавшихся в результате трех последовательных метаморфических эпизодов палеопротерозойского метаморфизма на сетке фаций метаморфизма: (а) – породы протолита (группы 0) и амфиболиты-II из группы-I, сформировавшиеся до пика первого эпизода высокобарного метаморфизма; (б) – апоамфиболитовые эклогиты и вмещающие их гнейсовидные плагиомигматиты (породы группы II), сформировавшиеся на пике первого эпизода высокобарного метаморфизма; (в) – эклогитоподобные гранат-пироксеновые породы (породы группы II), сформировавшиеся на пике первого эпизода высокобарного метаморфизма; (г) – эклогитизированные гранатовые метагаббро-I и II; (д) – амфиболиты-IV и плагиомигматиты (группы-IV), сформировавшиеся в пологозалегающих зонах пластического течения в ходе второго эпизода метаморфизма; (e) – амфиболиты-V (породы группы-V) и каймы амфиболизации в минералах метабазитов, сформировавшиеся на третьем эпизоде метаморфизма. Границы фаций и субфаций метаморфизма проведены по С.А. Бушмину и В.А. Глебовицкому (2008). Цифры в кружках – номера субфаций: 7 – силиманит-мусковит-биотит-ставролитовая, 8 – кианит-мусковитбиотит-ставролитовая, 10 - гранат-силиманит-биотит-мусковитовая, 11 - гранат-кианит-биотит-мусковитовая, 14 гранат-биотит-силиманит-ортоклазовая, 15 – гранат-биотит-кианит-ортоклазовая, 16 – биотит-гранат-ортоклаз-гиперстеновая, 17 – ортоклаз-кордиерит-силиманит-биотитовая, 19 – гранат-ортоклаз-кордиерит-гиперстеновая, 20 – силиманит-гиперстеновая, 22 - кианит-гиперстеновая, 25 - парагонит-кианит-цоизитовая, 26 - цоизит-кианит-каринтиновая, 27 – гранат-кианит-омфацитовая, 28 – плагиоклаз-кианит-омфацитовая. Каждый прямоугольник отвечает *P-T* полю образования одной породы. Пунктирной стрелкой показана эволюция *P* и *T* на разных метаморфических эпизодах.

формируют маломощные (3-20 см) будинированные линзовидные тела или метаморфические жилы мощностью 0.1–1.5 м и протяженностью 1– 6 м, согласные с крутопадающей полосчатостью вмещающих амфиболитов-II. Подобно эклогитам, жилы эклогитоподобных гранат-клинопироксеновых пород сопровождаются экзоконтактовым ореолом различных меланократовых пород – меланократовых крупнозернистых гранатовых амфиболитов-III или биотит-амфиболовых гранатитов, некоторые разновидности которых содержат новообразованный клинопироксен. Включения в клинопироксене эклогитоподобных гранат-клинопироксеновых пород представлены реликтовым амфиболом, аналогичным по составу амфиболу из вмещающей толщи амфиболитов-II. В крупных жилах эклогитоподобных пород отмечаются скиалиты амфиболитов-II, а также теневые полосчатые структуры, унаследованные от амфиболитов вмещающих пород (Козловский и др., 2015а). Подобные взаимоотношения пород указывают на то, что эклогитоподобные породы, так же как и эклогиты, являются апоамфиболитовыми метаморфическими образованиями. Как и эклогиты, эклогитоподобные породы встречаются в тесной пространственной ассоциации с областями интенсивной плагиомигматизации амфиболитов или в контактовой зоне некрупных (150-300 м) массивов гранатовых плагиогранитов.

В эклогитоподобных породах, так же как и в эклогитах, наблюдается тенденция возрастания параметров метаморфизма в северо-восточном направлении. В среднем течении р. Кузема, в центральной части БПП, *P*-*T* параметры пика метаморфизма, полученные по краевым частям зональных минералов находятся в интервалах 620-710°С и 9.2–11.9 кбар, что отвечает границе амфиболитовой и эклогитовой фаций (рис. 3в; табл. 1, обр. КУЗ-3). В северо-восточной части БПП, на участках Верхняя Пулонга, Пояконда, Красная губа, Кив губа были обнаружены эклогитоподобные гранат-клинопироксеновые породы, которые были сформированы при более высоком давлении и температуре - 10.3-13.0 кбар и 650-780°С, что соответствует области сочленения полей амфиболитовой, эклогитовой и гранулитовой фаций (табл. 1, обр. ПУЛ-22-б). По давлению на пике метаморфизма эклогитоподобные породы близки к апоамфиболитовым эклогитам Кемьлудских о-ов и Красной губы, но при этом температура формирования эклогитоподобных пород оказывается выше на 50-80°С (рис. 36, 3в).

Меланократовые гранатовые амфиболиты-III, сопровождающие многие тела эклогитов и эклогитоподобных пород, также показывают высокое давление и высокую температуру формирования: P=9.4-13.1 кбар, $T=680-810^{\circ}$ С (табл. 1, обр. КГ-86). Практически во всех амфиболитах-III, апоамфиболитовых эклогитах и апоамфиболитовых экло-

ПЕТРОЛОГИЯ том 28 № 2 2020

гитоподобных гранат-клинопироксеновых породах в западной и центральной части БПП есть свидетельства проградной метаморфической истории. Как правило, это выражается в противоположном изменении магнезиальности граната и сосуществующего с ним клинопироксена: магнезиальность гранатов увеличивается от центра зерен к краям, а магнезиальность клинопироксена в этом направлении снижается (Козловский и др., 2015а).

Для образца эклогита КЛ-28 удалось получить оценки не только пика метаморфизма, но и начальной проградной стадии метаморфических преобразований (табл. 1, $T = 580-610^{\circ}$ С, P = 10.9-11.8 кбар) (Козловский и др., 2015а). Параметры проградной стадии образования эклогитоподобных пород практически такие же, как и для эклогитов и находятся в интервале: 540–690°С и 8.5–10.8 кбар (табл. 1, обр. КУЗ-3).

В образцах из северной и северо-восточной части БПП (участки Салма, Гридино), в которых были установлены максимальные параметры метаморфизма, составы минералов, отвечающие началу проградных метаморфических преобразований, не сохранилось.

Плагиомигматизация амфиболитов и гнейсов и формирование меланократовых пород по амфиболитам имеют противоположные тренды эволюции химического состава в отношении петрогенных компонентов. Поэтому мы рассматриваем апоамфиболитовые меланократовые амфиболовые породы и апоамфиболитовые эклогиты как базификаты, сопровождающие обширные поля развития апоамфиболитовых и апогнейсовых плагиомигматитов (Козловский и др., 2015а). Тесная пространственная и генетическая связь базификатов и мигматитов является характерной чертой не только Беломорского пояса (Кориковский, Аранович, 2010), но и многих других метаморфических и метасоматических комплексов (Метаморфический комплекс ..., 1975; Роненсон, 1989; Утенков, 1989). Вдали от участков мигматизации в амфиболитах не происходит формирования новообразованных эклогитовых парагенезисов и меланократовых зон, сложенных гранатовыми амфиболитами-III.

К породам **группы** II, испытавшим высокобарный метаморфизм в крутопадающих зонах пластического течения, относятся также эклогитизированные гранатовые метагаббро-I. В зонах крутопадающего рассланцевания и разгнейсования гранатовые метагаббро-I формируют крупные изометричные массивы ($\approx 0.8-1.2$ км) и крупные дайки (протяженностью до 700 м и мощностью 20-70 м), залегающие согласно с полосчатостью и гнейсовидностью вмещающих пород. В более молодых зонах полого залегающего тектонического меланжа, например на о-ве Большой Кемлудский (Козловский и др., 2016), фрагменты этих массивов и даек встречаются в виде будин изометричной формы размером несколько метров или десятков метров. Крупные массивы гранатовых метагаббро-І обычно фрагментированы и разбиты на отдельные сближенные блоки размером 70–200 м.

В отличие от апоамфиболитовых эклогитов и эклогитоподобных пород, в эклогитизированных гранатовых метагаббро-I не обнаружено следов проградной метаморфической зональности; параметры пика метаморфизма были получены по центральным частям зональных минеральных зерен. С учетом активности $aSiO_2 = 0.8-1.0$, параметры пика метаморфизма гранатовых метагаббро-I составляют: $T = 630-780^{\circ}$ С и P = 10.0-14.1 кбар (рис. 3г; табл. 1, обр. КГ-17, КГ-68).

Мы предполагаем, что массивы и крупные дайки эклогитизированных метагаббро-I были метаморфизованы синхронно с вмещающей их толщей гнейсов и амфиболитов (Козловский и др., 2015б). На это указывает сходство параметров пика метаморфизма эклогитизированных гранатовых метагаббро-I и апоамфиболитовых эклогитов из вмещающих толщ. Однако в апоамфиболитовых эклогитах вмещающих пород по эволюции составов граната и клинопироксена установлена мощная проградная история метаморфических преобразований (Козловский и др., 2015а). А в эклогитизированных дайках максимальные *P*-*T* параметры установлены только во внутренних частях зональных зерен. Каймы ретроградных изменений в гранатах и клинопироксенах из метагаббро-І и из апоамфиболитовых эклогититов во вмещающих породах одинаковы.

Синхронно с образованием пород группы II сформировались коронитовые (друзитовые) структуры в габброноритах комплекса лерцолитов—габброноритов, консервативных к метаморфической перекристаллизации из-за их магнезиальности: эклогизация с образованием равновесных парагенезисов прошла только в габброноритах, вовлеченных в интенсивные деформации крутопадающих зон пластических сдвиговых деформаций (Travin, Kozlova, 2009).

Группа III — рассланцованные или разгнейсованные породы, испытавшие метаморфизм высокобарической амфиболитовой и гранулитовой фации и локализованные в пологозалегающих зонах пластического течения (часто в виде тектонического меланжа), которые являются, по-видимому, сместителями надвигов. В этих зонах крупные тела габброноритов и эклогитизированных гранатовых метагаббро-I, а также субстратиформные линзы амфиболитов-II, меланократовых высокобарных гранатовых амфиболитов-III и апоамфиболитовых эклогитов интенсивно фрагментированы, а их фрагменты рассланцованы и превращены в нематобластовые гранат-плагиоклаз ± жедрит-паргаситовые амфиболиты-IV (Козловский и др., 2016). Следовательно, формирование пологопадающих зон пластического течения происходило позднее, чем образование высокобарных пород группы II.

Микроструктурные особенности амфиболитов-IV (реликтовые зерна минералов из пород протолита, окруженные новообразованным сахаровидным гранобластовым агрегатом, тени давления около этих реликтовых зерен, порфиробласты новообразованного амфибола и граната) позволяют рассматривать амфиболиты-IV как породы динамометаморфизма — бластомилониты и бластокатаклазиты. Гнейсовидные апоамфиболитовые плагиомигматиты, сформировавшиеся в преднадвиговый этап (породы группы II), были повторно интенсивно разгнейсованы. На некоторых участках гнейсовидность гнейсов или сланцеватость амфиболитов-IV может быть смята в синнадвиговые складки волочения.

Конформно с изгибами гнейсовидности или сланцеватости в пологих зонах пластического течения в амфиболитах-IV и во вмещающих гнейсах залегают очень маломощные (1-10 см) пластовые тела эклогитизированных гранатовых метагаббро-II. Такие пластовые тела метагаббро-II совместно с вмещающими разгнейсованными и рассланцованными породами смяты в мелкоамплитудные птигматитоподобные складки. Мелкие пластовые тела гранатовых метагаббро-II не будинированы и не пересекают сланцеватость или гнейсовидность вмещающих амфиболитов или гнейсов. Кроме того, гранатовые метагаббро-II могут образовывать некрупные дайки, мощностью 2-4 м (Козловский, Аранович, 2008, 2010). Для даек метагаббро-II характерны контакты сложной морфологии. Доминируют волнистые плавные контакты, как правило, конформные изгибам гнейсовидности и/или полосчатости вмещающих пород. Встречаются также контакты, секущие гнейсовидность, и контакты пламевидной формы. Тонкие апофизы этих даек, так же как и мелкие пластовые тела, не будинированы и залегают согласно с изгибами полосчатости вмешающих разгнейсованных и рассланцованных пород. Некоторые дайки метагаббро-II образуют серии из нескольких каплевидных или чечевицеподобных будин с плавными волнистыми контактами.

Минеральный состав метагаббро-II и -I очень близок. В большинстве изученных образцов основной объем породы сложен гранобластовым гранатплагиоклаз-омфацитовым агрегатом. Кварц в строении этого агрегата не участвует; он приурочен преимущественно к межзерновым трещинам.

Параметры образования гранатовых амфиболитов-IV в полого залегающих зонах пластиче-

ского течения на разных участках БПП находятся в интервале: $T = 640-760^{\circ}$ С и P = 7.8-11.7 кбар (рис. 3д; табл. 1, обр. КГ-344, ШВР-5, ШВР-15). Некрупные синдеформационные дайки гранатовых метагаббро-II сформировались при практически таких же параметрах – $T = 630 - 750^{\circ}$ С и P == 9.3–11.9 кбар (рис. 3г) при *a*SiO₂ = 0.3–0.7 (табл. 1, обр. КГ-30, КГ-73). Ранее для этих даек были определены практически такие же параметры пика метаморфизма: $T = 700 \pm 40^{\circ}$ С и $P = 10 \pm 0.5$ кбар (Козловский, Аранович, 2010). Приведенные оценки *P-T* параметров указывают на то, что породы группы-III, метаморфизованные в пологозалегающих зонах пластического течения, сформировались при меньшем давлении, чем высокобарные породы второй группы, образованные в крутопадающих зонах. В пластовых телах метагаббро-II, относящихся к группе III, рассчитанная активность SiO₂ несколько ниже, чем в крупных дезинтегрированных массивах метагаббро-І. Поэтому в метагаббро-II мы практически не наблюдаем кварца, равновесного с гранатом и омфацитом (Козловский, Аранович, 2010).

В зонах пластического течения пологого залегания конформно со сланцеватостью амфиболитов-IV залегает множество жильных тел плагиомигматитов. Для большинства лейкосом получены весьма высокотемпературные оценки. Например, детально исследованные жильные тела плагиомигматитов, залегающие в зоне пологого рассланцевания, секущей массив габброноритов на горе Шавруха (Козловский, Вирюс, 2011) или по амфиболитовой толще на месторождении Хетоламбина в Чупинском сегменте БПП. показали температурный интервал 640-840°С. Давление образования этих плагиомигматитов (9.0–11.9 кбар) соответствует давлению образования амфиболитов-IV и мелких даек гранатовых метагаббро-II (рис. 3г, 3д; табл. 1, обр. ШВР-8, ШВР-12, КЛ-24, 12-18).

Синдеформационные апоамфиболитовые эклогитоподобные гранат-клинопироксеновые породы в полого залегающих зонах рассланцевания формируются редко. Они развиваются по мощным пачкам амфиболитов протяженных мафических зон. В рассланцованных амфиболитах эклогитоподобные породы формируют участки микропрожилкового строения. Мошность микропрожилков эклогитоподобных пород не превышает 3 см, а протяженность – 5 см (Козловский и др., 2015а). Так же как и эклогитоподобные породы группы II, гранат-клинопироксеновые эклогитоподобные породы в пологозалегающих зонах рассланцевания и разгнейсования сформировались в результате проградного метаморфизма амфиболитов. Эклогитоподобные гранат-клинопироксеновые породы, сформированные в пологих зонах пла-

ПЕТРОЛОГИЯ том 28 № 2 2020

стического течения часто бывают интенсивно эпидотизированы.

Эклогитоподобные апоамфиболитовые гранат-клинопироксеновые породы в зонах пологого рассланцевания сформировались при более низкой температуре, чем другие породы группы III, но практически при таком же давлении (610–630°С и 9.6–10.2 кбар) (табл. 1, обр. КГ-58). Параметры начальной (проградной) стадии метаморфизма, определенные по центральным зонам зональных кристаллов для обр. КГ-58, составляют: 510– 540°С и 8.2–8.7 кбар (табл. 1, обр. КГ-58).

Группа IV – метаморфические породы, сформировавшиеся после становления круто- и пологозалегающих зон пластического течения. Самыми распространенными метаморфическими образованиями этой группы в БПП являются амфиболиты-V, развивающиеся по всем более ранним породам базитового ряда. Обычно амфиболиты-V формировались вдоль незакономерно ориентированных систем трещин в массивах метагабброноритов и гранатовых метагаббро или вдоль контактов пород контрастного химического состава. Регулярно амфиболиты-V можно обнаружить в экзоконтактах некрупных жил керамических пегматитов и в экзоконтактах карбонатно-силикатных жил, широко распространенных на рассматриваемых площадях. Тела амфиболитов-V и сопровождающие их карбонатно-силикатные жилы секут текстуры пород, сформировавшихся в крутопадающих и пологозалегающих зонах пластических деформаций. Следовательно, амфиболиты-V и карбонатно-силикатные жилы сформировались позднее, чем породы групп II и III. Начальная стадия амфиболизации-V характеризуется образованием граната с высокой долей спессартина $Sps \approx 5-6\%$ и пиропа Prp = 25-30%. На заключительной стадии амфиболизации-V гранат полностью замещается эпидот-плагиоклаз-амфиболовым или биотит-плагиоклазовым симплектитовым агрегатом.

Параметры метаморфизма пород группы IV определялись по составам минералов амфиболитов-V и гранатовым амфиболитам, образованным по эклогитизированным метагаббро-II и пегматитам. Давление на пике метаморфизма амфиболитов-V существенно меньше, чем давление при формировании метаморфических пород групп II и III в зонах крутопадающего и пологого пластического течения и составляет 7.5-10.8 кбар. Температура формирования амфиболитов-V. оцененная по разным образцам, изменяется в очень широком диапазоне - 590-740°С (рис. 3е; табл. 1, обр. ШВР-2, КГ-25). Практически при таких же параметрах Р-Т формировались декомпрессионые каймы в минералах из высокобарных пород группы II (рис. 3e). Образец жилы гранатсодержащего двуполевошпатового пегматита КЛ-18,

КОЗЛОВСКИЙ и др.

Номер образца	Минерал, фракция	Sm, ppm	Nd, ppm	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	Err, %	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	Err, %	Возраст по изохроне, млн лет	$\epsilon_{\rm Nd}({\rm T})$
	WR	3.5454	12.9471	0.1655	0.5	0.512250	0.0050	1901 ± 23	(+0.05)
VF 17	Срх	1.3726	3.2650	0.2541	0.5	0.513293	0.0050	(<i>Pl</i> ; <i>Grt</i> ; WR)	
KI - 1/	Pl	0.0427	0.1734	0.1488	0.5	0.512031	0.0050		
	Grt	0.8436	1.1996	0.4250	0.5	0.515490	0.0050		
	WR	2.8151	9.9214	0.1715	0.5	0.512300	0.0050	1855 ± 19	(-0.60)
VE 20	Срх	2.4747	7.1510	0.2091	0.5	0.512739	0.0050	(Cpx; Grt; WR)	
KI - 30	Pl	0.1362	0.5923	0.1390	0.5	0.511982	0.0050		
	Grt	0.9148	1.0225	0.5407	0.5	0.516800	0.0050		

Таблица 2. Nd систематика эклогитизированных гранатовых метагаббро из Красногубского участка

Таблица 3. Результаты U-Pb изотопных исследований ругила из кварц-карбонатно-силикатной жилы (проба КГ-63)

	Размер фракции (мкм) и ее характе- ристика	MΓ	Содерж мкі	кание, г/г		И	зотопные (отношения			Bos	раст, млн	лет
J№ п/п		Навеска,	Pb	U	$^{206}Pb/^{204}Pb$	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁶ Pb*	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	Rho	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb
1	>150, 10 зер.	1.25	5.1	15.3	438	0.1108 ± 2	0.0108 ± 1	4.7004 ± 172	0.3076 ± 10	0.83	1767 ± 6	1729 ± 5	1813 ± 4
2	>150, 14 зер.	1.28	3.8	11.3	601	0.1107 ± 1	0.0149 ± 1	4.9372 ± 169	0.3235 ± 11	0.94	1809 ± 6	1807 ± 6	1810 ± 2
3	>150, 20 зер.	1.58	4.3	11.8	359	0.1110 ± 1	0.0127 ± 1	4.9649 ± 74	0.3244 ± 4	0.82	1813 ± 3	1811 ± 2	1816 ± 2

Примечание. Rho – коэффициент корреляции ошибок отношений ²⁰⁷Pb/²³⁵U – ²⁰⁶Pb/²³⁸U. Величины ошибок (2σ) соответствуют последним значащим цифрам.

* Изотопные отношения, скорректированные на бланк и обычный свинец.

оконтуренного амфиболитами-V, показал еще меньшее давление (6.5–7.3 кбар) при практически такой же температуре (680–700°С). Карбонатно-силикатные жилы – самые низкотемпературные образования, известные в данном районе, сформировались при T = 450-470°С.

РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Из-за ограниченности минеральных ассоциаций некоторых пород и их возможной изотопной неравновесности (как правило, из-за наличия реликтовых или новообразованных минералов, сформировавшихся ранее или позднее главной ассоциации) не все образцы метабазитов оказались пригодны для геохронологических оценок. Наиболее перспективными объектами для установления возраста метаморфизма в зонах пластического течения оказались дайки метагаббро-I (обр. КГ-17) и метагаббро-II (обр. КГ-30), метаморфизованные в крутопадающих и пологопадающих зонах пластического течения соответственно.

Результаты Sm-Nd геохронологических исследований пород и породообразующих минералов представлены в табл. 2 и на рис. 4. Метагаббро-І и -II имеют близкий изохронный возраст – 1901 ± \pm 23 млн лет, СКВО = 0.29 (обр. КГ-17) и 1855 \pm \pm 19 млн лет, СКВО = 1.07 (обр. КГ-30) соответствующий этапу палеопротерозойской активизации БПП. Эти оценки возраста хорошо согласуются с ранее полученными данными для эклогитизированных даек в районе залива Красная губа. Возраст внедрения массива метагаббро-І составляет 2177 ± 11 млн лет (U-Th-Pb, циркон), а возраст проявления метаморфизма - 1880-1890 млн лет (Sm-Nd, Lu-Hf изохронные данные) (Скублов и др., 2013). Небольшое различие в возрасте метагаббро-І и метагаббро-ІІ может указывать на то, что метаморфизм пород в зонах крутопадающего пластического течения опережает метаморфизм пород в зонах пологозалегающего пластического течения (в пределах одного тектоно-метаморфического цикла). Это согласуется с наблюдениями над геологическими взаимоотношениями этих зон.

Для оценки возраста наиболее позднего метаморфического события, проявленного в породах БПП, были проведены U-Pb геохронологические исследования рутила из кварц-карбонатно-силикатных жил (обр. КГ-63), сопровождающих амфи-



Рис. 4. Sm-Nd изохроны метабазитов на участке Красная губа: обр. КГ-17 – изохрона эклогитизированного гранатового метагаббро-I из дезинтегрированного изометричного интрузивного тела, простирающегося согласно направлению крутопадающих зон пластического течения, обр. КГ-30 – изохрона эклогитизированного метагаббро-II, залегающего в биотитовых гнейсах в зоне пологого разгнейсования.

болиты-V. Рутил представлен крупными (>150 мкм) идиоморфными чистыми кристаллами красновато-коричневого цвета. Для изотопных исследований нами были использованы три микронавески (10–20 зерен) рутила. Как видно из табл. 3 и на рис. 5, рутил характеризуется конкордантными U/Pb отношениями (№ 2 и 3) или несколько дискордантен (№ 1). Значение конкордантного возраста составляет 1811 ± 4 млн лет (СКВО = 0.22) и совпадает с величиной возраста (1814 ± 36 млн лет), определяемого верхним пересечением дискордии, рассчитанной для трех проанализированных микронавесок рутила (нижнее пересечение – 33 ± 2200, СКВО = 3.0) (табл. 3, рис. 5).

Эта оценка возраста согласуется с геологическими и петрологическими данными, указывающими на то, что амфиболиты-V и карбонатно-силикатные жилы являются наиболее поздними из

ПЕТРОЛОГИЯ том 28 № 2 2020

известных ныне палеопротерозойских образований в БПП.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Проведенные исследования позволили охарактеризовать последовательность метаморфических эпизодов в палеопротерозойской геологической истории БПП. В этой последовательности нашли отражение не один, как предполагалось ранее, а три метаморфических эпизода, что в общих чертах подтверждает выводы С.Г. Скублова о неодноактности палеопротерозойского метаморфизма в БПП, сделанные на основании изучения сфенов из различных метаморфических пород (Скублов и др., 2014).

Первое метаморфическое событие сопровождалось формированием крутопадающих зон пластического течения субмеридионального или северо-



Рис. 5. Диаграмма ²⁰⁶Pb/²³⁸U/²⁰⁷Pb/²³⁵U с конкордией для рутилов из наиболее поздних метаморфических образований БПП – кварц-карбонатно-силикатных жил (обр. КГ-63), сопровождаемых экзоконтактовым ореолом амфиболитов-V.

восточного простирания. Эти зоны были инициированы тектоническими движениями сдвиго-сбросового и сдвиго-взбросового характера, в результате которых проходило ступенчатое погружение отдельных блоков коры, сопровождавшееся высокобарным метаморфизмом. Доминирующие породы, сформированные на пике метаморфизма - эклогитоподобные гранат-клинопироксеновые породы, параметры образования которых лежат в области сочленения амфиболитовой, эклогитовой и гранулитовой фаций – *T* = 650–780°С и *P* = 10.3–13.8 кбар (отдельные образцы — до $T = 805^{\circ}$ C). Собственно апоамфиболитовые эклогиты, сформированные в низкобарической области эклогитовой фации при P = 11.3 - 12.9 кбар, имеют более низкую температуру образования - 600-690°С, чем эклогитоподобные породы. И распространены они в БПП существенно меньше, чем эклогитоподобные породы.

Для высокобарного метаморфизма была установлена латеральная зональность; степень метаморфизма и полнота метаморфических преобразований усиливается с юго-запада на северо-восток — в направлении приближения к Лапландско-Кольскому орогену. Высокобарный метаморфизм, связанный с крутопадающими зонами пластического течения имел яркую проградную историю. Проградные преобразования наиболее эффектно выглядят в амфиболитах — бластез амфибола и граната, уменьшение количества плагиоклаза, формирование новообразованного метаморфического клинопироксена, эволюция состава клинопироксена от авгита до омфацита.

Важно отметить, что эклогиты и эклогитоподобные породы в крутопадающих зонах пластического течения никогда не встречаются совместно друг с другом. В разных доменах БПП пику метаморфизма отвечают либо только эклогиты, либо только эклогитоподобные породы. Вероятная причина этого заключается в различном температурном режиме формирования эклогитов и эклогитоподобных пород. Как следует из рис. 36, Зв (см. выше). *Р-Т* эволюция эклогитов отличается от таковой эклогитоподобных пород. На доминирующей части БПП при относительно повышенной температуре, достигающей на пике метаморфизма 780°C, формировались эклогитоподобные гранат-клинопироксеновые породы. Р-Т тренд эволюции этих пород располагается вблизи границы амфиболитовой и эклогитовой фаций (рис. 3в) и имеет отчетливый положительный наклон 60– 70°С/кбар, что примерно соответствует геотермическому относительно высокому градиенту 16–19°С/км. В других доменах, расположенных преимущественно в восточной части БПП, при меньшей температуре – не более 690°С происходило образование эклогитов (или гранат-клинопироксеновых пород с Na-авгитом). *P-T* тренды формирования эклогитов и вмещающихих гнейсовидных плагиомигматитов имеют существенно более крутой положительный наклон – 40– 50°С/кбар, соответствующий более низкому градиенту – около 11–14°С/км (рис. 36).

Мы предполагаем, что температурная неоднородность высокобарных пород БПП могла являться следствием того, что породы протолита испытали воздействие потоков флюидов, имевших разную температуру. Домены, содержащие эклогитоподобные породы, формировались под воздействием первичного высокотемпературного восстановленного флюида. Домены, содержащие эклогиты, - под воздействием относительно низкотемпературного окисленного флюида. Несмотря на установленные небольшие различия в температурном режиме, образование эклогитов и эклогитоподобных пород происходило в интервале геотермического градиента 10-20°С/км и отвечает условиям формирования коровых эклогит-амфиболитовых комплексов (Кориковский, 2009). Этот градиент выше, чем градиент формирования высокобарных пород в областях субдукции (около $6-10^{\circ}$ C/км) и ниже, чем градиент формирования гранулитовых комплексов (25-35°С/км).

Второе метаморфическое событие — формирование пологозалегающих зон пластического течения и тектонического меланжа. Эти тектонические зоны были сформированы в результате становления пологозалегающих надвигов субширотного или северо-западного простирания падающих на север или северо-восток. Метаморфизм пород в пологозалегающих зонах характеризуется очень строгой локализацией именно в этих зонах; за их пределами полнота метаморфических преобразований пород существенно ослабевает.

В пологозалегающих зонах протекали не столь высокобарные, но более высокотемпературные метаморфические процессы, чем в ранее образованных крутопадающих зонах. Пику метаморфизма отвечают апоамфиболитовые жильные плагиомигматиты, которые частично занимают поле в высокобарической области гранулитовой фации – T = 640-840°C и P = 8.8-11.9 кбар. Большой температурный интервал формирования плагиомигматитов, вероятно, может быть связан с различной интенсивностью прогрева пород метаморфическим флюидом на разных стадиях развития зон пологого рассланцевания и разгнейсования. В результате того, что эти зоны залегают субгоризонтально и предположительно формировались на одной глубине, прогрев пород происходил в относительно нешироком интервале давления. Поэтому *P-T* эволюция пород группы-IV, сформировавшихся в пологих зонах пластического течения, может быть интерполирована трендом субизобарического разогрева (рис. 3д). Подобные субгоризонтальные участки *P-T* трендов является характерной особенностью зон деформаций.

203

Вся совокупность исследованных образцов метабазитов, сформированных в зонах пластического течения пологого залегания, — апогабброноритовых амфиболитов-IV и эпидотизированных эклогитоподобных гранат-клинопироксеновых пород показывает, что эти породы имеют меньшую температуру метаморфизма — 610—760°С. При этом они были сформированы при практически таком же давлении — 7.8—11.8 кбар, что и жильные плагиомигматиты.

Третье метаморфическое событие ознаменовано формированием безгранатовых амфиболитов-V вдоль трещин и ослабленных зон на контактах пород с разными реологическими свойствами. Амфиболиты-V формируются, главным образом, по габброноритам, по метагаббро-І и -II, по апоамфиболитовым эклогитам и эклогитоподобным породам, но не внутри массивов этих пород, а на тех участках, где они граничат с пегматитами, жильными плагиомигматитами или гнейсовидным матриксом тектонического меланжа. Реже амфиболиты-V формируются вдоль трещин в этих породах внутри массивов. Амфиболиты-V всегда сопровождают жилы кварц-карбонатносиликатных пород. Отсутствие закономерности в ориентировке амфиболов амфиболитов-V и расположение жил карбонатно-силикатных пород не позволяют оценить доминирующий тип тектонических нарушений, с которыми связан петрогенезис этих метаморфических образований. По нашим данным, трещиноватость, с которой связана амфиболизация-V, сформировалась в результате неравномерной релаксации напряжений в контактовых зонах разных по составу и свойствам горных пород при снятии литостатической нагрузки при выводе БПП на уровень верхней коры. Широкий диапазон Р-Т параметров метаморфизма, при которых сформировались амфиболиты-V – P = 6.5 - 11 кбар и $T = 570 - 776^{\circ}$ С объясняется тем, что релаксационная трещиноватость могла сформироваться на разных уровнях коры, а отсутствие единой системы трещин не способствует равномерному поступлению флюида. Неравномерное поступление флюида приводит к неравномерному прогреву и неполноте минеральных преобразований.

Породы третьего эпизода метаморфизма не связаны с четко выраженными структурными элементами и не показали максимальных значе-



Рис. 6. Результирующий *P-T* тренд палеопротерозойского метаморфизма, построенный по отдельным метаморфическим эпизодам. Две прогрессивные субпараллельные ветви (толстые сплошные линии) отражают формирование эклогитов и эклогитоподобных пород в крутопадающих зонах пластического течения. Регрессивная ветвь (пунктир) осложнена участком субизобарического разогрева, отражающим формирование плагиомигматитовых лейкосом в амфиболитах-IV в пологозалегающих зонах пластического течения. Нижний сегмент регрессивной ветви отражает формирование амфиболитов-V при декомпрессии и остывании. Цифры в кружках – номера субфаций по С.А. Бушмину и В.А. Глебовицкому (2008) (см. рис. 3).

ний *P-T* параметров метаморфизма. Несмотря на то, что распространенность пород третьего метаморфического эпизода существенно меньше, чем пород первых двух эпизодов, во многих случаях некоторыми авторами (Докукина и др., 2012 и др.) только породы третьего метаморфического эпизода принимаются за единственное проявление палеопротерозойского метаморфизма в исследуемом районе.

Результирующий *P-T* тренд палеопротерозойского метаморфизма, построенный по отдельным метаморфическим эпизодам, имеет сложную конфигурацию (рис. 6). В его строении отчетливо выделяется две прогрессивные ветви формирования эклогитов и эклогитоподобных пород, отвечающие первому метаморфическому эпизоду, и регрессивная ветвь, отвечающая второму и третьему эпизодам метаморфизма. Регрессивная ветвь имеет характерную Z-образную конфигурацию, обусловленную областью субизобарического разогрева (второй эпизод метаморфизма в пологих зонах пластического течения). Тренды аналогичной конфигурации являются характерной чертой многих гранулитовых комплексов. Они

установлены не только в Лапландском гранулитовом поясе, но и в южноафриканском комплексе Лимпопо и в шарыжалгайском метаморфическом комплексе Прибайкалья (Перчук и др., 2006; Smit et al., 2011). Участки тренда, осложненные субизобарическим разогревом пород обычно связывают с формированием "shear-zones" или зон пластического течения, посредством которых проходило выведение гранулитовых комплексов на верхний уровень коры. Особенность метаморфизма пород Беломорского подвижного пояса заключается в том, что в породах сохранились устойчивые свидетельства проградных преобразований (переход амфиболитов в эклогиты). В гранулитовых комплексах эта прогрессивная ветвь практически всегда редуцирована. На наш взгляд, это связано с тем, что, по сравнению с указанными выше гранулитовыми комплексами, метаморфизм пород Беломорского пояса относительно низкотемпературный; пиковые параметры, отвечающие гранулитовой фации высоких давлений, отмечены далеко не повсеместно, а наблюдаются только в отдельных породах.

Предполагаемая последовательность метаморфических эпизодов в БПП связана со становлением и развитием крупной геологической структуры — Лапландско-Кольского орогена, расположенного к северу от БПП. Фрагмент этого орогена – гранулиты Колвицкой и Умбинской зон и расположенной между ними Порьей губы (рис. 1а) – через акваторию Кандалакшского залива контактируют с породами Беломорского подвижного пояса. Полученные данные по палеопротерозойским метаморфическим эпизодам БПП наилучшим образом интерпретируются моделями развития Лапландского гранулитового комплекса Л.Л. Перчука, Т.В. Гери (Перчук, 2004, 2006; Перчук и др., 2006; Perchuk, Gerya, 2011) и С.Ю. Колодяжного (2006), предполагающих выдвижение горячих масс гранулитов в верхние горизонты коры в результате гравитационной нестабильности. В этих моделях подъем гранулитов в ядре орогена сопровождался погружением масс горных пород в краевой части на уровень средней или нижней коры. Именно это мы и наблюдаем в Беломорском подвижном поясе – краевой части Лапландско-Кольского орогена. Первый эпизод высокобарического метаморфизма связан с погружением блоков пород по системе крутопадающих сдвиго-сбросов и сдвиго-взбросов на север и северо-восток под ядро орогена и формированием крутопадающих зон пластического течения. Дальнейшее развитие орогена по моделям Л.Л. Перчука, Т.В. Гери и С.Ю. Колодяжного сопряжено с выдвижением гранулитовых комплексов на уровень верхней коры в виде пологозалегающей гарполитобразной протрузии и надвигании гранулитов на фрагменты коры, погруженные в краевой части орогена. Это модельное геологическое событие хорошо

согласуется со вторым метаморфическим эпизодом в истории БПП — высокотемпературным метаморфизмом пород в полого залегающих зонах пластического течения. Формирование пологих зон было инициировано становлением надвигов. Надвигание висячего крыла происходило в югозападном направлении на подстилающие породы БПП, как и предполагалось в моделях.

205

Модель гравитационного перераспределения пород может хорошо объяснить латеральную зональность по давлению, которая выявлена при оценке параметров метаморфизма пород в крутопадающих зонах пластического течения. В северо-восточной части БПП, наиболее близко примыкающей к области развития гранулитов, погружение пород по системе сдвиго-сбросов и сдвиго-взбросов под ядро Лапландско-Кольского орогена происходило, возможно, на большую глубину, соответствующую давлению 14–16 кбар (Гридино), 13-14 кбар (Салма) или 11-13 кбар (Кемь-Луды). В центральной части БПП, отдаленной от области развития гранулитов и погруженной на меньшую глубину, оценки давления существенно меньше и составляют 9-12 кбар (Кузема) и 10-12 кбар (Поньгома, по нашим новым неопубликованным данным).

Характерная особенность конфигурации результирующего P-T тренда метаморфизма, представленного на рис. 6, состоит в том, что прогрессивная и регрессивная ветви метаморфизма на высокобарном участке расположены весьма близко и имеют практически одинаковый наклон. Это можно интерпретировать как близость траекторий, по которым проходило погружение и последующее выведение пород комплекса на более высокий уровень коры. Близкий наклон траекторий погружения и выведения также хорошо объясняются моделью гравитационного перераспределения пластичных масс горных пород в континентальной коре.

Коллизионная модель формирования БПП в палеопротерозое объясняет последовательность метаморфических событий существенно хуже. Находит объяснение только второй эпизод метаморфизма, связанный с образованием надвигов. Первый метаморфический эпизод, связанный с погружением блоков по системе крутопадающих зон пластического течения, на периферии орогена под его ядро и сопровождаемый высокобарным метаморфизмом, вызвавшим эклогитизацию пород, коллизионная модель не объясняет. Также коллизионная модель не объясняет и наличие уже сформированных палеопротерозойских высокобарных пород (апоамфиболитовых эклогитов, эклогитоподобных гранат-клинопироксеновых пород, эклогитизированных даек метагаббро-I) в виде будин в синнадвиговых зонах тектонического меланжа.

Кроме того, в коллизионной модели не находят объяснения особенности конфигурации результирующего P-T тренда палеопротерозойского метаморфизма в БПП (область субизобарического разогрева и сближенное расположение прогрессивной и регрессивной ветвей, рис. 6). Орогены, развивающиеся по коллизионному сценарию характеризуются совершенно другой конфигурацией P-T тренда (England, Thompson, 1984), который отражает последовательную смену режимов — субизотермической компрессии, нагрева, остывания и декомпрессии. В P-T координатах эта последовательность отражается канонической "петлей по часовой стрелке". Такой тренд в породах БПП не установлен.

Третий метаморфический эпизод, связанный с подъемом блоков пород и развалом орогена, может найти подтверждение и в гравитационных, и в коллизионной модели.

Происхождение широко обсуждаемых в литературе эклогитов Беломорского подвижного пояса, эклогитизированных даек габброидов и гранатовых метагаббро-I и -II связано преимущественно с первым эпизодом палеопротерозойского метаморфизма. Существование в БПП более древних эклогитов фактическим материалом не подтверждено и, по всей видимости, маловероятно.

Принимая во внимание сложность геологической истории исследуемого района, авторы не исключают возможную альтернативную интерпретацию приведенного фактического материала.

выводы

1. Палеопротерозойский метаморфизм Беломорского подвижного пояса Северной Карелии представлял собой не одноактное событие, а серию из трех последовательных метаморфических эпизодов, связанных со становлением Лапландско-Кольского орогена. Первый эпизод — высокобарный метаморфизм — сопровождал становление сдвиго-сбросов и сдвиго-взбросов субмеридионального и северо-восточного простирания, выражающихся на местности в виде крутопадающих зон пластического течения. Начало первого эпизода связано с проградным преобразованием пород в условиях амфиболитовой фации умеренного давления; пику метаморфизма отвечают условия низкобарической эклогитовой фации.

2. Второй эпизод палеопротерозойского метаморфизма – высокотемпературный метаморфизм – сопровождал формирование зон пологого разгнейсования и рассланцевания, образованных в результате становления надвигов субширотного или северо-западного простирания. Его начало связано с декомпрессией до уровня амфиболитовой фации умеренного и высокого давления. Пик метаморфизма достигался в результате последующего субизобарического разогрева, иногда доходящего до температур гранулитовой фации.

3. Третий эпизод палеопротерозойского метаморфизма – высокотемпературная декомпрессия – связаны с сетью наиболее поздних некрупных трещин в телах метабазитов, секущих все более ранние структуры, а также с контактовыми зонами пород разного состава. Третий эпизод метаморфизма весьма неоднороден по *P-T* параметрам. Декомпрессия до уровня амфиболитовой фации умеренного давления и последующее остывание, вероятно, были инициированы выведением глубинных метаморфических комплексов на уровень средней или верхней коры.

4. Обе разновидности даек комплекса эклогитизированных гранатовых метагаббро (метагаббро-I и метагаббро-II) были метаморфизованы при тех же *P-T* параметрах, что и вмещающие их метаморфические породы в соответствующих зонах пластического течения: метагаббро-I — в крутопадающих зонах, метагаббро-II — в пологозалегающих зонах. Эклогитизация даек метагаббро и габброноритов не требует привлечения механизмов повышения давления по отношению к вмещающим толщам.

Благодарности. Авторы выражают благодарность Л.Я. Арановичу, А.Б. Котову, С.Г. Скублову за помощь в организации изотопных и термобарометрических исследований и за обсуждение основных положений статьи; С.Е. Борисовскому, А.А. Вирюс, а также Е.В. Гусевой, Л.И. Марущенко, В.О. Япаскурту за проведение микрозондовых анализов.

Источники финансирования. Работа выполнена в рамках базовой темы НИР № 0136-2018-0029 ИГЕМ РАН и при финансовой поддержке РФФИ (гранты № 17-05-00329).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Аранович Л.Я., Козловский В.М. Роль подвижности кремнезема при формировании "зарождающихся" эклогитов // Геохимия. 2009. № 2. С. 210–215.

Балаганский В.В. Главные этапы тектонического развития северо-востока Балтийского щита в палеопротерозое. Автореф. дисс. ... д-ра геол.-мин. наук. СПб.: ИГГД РАН, 2002. 32 с.

Балаганский В.В., Глазнев В.Н., Осипенко Л.Г. Раннепротерозойская эволюция северо-востока Балтийского щита: террейновый анализ // Геотектоника. 1998. № 2. С. 16–28.

Березин А.В., Скублов С.Г. Эклогитоподобные апогаббровые породы Керетского архипелага (о-ва Сидоров и Большая Илейка, Белое море): особенности состава, условия и возраст метаморфизма // Петрология. 2014. Т. 22. № 3. С. 265–286.

Березин А.В., Травин В.В., Марин Ю.Б. и др. Новые данные о возрасте (U-Pb, Sm-Nd) и *P-T* параметрах эклогитизации даек Fe-габбро района Гридино (Беломор-

ПЕТРОЛОГИЯ том 28 № 2 2020

ский подвижный пояс) // Докл. АН. 2012. Т. 444. № 6. С. 644–649.

Березин А.В., Скублов С.Г., Марин Ю.Б. и др. Новые проявления эклогитов в Беломорском подвижном поясе: геология, условия метаморфизма и изотопный возраст // Докл. АН. 2013. Т. 448. № 1. С. 64–75.

Бибикова Е.В., Богданова С.В., Глебовицкий В.А. и др. Этапы эволюции Беломорского подвижного пояса по данным U-Pb цирконовой геохронологии (ионный микрозонд NORDSIM) // Петрология. 2004. Т. 12. № 3. С. 227–244.

Бушмин С.А., Глебовицкий В.А. Схема минеральных фаций метаморфических пород // Зап. РМО. 2008. Ч. СХХХVII. № 2. С. 1–13.

Докукина К.А., Баянова Т.Б., Каулина Т.В. и др. Беломорская эклогитовая провинция: последовательность событий и возраст формирования магматических и сетаморфических пород ассоциации Гридино // Геология и геофизика. 2012. Т. 53. № 10. С. 1335–1373.

Егорова С.В. Палеопротерозойские габбронориты Беломорской и Карельской провинций Фенноскандинавского щита: сравнительный анализ состава, условий формирования и метаморфических преобразований. Дисс. ... канд. геол.-мин. наук. Петрозаводск: ИГ КарНЦ, 2017. 221 с.

Козловский В.М. Физико-химическая модель образования свекофенских плагиомигматитов Беломорского комплекса Северной Карелии // Геохимия. № 9. 2006. С. 924–936.

Козловский В.М. Новые находки высокобарных пород в Беломорском подвижном поясе // Докл. АН. 2010. Т. 434. № 3. С. 382–387.

Козловский В.М., Аранович Л.Я. Геолого-структурные условия эклогитизации палеопротерозойских базитовых даек восточной части Беломорского подвижного пояса // Геотектоника. № 4. 2008. С. 70–84.

Козловский В.М., Аранович Л.Я. Петрология и термобарометрия эклогитовых пород Красногубского дайкового поля, Беломорский подвижный пояс // Петрология. 2010. Т. 18. № 1. С. 29–52.

Козловский В.М., Вирюс А.А. Автохтонные гранитоидные выплавки во флюидонасыщенных зонах деформаций Беломорского подвижного пояса // Докл. АН. 2011. Т. 437. № 6. С. 798–802.

Козловский В.М., Русинов В.Л. Преобразование амфиболитов и фрактальная размерность мигматитов Беломорского комплекса как свидетельство синхронности и периодичности сдвиговых деформаций и мигматизации // Докл. АН. 2008. Т. 419. № 6. С. 807-812.

Козловский В.М., Аранович Л.Я., Фришман Н.И. Проградные преобразования амфиболитов в эклогиты и эклогитоподобные породы в условиях низкобарической части эклогитовой фации (на примере Беломорского подвижного пояса) // Геология и геофизика. 2015а. Т. 56. № 5. С. 906–931.

Козловский В.М., Терентьева Л.Б., Саватенков В.М., Бычкова Я.В. Новые данные по геохимии, возрасту и условиям формирования даек низко-Ті толеитов восточной части Беломорского подвижного пояса // Докл. АН. 20156. Т. 463. № 4. С. 455–462.

Козловский В.М., Травин В.В., Корпечков Д.И. и др. Палеопротерозойские метаморфические события в восточной части Беломорского подвижного пояса как отражение формирования Лапландского гранулитового покрова (термобарометрия, геохронология и структурная локализация метаморфических парагенезисов) // Геодинамические обстановки и термодинамические условия регионального метаморфизма в докембрии и фанерозое. Материалы V Российской конференции по проблемам геологии и геодинамики докембрия от 24– 26 октября 2017 г. СПб.: ИГГД РАН, 2017. С. 81–82.

Козловский В.М., Травин В.В., Корпечков Д.И. и др. Геологическое строение, возраст и *P*-*T* условия формирования зон пологого рассланцевания Беломорского подвижного пояса // Геотектоника. 2016. № 6. С. 52–74.

Колодяжный С.Ю. Структурно-кинематическая эволюция юго-восточной части балтийского щита в палеопротерозое // Тр. ГИН РАН. Вып. 572. М.: ГЕОС, 2006. 332 с.

Кориковский С.П. Проградные преобразования умеренно-барических амфиболитов в ходе их эклогитизации // Петрология. 2009. Т. 17. № 4. С. 339–354.

Кориковский С.П., Аранович Л.Я. Чарнокитизация и эндербитизация основных гранулитов Лапландского гранулитового пояса (южная часть Кольского полуострова, район Порьей губы): 1. Петрология и термобарометрия // Петрология. 2010. Т. 18. № 4. С. 340–368.

Кориковский С.П., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др. Возраст протолита метаморфических пород юго-восточной части Лапландского гранулитового пояса (юг Кольского полуострова): кореляция с Беломорским подвижным поясом в связи с проблемой архейских эклогитов // Петрология. 2014. Т. 22. № 2. С. 107–125.

Метаморфический комплекс Алданских месторождений флогопита // Под ред. З.И. Петровой, Л.К. Пожарицкой, Б.М. Роненсон и др. Новосибирск: Наука, 1975. 152 с.

Миллер Ю.В., Милькевич Р.И. Покровно-складчатая структура Беломорской зоны и ее соотношение с Карельской гранит-зеленокаменной областью // Геотектоника. 1995. № 6. С. 80–92.

Перчук Л.Л. Гравитационное перераспределение пород в докембрийской континентальной коре: решение проблемы // Вестник МГУ. Серия 4. Геология. 2004. № 5. С. 26–36.

Перчук Л.Л. Локальные равновесия и *P-T* эволюция глубинных метаморфических комплексов. М.: ГЕОС, 2006. 70 с.

Перчук Л.Л. Геря Т.В., Ван Ринен Д.Д., Смит С.А. Р-Т тренды и проблемы высокотемпературного полимета-морфизма // Петрология. 2006. Т. 14. № 2. С. 131–167.

Ранний докембрий Балтийского щита // Под. ред. В.А. Глебовицкого. СПб.: Наука, 2005. 711 с.

Роненсон Б.М. Проблемы базификации и основного фронта в метаморфических комплексах // Геология метаморфических комплексов. Межвуз. научн. тематич. сборник. Свердловск: СГИ, 1989. С. 72–86.

Скублов С.Г., Балашов Ю.А, Марин Ю.Б. и др. U-Pb возраст и геохимия цирконов из Салминских эклогитов (месторождение Куру-Ваара, Беломорский подвижный пояс) // Докл. АН. 2010а. Т. 432. № 5. С. 668–675.

Скублов С.Г., Березин А.В., Марин Ю.Б. и др. Комплексное изотопно-геохимическое (Sm-Nd, U-Pb) исследование Салминских эклогитов // Докл. АН. 20106. Т. 434. № 6. С. 802–806.

Скублов С.Г., Астафьев Б.Ю., Марин Ю.Б. и др. Новые данные о возрасте эклогитов Беломорского подвижного пояса в районе с. Гридино // Докл. АН. 2011а. Т. 439. № 6. С. 795–802.

Скублов С.Г., Березин А.В., Мельник А.Е. Палеопротерозойские эклогиты северо-западной части Беломорского подвижного пояса, район Салмы: состав и изотопно-геохимическая характеристика минералов, возраст метаморфизма // Петрология. 20116. Т. 19. № 5. С. 493–519.

Скублов С.Г., Березин А.В., Бережная Н.Г. Общие закономерности состава цирконов из эклогитов по редким элементам применительно к проблеме возраста эклогитов Беломорского подвижного пояса // Петрология. 2012. Т. 20. № 5. С. 470–494.

Скублов С.Г., Мельник А.Е., Марин Ю.Б. и др. Новые данные о возрасте (U-Pb, Sm-Nd) метаморфизма и протолита эклогитоподобных пород района Красной губы, Беломорский пояс // Докл. АН. 2013. Т. 453. № 3. С. 319–325.

Скублов С.Г., Березин А.В., Ризванова Н.Г. и др. Многоэтапность свекофеннского метаморфизма по данным состава и U-Pb возраста титанита из эклогитов Беломорского подвижного пояса // Петрология. 2014. Т. 22. № 4. С. 405–413.

Скублов С.Г., Березин А.В., Мельник А.Е. и др. Возраст протолита эклогитов южной части Пежострова, Беломорский пояс: протолит метабазитов как индикатор времени эклогитизации // Петрология. 2016. Т. 24. № 6. С. 640–653.

Слабунов А.И. Геология и геодинамика архейских подвижных поясов (на примере Беломорской провинции Фенноскандинавского щита). Петрозаводск: Издво КарНЦ РАН, 2008. 296 с.

Степанова А.В., Ларионов А.Н., Бибикова Е.В. и др. Раннепротерозойский (2.1 млрд лет) Fе-толеитовый магматизм Беломорской провинции Балтийского щита: геохимия, геохронология // Докл. АН. 2003. Т. 390. № 4. С. 528–532.

Степанов В.С. Основной магматизм докембрия Западного Беломорья. Л.: Наука, 1981. 216 с.

Степанов В.С., Степанова А.В. Гридинское дайковое поле: геология, геохимия, петрология // Беломорский подвижный пояс и его аналоги: геология, геохронология, геодинамика, минерагения (путеводитель и материалы конференции). Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2005. С. 285–288.

Терехов Е.Н. Лапландско-Беломорский подвижный пояс как пример корневой зоны палеопротерозойской рифтовой системы Балтийского щита // Литосфера. 2007. № 6. С. 15–39.

Терехов Е.Н., Балуев А.С. Постскладчатый магматизм (1.85–1.7 млрд лет) восточной части Балтийского щита: кореляция структурного положения его проявлений с эволюцией вмещающих комплексов // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2011. Т.19. № 6. С. 26–43.

Травин В.В. Структурная позиция и возраст эклогитизации в районе с. Гридино, Беломорский подвижный пояс // Геотектоника. 2015. № 5. С. 78–93.

Утенков В.А. Высокобарические базификаты в Сысертско-Ильменогорском гнейсово-мигматитовом комплексе // Геология метаморфических комплексов. Межвуз. научн. тематич. сборник. Свердловск: СГИ, 1989. С. 62-82.

Фонарев В.И., Графчиков А.А., Конилов А.Н. Система согласованных минералогических термометров для метаморфических комплексов // Физико-химический анализ процессов минералообразования. М.: Наука, 1989. С. 96–126.

Херварти Д., Скублов С.Г., Березин А.В., Мельник А.Е. Первые определения Lu-Hf возраста гранатов из эклогитов Беломорского подвижного пояса (Балтийский щит, Россия) // Докл. АН. 2012. Т. 443. № 2. С. 221–224.

Шарков Е.В., Красивская И.С., Чистяков А.В. Диспергированный мафит-ультрамафитовый интрузивный магматизм подвижных зон раннего палеопротерозоя Балтийского щита на примере друзитового (коронитового) комплекса Беломорья // Петрология. 2004. Т. 12. № 6. С. 632–655.

Anczkiewicz R., Thirlwall M.F. Improving precision of Sm-Nd garnet dating by H_2SO_4 leaching: a simple solution to the phosphate inclusion problem // Geological Society. London. Special Publications 2003. V. 220. P. 83–91.

Aranovich L.Ya., Berman R.G. Optimized standard state and solution properties of minerals: II. Comparisons, predictions, and applications // Contrib. Mineral. Petrol. 1996. V. 126. P. 25–37.

Berman R.G. Thermobarometry using multiequilibrium calculations: a new technique with petrologic applications // Canadian Mineral. 1991. V. 29. P. 833–855.

Berman R.G., Aranovich L.Ya. Optimized standard state and solution properties of minerals: I. Model calibration for olivine, orthopyroxene, cordierite, garnet, and ilmenite in the system FeO-MgO-CaO-Al₂O₃-TiO₂-SiO₂ // Contrib. Mineral. Petrol. 1996. V. 126. P. 1–24.

Berman R.G., Aranovich L.Y., Pattison D.R.M. Reassessment of the Garnet-Clinopyroxene Fe-Mg exchange thermometer: II. Thermodynamic analysis // Contrib. Mineral. Petrol. 1995. V. 119. P. 30–42.

Daly J.S., Balagansky V.V., Timmerman M.J. Whitehouse M.J. The Lapland-Kola orogeny: Paleoproterozoic collision and accretion of the norten Fennoscandian lithosphere // Geological Society London Memoirs. 2006. V. 32. P. 579–598.

England P.C., Thompson A.B. Pressure-temperature-time paths of regional metamorphism: Heat transfer during the evolution of regions of thickened continental crast // J. Petrology. 1984. V. 25. P. 894-928.

Hammarstrom J.M., Zen E-an. Aluminum in horneblend: An empirical igneous geobarometer // Amer. Mineral. 1986. V. 71. P. 1297–1313.

Holland T., Blundy J. Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioklase thermometry // Contrib. Mineral. Petrol. 1994. V. 116. P. 433–447.

Hollister L.S., Grissom G.C., Peters E.K. et al. Conformation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons // Amer. Mineral. 1987. V. 72. P. 231–239.

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. ISOPLOT/Ex.Version 2.06. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkley Geochronology Center Sp.Publ. 1999. № 1a. 49 p.

Ludwig K.R. PbDat for MS-DOS, version 1.21 // U.S. Geol. Survey Open-File Rept. 88-542. 1991. 35 p.

Manhes G., Allegre C.J. and Provost A. U-Th-Pb systematics of the eucrite "Juvinas": precise age determination and evidence for exotic lead // Geochim. Cosmochim. Acta. 1984. V. 48. № 12. P. 2247–2264.

Mader Urs K., Berman R.G. Amphibole thermobarometry: a thermodynamic approach // Geol. Surv. Canada. Current Res. 1992. Part E. 92-1. P. 393–400.

Perchuk L.L., Gerya T.V. Formation and evolution of Precambrian granulite terranes: A gravitational redistribution model // Geol. Soc. Amer. Memoir. 2011. V. 207. P. 289–310.

Pin C., Zalduegui J.F.S. Sequential separation of light rareearth elements, thorium and uranium by miniaturized extraction chromatography: application to isotopic analyses of silicate rocks // Anal. Chim. Acta. 1997. V. 339. P. 79–89. *Smit C. André, Dirk D., van Reenen et al.* Neoarchean to Paleoproterozoic evolution of the polymetamorphic Central Zone of the Limpopo Complex // Geol. Soc. Amer. Memoir. 2011. V. 207. P. 213–244.

Stacey J.S., Kramers I.D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // Earth Planet. Sci. Lett. 1975. V. 26. \mathbb{N} 2. P. 207–221.

Steiger R.H., Jager E. Subcomission of Geochronology: convension of the use of decay constants in geo- and cosmochronology // Earth Planet. Sci. Lett. 1976. V. 36. \mathbb{N}_2 . P. 359–362.

Tanaka T., Kamioka H., Togashi S., Dragusanu C. JNdi-1: A neodymium isotopic reference in consistency with LaJolla neodymium // Chemical Geology. August 2000. V. 168. P. 279–281.

Travin V.V., Kozlova N.E. Eclogitization of basites in early proterozoic shear zones in the area of the village of Gridino, western Belomorie // Petrology. 2009. V. 17. P. 684–706.

Thermobarometry of Paleoproterozoic Metamorphic Events in the Central Part of the Belomorian Mobile Belt, Northern Karelia

V. M. Kozlovskii^{1, *}, V. V. Travin², V. M. Savatenkov³, L. B. Terent'eva⁴, E. B. Salnikova³, and E. B. Kurdyukov¹

¹Institute of the Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy, and Geochemistry, Russian Academy of Sciences, Moscow, 109017 Russia

²Institute of Geology, Karelian Research Center, Russian Academy of Sciences, Petrozavodsk, 185035 Russia

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

> ⁴Laboratory for studying of mineral raw materials, St. Petersburg, 199106 Russia

> > *e-mail: bazil@igem.ru

Geological-structural and petrological data acquired by the authors on the most widely spread metamorphic associations of the Belomorian Mobile Belt in northern Karelia, Russia, indicate that the rocks belong to five age groups (0-IV), which were produced by metamorphism of protoliths of different composition and genesis. The Paleoproterozoic metamorphic associations were formed by three successive metamorphic episodes, which corresponded to discrete evolutionary episodes of the Lapland-Karelian Orogen. The first episode of Paleoproterozoic metamorphism was high-pressure transformations that produced steep zones of ductile flow of submeridional and northeastern trend. The second episode was high-temperature metamorphism at intermediate and high pressure, which was triggered by the development of gently sloped ductile flow zones and tectonic melange of roughly latitudinal trend. The third metamorphic episode involved amphibolization of the rocks during high-temperature decompression cooling and was likely related to the development of randomly oriented fractures when the rocks of the Belomorian Mobile Belt were brought to middle and upper crustal levels. Each of the episodes was characterized by different P-T parameters of metamorphism, which are recorded in the compositions of the rock-forming minerals. The former two episodes corresponded to the prograde metamorphic evolution, and the third one was a retrograde evolution. The beginning of the first episode was responsible for the origin of amphibolites at T = 560-640 °C and P = 6.7-9.5 kbar, with the metamorphic peak producing eclogites at $T = 600-690^{\circ}$ C and P = 11.3-12.9 kbar and eclogite-like rocks at higher temperatures of $T = 650-780^{\circ}$ C and P = 10.3-13.0 kbar. The peak of the second metamorphic episode corresponded to the origin of abundant plagiomigmatite leucosomes, which were formed within a broad temperature range (640–840°C) and a narrow pressure range (9.0–11.9 kbar). The widespread amphibolization of the metabasites of all types occurred only during the third metamorphic episode, whose P-T parameters broadly varied: $590-740^{\circ}$ C and P = 7.5-10.8 kbar. All dike varieties of the complex of eclogitized garnet metagabbro were formed at the metamorphic peak at the same P-T parameters as the host metamorphic rocks in the corresponding structures: metagabbro-I were formed in steep ductile flow zones, and metagabbro-II were produced in the gently sloped zones.

Keyword: Paleoproterozoic polymetamorphism, ductile flow zones, thermobarometry of mineral assemblages, age of metamorphic episodes, *P-T* metamorphic paths, Belomorian Mobile Belt

УДК 550.4+552.08

ГЕОХИМИЯ И Nd-Sr-Os ИЗОТОПНАЯ СИСТЕМАТИКА МАНТИЙНЫХ КСЕНОЛИТОВ ИЗ ПЕРИДОТИТОВ СУБКОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ЛИТОСФЕРНОЙ МАНТИИ В ЗОНЕ СОЧЛЕНЕНИЯ СИБИРСКОГО КРАТОНА И ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА¹

© 2020 г. Л. П. Никитина^{*a*, *,} А. Г. Гончаров^{*a*, *b*, **, Е. С. Богомолов^{*a*}, Б. В. Беляцкий^{*c*, ***}, Р. Ш. Крымский^{*c*}, В. С. Приходько^{*d*, ****}, М. С. Бабушкина^{*a*}, А. А. Караман^{*b*}}

^а Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, наб. Макарова, 2, Санкт-Петербург, 199034 Россия ^bСанкт-Петербургский государственный университет, Институт наук о Земле, Университетская наб., 7/9, Санкт-Петербург, 199034 Россия ^cВсероссийский геологический институт им. А.П.Карпинского, Средний просп., 74, Санкт-Петербург, 199106 Россия ^dИнститут тектоники и геофизики ДВО РАН им. Ю.А. Косыгина, ул. Ким-Ю-Чена, 65, Хабаровск, 680000 Россия *e-mail: lpnik@mail.ru **e-mail: a.goncharov@spbu.ru ***e-mail: bbelyatsky@mail.ru ***e-mail: Vladimir@itig.as.khb.ru Поступила в редакцию 05.02.2019 г. После доработки 17.06.2019 г.

Принята к публикации 21.09.2019 г.

В области сочленения Центрально-Азиатского складчатого пояса и Сибирского кратона обнаружены ксенолиты мантийных пород в щелочных базальтах Токинского Становика в Джугджуро-Становом супертеррейне и Витимского плато в Баргузино-Витимском супертеррейне. Первые представлены шпинелевыми лерцолитами, гарцбургитами и реже верлитами, среди вторых нередки гранат-шпинелевые, гранатовые лерцолиты и пироксениты. В кимберлитах Сибирского кратона преобладают ксенолиты гранатсодержащих лерцолитов и широко представлены ксенолиты эклогитов, не обнаруженные в мантии супертеррейнов. Re-Os определения свидетельствуют о раннеархейском возрасте перидотитов и эклогитов в мантии Сибиского кратона. Исследованы главные, редкие (редкоземельные и высокозарядные) элементы и Nd-Sr-Os систематика в перидотитах (преобладающие породы) литосферной мантии в зоне сочленения Центрально-Азиатского складчатого пояса и Сибирского кратона. Степень истощения оксидами Al₂O₃ и CaO и обогащения MgO относительно примитивной мантии в мантийных перидотитах Джугджуро-Станового супертеррейна близка к таковой Сибирского кратона. В перидотитах Баргузино-Витимского супертеррейна она существенно ниже и здесь присутствуют перидотиты примитивного состава. Степень плавления в мантии Сибирского кратона и Джугджуро-Станового супертеррейна достигает 45-50%, в мантии Баргузино-Витимского супертеррейна она менее 25%. Мантийные перидотиты кратона, по сравнению с таковыми сопредельных супертеррейнов обогащены Ba, Rb, Th, Nb, Ta и обеднены Y и RE-элементами от Sm до Lu. Однако все они характеризуются суперхондритовыми значениями Nb/Ta (>17.4) и Zr/Hf (>36.1), а также Nb/Y (>0.158) и Zr/Y (>2.474). Отношение Nb/Y в перидотитах кратона преимущественно >1.0, в перидотитах супертеррейнов <1.0. Изотопный состав Nd и Sr в последних соответствует океаническим базальтам. В перидотитах Сибирского кратона установлены низкие значения ¹⁸⁷Os/¹⁸⁸Os (0.108–0.115), в перидотитах Джугджуро-Станового и Баргузино-Витимского супертеррейнов они выше 0.115, но обычно не превышают значение для примитивной верхней мантии (0.1296). Таким образом, геохимические и изотопные характеристики перидотитов свидетельствуют о различном составе и типе мантии, подстилающей Сибирский кратон и сопредельные супертеррейны Центрально-Азиатского складчатого пояса в раннем архее, еще до образования в мантии кратона эклогитов, имеющих возраст 2.7-3.1 млрд лет.

Ключевые слова: субконтинентальная литосферная мантия, Сибирский кратон, Центрально-Азиатский складчатый пояс, Джугджуро-Становой и Баргузино-Витимский супертеррейны, HFSE, REE, Nd-Sr-Os систематика

DOI: 10.31857/S0869590320020053

¹ Дополнительная информация для этой статьи доступна по doi 10.31857/S0869590320020053 для авторизованных пользователей.



Рис 1. Схема геологического строения зоны сочленения Сибирского кратона и Центрально-Азиатского складчатого пояса по материалам (Kröner et al., 2017; Rytsk et al., 2007; Rytsk et al., 2011). 1 – Сибирский кратон: отложения чехла, 2 – кристаллический фундамент; 3–9 – Центрально-Азиатский складчатый

П – Сибирский кратон. Опожения 4сла, 2 – кристаллический фундамент, 5 – Дентрально-Азиатский складчатый пояс: 3 – гранитоиды (Pr-Mz); супертеррейны: 4 – Монголо-Охотский, 5 – Джугджуро-Становой, 6 – Селенгино-Становой, 7 – Баргузино-Витимский, 8 – Южно-Монгольско-Хинганский, 9 – мантийные ксенолиты в кайнозойских базальтах: ТСт – Токинский Становик, Вт – Витимское вулканическое поле; 10 – тектонические швы.

введение

Ксенолиты мантийных пород в области сочленения Центрально-Азиатского складчатого пояса и Сибирского кратона обнаружены в щелочных базальтах Токинского Становика в Джугджуро-Становом супертеррейне и Витимского плато в Баргузино-Витимском супертеррейне. Щелочные базальты, установленные в Токинском Становике, в обнажениях р. Накит, в месте слияния ее с р. Тока, относятся к зоне Станового шва (рис. 1), отделяющего Джугджуро-Становой супертеррейн Центрально-Азиатского пояса от Алданского блока Сибирского кратона (Kröner et al., 2017; и литература к ней). На юго-западе Джугджуро-Становой супертеррейн граничит с Селенгино-Становым супертеррейном, к юго-западу от которого выделяется Баргузино-Витимский супертеррейн (Rytsk et al., 2007, 2011). В состав последнего входят Витимское плато щелочных базальтов кайнозойского возраста и современный Байкальский рифт. На о-ве Ольхон образования Баргузино-Витимского супертеррейна граничат с метаморфическим комплексом кристаллического фундамента Сибирского кратона. Базальты Токинского Становика по данным K-Ar метода имеют возраст от 1.1 до 3.8 млн лет (Polyakov, Bagdasaryan, 1986). Более узкий интервал возрастных значений для базальтов (0.59-0.28 млн лет) получен с помощью лазерного Ar-Ar метода датирования (Rasskazov et al., 2000).

Цель работы состоит в исследовании геохимии редких элементов (особенно высокозарядных) и Nd-Sr-Os систематики в перидотитах (преобладающие породы) литосферной мантии в зоне сочленения Центрально-Азиатского складчатого пояса и Сибирского кратона для решения вопроса однородности/неоднородности химического состава и эволюции мантии, подстилающей указанные структуры земной коры. Объектами исследования являются ксенолиты перидотитов из базальтов и кимберлитов. Кроме авторских данных по ксенолитам мантийных перидотитов из базальтов Токинского Становика и Витимского плато, в работе используются данные по ксенолитам из базальтов р. Накит, исследованных ранее Д. Ионовым и его коллегами (Ionov et al., 2005, 2006а, 2006b), а также данные по ксенолитам из базальтов Витимского плато (Goncharov, Ionov, 2012) и из кимберлитов трубки Удачная (Goncharov et al., 2012).

Особое внимание в настоящей работе уделяется высокозарядным элементам Nb, Ta, Zr, Hf, их отношениям Nb/Ta и Zr/Hf, а также отношениям Nb/Y и Zr/Y. Как известно, Nb и Ta аномалии в магматических комплексах используются в качестве критериев для заключения о надсубдукционном петрогенезисе этих комплексов. Отношения Ta/Nb, Nb/Y и Zr/Y в магматических породах мантийного происхождения рассматриваются как индикаторные геодинамические метки. В работе (Condie, 2005) предложены две дискриминантные диаграммы, Nb/Y–Zr/Y и Zr/Nb–Nb/Th для определения источников и механизмов образования (плюмовых и неплюмовых) базитультрабазитовых вулканитов. Они нашли широкое применение при решении вопроса о роли субдукции и плюмов в образовании архейских зеленокаменных комплексов.

Исследование высокозарядных элементов и их отношений в магматических породах косвенно указывает на неоднородность состава литосферной мантии, по крайней мере, в отношении этих элементов. Очевидно, что это ограниченная информация. Полная картина о составе мантии, ее однородности или неоднородности не может быть создана только при анализе продуктов плавления мантии, каковыми являются коматииты, базальты, кимберлиты и другие мантийные магматические производные. Она требует учета данных по ксенолитам мантийных пород – реститам плавления мантийного вещества. В настоящее время ланные по высокозарялным элементам в ксенолитах мантийных перидотитов весьма ограничены вследствие низкой концентрации их в породах, особенно тантала и ниобия. В представленной работе мы используем высокозрядные элементы для получения ответа на вопрос: "В какой мере различается химический состав литосферной мантии, подстилающей Сибирский кратон и сопредельные с ним структуры Центрально-Азиатского пояса?"

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Вес изученных авторами настоящей работы ксенолитов, очищенных с помощью алмазной иглы от корок и примазок кимберлита и базальта, составлял не менее 250—300 г. После дробления и растирания пробы тщательно перемешивались и затем путем квартования разделялись на 4—5 частей, предназначенных для определения содержания главных и редких (включая редкоземельные) элементов и изотопного состава элементов в Sm-Nd, Rb-Sr и Re-Os системах.

Химический состав валовых проб ксенолитов определен методами XRF (главные элементы) и ICP-MS (REE, Li, Be, Sc, Cu, Zn, Ga, Y, Nb, Cs, Hf, Ta, Th, U), для чего использовались центральные части ксенолитов, очищенные от корок базальта и промытые в дистиллированной воде. Анализ выполнен в Центральной аналитической лаборатории ВСЕГЕИ (Санкт-Петербург). Ошибка определения содержания элементов Th, U, Lu, Yb, Er и Dy методом ICP-MS оценивается в 10–15%, для остальных REE, Ti, Zr, Sr, Y – не более 5%.

Химический состав минералов определялся в эпоксидных шайбах и плоско-полированных пластинках в ИГГД РАН (Санкт-Петербург) на электронном сканирующем микроскопе JSM 6510 LA с энергодисперсионной системой химического анализа JET-2200. Условия съемки: ускоряющее напряжение на катоде 20 кэВ, сила тока ~5 нА, фокусное расстояние 10 мм, диаметр пучка электронов 3—5 мкм. Время накопления спектра 50 с. В качестве эталонов использовалась коллекция природных минералов. Для коррекции матричного эффекта применялся алгоритм ZAF. Состав определялся в точках и сканированием по площади в плоско-полированных шлифах. Суммы определяемых оксидов в анализах минералов приведены к 100%.

Отношение $Fe^{3+}/\Sigma Fe$ в минералах, необходимое для расчета фугитивности кислорода в системе. определено методом мессбауэровской спектроскопии в ИГГД РАН при комнатной температуре на установке с электродинамическим вибратором при постоянном ускорении в интервале скоростей от -7 до +7 мм/с. В качестве задающего генератора формы сигнала и стабилизатора движения использовался спектрометр "CM-1201". Источ-ником γ-излучения служил ⁵⁷Со в матрице Сг, активность 30-50 мКи. Спектрометр калибровался по металлическому железу. Аппроксимация спектров проводилась совокупностью линий формы Лоренца в программе MOSSFIT[©] Ver. 3.7. Качество разложения спектров оценивалось величиной χ^2 . Относительное количество Fe²⁺ и Fe³⁺ и их распределение по подрешеткам в структуре минералов оценивалось по соотношению интегральных интенсивностей соответствующих дублетов. Соотнесение дублетов в спектрах минералов проводилось в соответствии с данными (Никитина, Гончаров, 2009). Вероятность эффекта Мессбауэра принималась одинаковой для Fe²⁺ и Fe³⁺ в неэквивалентных позициях. Погрешность определения $Fe^{3+}/\Sigma Fe$ составляет ±0.005-0.01.

Определение изотопного состава Sm, Nd, Rb и Sr в валовых пробах и минералах ксенолитов произведено в ИГГД РАН на мультиколлекторном масс-спектрометре Triton (ThermoFisher) в статическом режиме регистрации ионных токов. Коррекция приборного фракционирования изотопов Nd осуществлялась нормализацией измеренных отношений по величине природного отношения 146 Nd/ 144 Nd = 0.7219. Погрешность определения содержаний Sm и Nd равна 0.5%. Уровень холостого опыта составил 10 пг для Sm и 20 пг для Nd. Результаты многократного анализа международного стандартного образца BCR-1 следующие: содержание Sm и Nd равно 6.45 и 28.4 мкг/г соответственно, 147 Sm/ 144 Nd = 0.1383 ± 3, 143 Nd/ 144 Nd = = 0.512654 ± 8 (среднее по 10 анализам). Коррекция фракционирования изотопов Sr в процессе измерения производилась нормализацией измеренных отношений по величине природного отношения 88 Sr/ 86 Sr = 8.37521. Погрешность определения содержания Rb и Sr оценивалась в 0.5% (20). Уровень холостого опыта не превышал 30 пг для Rb и Sr. Анализ международного стандартного образца BCR-1 в среднем по восьми анализам показал следующее: Rb = 45.9 мкг/r, Sr = 329 мкг/r, $^{87}Rb/^{86}Sr = 0.4027 \pm 19$, $^{87}Sr/^{86}Sr = 0.705013 \pm 16$.

Определение изотопного состава Re и Os в валовых пробах перидотитов выполнено в лаборатории Центра изотопных исследований ВСЕГЕИ. Содержание рения и осмия в породах определялось методом изотопного разбавления. К навескам образцов в виде тонко растертой пудры массой около 2 г добавлялось по 300 мг смешанного изотопного трассера ¹⁸⁵Re-¹⁹⁰Os. После добавления 3 мл 11N HCl полученные смеси замораживали при температуре -20°С и выдерживали в течение 30 мин, затем к ним добавляли 7 мл 14N HNO₃. Дальнейшее разложение и гомогенизация проб происходила в 90-миллиметровых кварцевых колбах в течение 12 ч при постоянной температуре 300°С и давлении 120 бар в печи НРА-S. Сепарация Os проводилась с помощью жидкостной экстракции бромом и микродистилляции, а Re выделялся методом жидкостной экстракции с изоамиловым спиртом, 2N HNO₃ и водой (Birck et al., 1997). Измерение изотопного состава и определение концентрации Re производилось на одноколлекторном масс-спектрометре с индукционно связанной плазмой (ИСП-МС) ELEMENT-2 (Thermo), изотопный состав Os измерялся на твердофазном мультиколлекторном масс-спектрометре высокого разрешения Triton (Thermo) в статическом режиме регистрации токов отрицательно заряженных ионов на коллекторах Фарадея. Для коррекции измеренных изотопных отношений (влияние приборного масс-фракционирования) использовалась величина природного отношения ¹⁹²Os/¹⁸⁸Os = 3.092016. Детали методики описаны в работе (Крымский и др., 2011). Химический бланк аналитической процедуры, холостой опыт, для Re соответствовал 70 пг, а для Os – 1 пг и учитывался при расчете истинных изотопных отношений. Полученные в период проведения исследований мантийных перидотитов результаты анализа стандарта серпентинита UB-N: [Re]: 0.2218 ± 0.0064 Mg/t, [Os]: 3.65 ± 0.12 Mg/t, 187 Re/ 188 Os: 0.292 \pm 0.014, 187 Os/ 188 Os: 0.127176 \pm ± 0.000091 (*n* = 4) хорошо согласуются с литературными данными (Meisel et al., 2003).

Модальный минералогидческий состав перидотитов рассчитан методом наименьших квадратов, исходя из химического состава валовых проб ксенолитов и их породообразующих минералов (Goncharov et al., 2012). Степень их частичного плавления относительно примитивной мантии (F, %) получена по уравнению $F(\pm 5) = -276.0 +$ $+ 355.4(Mg/Si) - 93.4(Mg/Si)^2$, где Mg/Si – соотношение атомов Mg и Si в валовой пробе (Nikitina et al., 2017). Для гранатовых и гранат-шпинелевых перидотитов температура (T, °C) и давление (P, ГПа) получены с помощью модифицированной версии гранат-ортопироксенового термобарометра для системы CaO-MgO-FeO-Al₂O₂-Cr₂O₂-SiO₂ (Никитина и др., 2010; Goncharov et al., 2015). Для шпинелевых перидотитов температура рассчитана с помощью оливин-клинопироксенового геотермометра (Kohler, Brey, 1990) при допущении, что давление соответствует модельной геотерме с мошностью теплового потока в 55 мВт/м² (Hasterok. Chapman, 2011). Выбор данной модельной геотермы определяется тем, что *P*-*T* условия, полученные с помощью гранат-ортопироксенового геотермобарометра для ксенолитов гранатовых и шпинель-гранатовых перидотитов, также обнаруженных в базальтах Витимского плато, соответствуют этой геотерме. Фугитивность кислорода $\Delta f O_2$ (относительно буфера фаялит-магнетит-кварц, FMQ) определена с использованием Ol-Opx-Spl оксибарометра (Wood, 1990).

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Химический и минералогический состав ксенолитов

Ксенолиты перидотитов из базальтов Токинского Становика представлены шпинелевыми лерцолитами, гарцбургитами и реже верлитами, характеризующимися ассоциацией: оливин (Ol) + ортопироксен (Opx) + клинопироксен (Cpx) + шпинель (Spl). В качестве акцессорного минерала присутствует керсутит. Среди перидотитовых ксенолитов из базальтов Витимского плато нередкими являются гранат-шпинелевые и гранатовые лерцолиты. В кимберлитах трубки Удачная преобладают ксенолиты гранатсодержащих лерцолитов (Goncharov et al., 2012). Кроме того, в них широко представлены эклогиты, имеющие архейский возраст, 2.7-3.1 млрд лет (Pearson et al., 1994), но они не обнаружены в мантии Джугджуро-Станового и Баргузино-Витимского супертеррейнов. Основным объектом проведенного нами исследования являлись перидотиты как преобладающие породы в литосферной мантии всех трех структур.

Модальный состав перидотитов из базальтов Токинского Становика и Витимского плато, изученных в настоящей работе, степень плавления пород относительно примитивной мантии и термобарометрические данные представлены в табл. 1. Ранее не опубликованные данные по химическому составу валовых проб и породообразующих минералов перидотитов из этих базальтов приведены в ESM_1-1, 1-2, 1-3, 1-4.pdf (Suppl. 1)² Данные по химическому составу валовых проб и ми-

² Химический состав валовых проб и породообразующих минералов перидотитов из базальтов Токинского Становика и Витимского плато приведены в ESM_1-1, 1-2, 1-3, 1-4.pdf (Suppl. 1) к русской и английской онлайн-версиям статьи на сайтах https://elibrary.ru/ и http://link.springer.com/ соответственно.

НИКИТИНА и др.

Номер		Модал	іьный сос	тав, %		F 0%	Ma#	Cr#	T °C	D voon	ΛfO	
образца	Ol	Opx	Cpx	Grt	Spl	Γ, 70	1 v1g # 0l	C1 # Spl	<i>I</i> , C	г, коар	<i>Д</i> /О ₂	
		•	Тс	жинский	Станови	к (настоя	щая работ	ra)				
100-09	78.6	17.6	3.1		0.7	39.7	0.904	0.698	1070	2.5	-0.89	
102-09	53.7	7.2	37.1		2.0	0.2	0.904	0.101	1000	2.2	-1.02	
103-09	73.0	18.7	6.1		2.2	23.5	0.870	0.441	1100	2.6	-0.69	
104-09	70.4	26.6	2.2		0.8	30.4	0.904	0.374	1080	2.4	-1.03	
121-09	89.2	7.0	3.4		0.4	48.7	0.896	0.670	1060	2.4	-0.23	
124-09	67.4	24.5	6.8		1.3	26.2	0.904	0.438	1060	2.4	-1.02	
203-09						28.4	0.895	0.549				
803-09	72.9	22.3	3.9		0.9	33.3	0.907	0.456	1070	2.4	-0.52	
Витимское плато (настоящая работа; Goncharov, Ionov, 2012)												
Vt37	59.1	26.1	13.3	1.1	0.4	9.8	0.904	0.141	1350	4.1		
Vt6	61.9	17.5	11.5	9	0.1	13.5	0.886	0.237	1460	4.4		
Vt8	56.4	15.7	14.1	13.3	0.5	4.5	0.892	0.240	1390	4.4		
Vt10	64	15.1	11.3	9.5		17.6			1320	4.2		
Vt16									1330	4.0		
Vt17									1280	3.7		
Vt19									1310	4.1		
Vt26	51.3	32.1	9.2	7.4		5.0			1370	4.4		
Vt39	65.7	20.1	8.6	5.6		19.6			1470	4.0		
Vt5	60.3	15.7	13.9	10.1		8.8	0.908	0.249	1370	4.2		
Vt4	66.5	10.0	14.7	8.4	0.5	12.7			1040			
Vt41	65.9	16.0	8.2	9.5	0.3	20.9			1100			
Vt11	65.4	17.7	14.5		2.4	14.0	0.897	0.251	880	1.7	0.6	
Vt12	74.1	13.9	9.8		2.1	26.0	0.903	0.157	850	1.6	-0.1	
Vt13	71.3	24.7	7.9		1.0	36.0	0.900	0.316	970	2.2	0.6	

Таблица 1. Модальный состав, степень плавления и условия кристаллизации перидотитовых ксенолитов в щелочных базальтах Токинского Становика и Витимского плато

Примечание. Ol – оливин, Opx – ортопироксен, Cpx – клинопироксен, Grt – гранат, Spl – шпинель. F, % – степень парциального плавления перидотитов; $Mg#_{Ol} = Mg/(Mg + Fe)$ в оливинах; $Cr#_{Spl} = Cr/(Cr + Al)$ в шпинелях; ΔfO_2 – фугитивность кислорода относительно буфера FMQ.

нералов перидотитов трубки Удачная заимствованы из работы (Goncharov et al., 2012). значительно ниже: $\Delta f O_2^{FMQ}$ имеет отрицательные значения до -5 (Goncharov et al., 2012).

Судя по данным, приведенным в табл. 1, температура и давление равновесия минеральных ассоциаций в ксенолитах перидотитов из базальтов Токинского Становика и Витимского плато соответствуют области стабильности графита, фугитивность кислорода, рассчитанная только для шпинелевых перидотитов, близка к таковой для буферной системы фаялит-магнетит-кварц: ΔfO_2^{FMQ} колеблется в пределах от -1.0 до +0.6.

 ΔfO_2 колеблется в пределах от —1.0 до +0.6. Условия кристаллизации гранат-ортопироксеновой ассоциации в ксенолитах гранатсодержащих перидотитов из кимберлитов трубки Удачная характеризуются более высокими значениями температуры и давления, соответствующими области стабильности алмаза, а фугитивность кислорода По соотношениям Al/Si и Mg/Si, Al₂O₃ и CaO в валовых пробах перидотитов из базальтов Токинского Становика и Витимского плато и из кимберлитов трубки Удачная (рис. 2), отражающим степень истощения пород оксидами Al₂O₃ и CaO и обогащения MgO, по сравнению с примитивной мантией, в результате частичного плавления перидотиты Токинского Становика близки к таковым из кимберлитов центральной части Сибирского кратона (*F* до 45–50%), но отличаются от перидотитов Витимского плато, в которых степень частичного плавления преимущественно менее 25% (рис. 3). Плавление перидотитов сопровождается обогащением минералов, особенно шпинелей и клинопироксенов хромом: Cr#_{*Spl*} > Cr#_{*Cpx*} > Cr#_{*Opx*}.

214



Рис. 2. Соотношение Al/Si-Mg/Si (а) и Al₂O₃-CaO (б) в ксенолитах перидотитов из щелочных базальтов Токинского Становика (1, 2 – настоящая работа и по (Ionov et al., 2005) соответственно), Витимского плато (3 – настоящая работа) и из кимберлитов трубки Удачная (4 – по (Goncharov et al., 2012)).

Отличие мантийных перидотитов Токинского Становика от перидотитов Сибирского кратона проявляется в содержании редких и редкоземельных элементов (рис. 4). Распределение элементов в перидотитовых ксенолитах из трубки Удачная на диаграммах Ba-Lu и La-Lu асимметричное, демонстрирующее обогащение элементами от Ва до Sr и обеднение в большинстве образцов редкоземельными элементами от Sm до Lu. Асимметрия характерна и для кривых распределения редких элементов в мантийных перидотитах Витимского плато, однако обеднение средними и тяжелыми редкоземельными элементами в них незначительное. Положительная аномалия для Nb и отрицательная для Ti свойственна ксенолитам мантийных перидотитов всех рассматриваемых регионов.

Практически во всех ксенолитах Sm/Nd отношение ниже, чем в примитивной мантии, в которой по разным оценкам оно равно либо 0.325

ПЕТРОЛОГИЯ том 28 № 2 2020



Рис. 3. Степень плавления перидотитовых ксенолитов из кайнозойских щелочных базальтов Токинского Становика (1) и Витимского плато (2) и из кимберлитов трубки Удачная (3).

(Palme et al., 2003), либо 0.350 (Костицын, 2004; Пушкарев и др., 2005). Погрешность расчета отношения Sm/Nd в валовых пробах ксенолитов при определении концентраций Nd и Sm методом ICP-MS с точностью не хуже 10 и 15% соответственно составляет не более ± 0.02 .

Всем перидотитам свойственны преимущественно суперхондритовые значения отношений Nb/Ta и Zr/Hf (рис. 5a). Различие между мантийными перидотитами рассматриваемых регионов выражено слабо, и оно определяется величиной Zr/Hf отношения. Напротив, сильное различие наблюдается на диаграмме Nb/Y–Zr/Y (рис. 5б). В ксенолитах из кимберлитов трубки Удачная величина Nb/Y отношения, хотя и колеблется от 0.5 до 16, но значения <1.0 являются редкостью. Ксенолиты из базальтов Токинского Становика и Витимского плато характеризуются более низкими значениями Nb/Y, преимущественно меньше 1.0.

Nd-Sr-Os систематика перидотитов

Nd-Sr систематика. Данные изотопного состава Sm-Nd и Rb-Sr систем в валовых пробах мантийных перидотитов из базальтов Токинского Становика и результаты, полученные нами для Витимского плато представлены в табл. 2 и на рис. 6. В изученных ранее перидотитовых ксенолитах из базальтов того же района Токинского Становика (Douset et al., 2015; Ionov et al., 2006b) был исследован изотопный состав неодима только в ортопироксенах и клинопироксенах. Последние характеризуются высокими величинами ε_{Nd} (от +94 до +123), которые не согласуются с низкими (менее 1.0) значениями нормализованного к примитивной мантии отношения Sm/Nd и



Рис. 4. Нормализованные к примитивной мантии диаграммы распределения редких (а) и редкоземельных элементов (б) в ксенолитах перидотитов из базальтов Токинского Становика (1), Витимского плато (2) и из кимберлитов трубки Удачная (3); использованы: для Токинского Становика данные настоящей работы и по (Ionov et al., 2006а), для Витимского плато – данные настоящей работы, для трубки Удачная – по (Goncharov et al., 2012).

не дают значимых оценок возраста (Douset et al., 2015).

Узкий интервал значений ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd при ограниченном количестве образцов для перидотитов Токинского Становика не позволяет рассчитать их возраст по валовым пробам с приемлемой погрешностью. Для перидотитовых ксенолитов из базальтов Витимского плато по валовым пробам пяти образцов (Vt9, Vt13, Vt15, Vt20) получена изохрона, соответствующая возрасту в 636 \pm 46 млн лет и ε_{Nd} =

ПЕТРОЛОГИЯ том 28 № 2 2020



Рис. 5. Соотношение Nb/Ta–Zr/Hf (а) и Nb/Y–Zr/Y (б) в перидотитовых ксенолитах из щелочных базальтов Токинского Становика (1 – по (Ionov et al., 2006b); 2 – настоящая работа) и Витимского плато (3 – настоящая работа) и из кимберлитов трубки Удачная (4 – (Goncharov et al., 2012)). На диаграмме показано также соотношение Nb/Y–Zr/Y в континентальной коре UC, в верхней (shallow) деплетиро-

ванной мантии DM, глубинной деплетированной мантии DEP, обогащенных мантийных источниках EMI и EMII, в обогащенном EN и рециклированном REC компонентах по (Condie, 2005), в примитивной мантии (PM) по (Palme et al., 2003).

= 11.2. Двухточечная Rb-Sr изохрона, рассчитанная для образцов 124-09 и 100-09, соответствует возрасту 1307 \pm 270 млн лет (IR = 0.70364 \pm 12) при использовании равноточных измерений для обоих образцов (0.01%) и 1307 \pm 83 млн лет (IR = $= 0.703688 \pm 35$) при учете измеренных погрешностей анализа.

При исследовании U-Pb (SHRIMP-II) методом цирконов из Витимских мантийных перидотитов (Салтыкова и др., 2008) для ядер двухфазных зерен

НИКИТИНА и др.

Номер образца	Sm, г/т	Nd, г/т	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	±2σ	ε _{Nd}	Rb, r/т	Sr, г/т	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	±2σ
			Ток	инский Станс	вик (н	астоя	цая работ	ra)			•
100/09	0.294	1.237	0.1435	0.512797	16	3.1	0.331	34.53	0.0390	0.704369	10
103/09	0.429	1.856	0.1399	0.512786	10	2.9	1.503	30.85	0.1407	0.703803	10
104/09	0.216	0.959	0.1363	0.512579	12	-1.2	0.210	13.02	0.0466	0.704507	28
106/09	0.306	2.104	0.0880	0.512810	12	3.4	0.136	18.85	0.0208	0.704201	12
121/09	0.522	2.103	0.1501	0.512817	7	3.5	1.242	27.81	0.1291	0.703819	23
124/09	0.785	3.641	0.1304	0.512779	5	2.8	0.297	59.51	0.0144	0.703908	11
203/09	1.445	5.187	0.1684	0.512773	7	2.6	1.072	74.38	0.0416	0.704193	8
803/09	0.483	1.911	0.1529	0.512803	4	3.2	0.562	28.04	0.0580	0.703996	21
Витимское плато (настоящая работа)											
Vt52	0.457	1.558	0.1772	0.513012	12	7.3	0.495	30.19	0.0474	0.704105	9
Vt102	0.481	1.846	0.1575	0.513046	12	8.0	0.390	27.37	0.0412	0.703938	8
Vt107	0.228	0.753	0.1829	0.513331	12	13.5	0.236	10.41	0.0656	0.704105	8
Vt8	0.505	1.661	0.1839	0.513118	12	9.4	0.974	30.38	0.0926	0.703311	5
Vt9	0.308	1.078	0.1730	0.513108	8	9.2	0.582	16.26	0.1035	0.70396	4
Vt10	0.761	3.281	0.1402	0.513003	15	7.1					
Vt12	0.229	0.813	0.1704	0.513074	10	8.5					
Vt13	0.126	0.639	0.1191	0.512880	18	4.7					
Vt15	0.237	1.26	0.1138	0.512867	12	4.5	0.143	15.00	0.0275	0.704118	15
Vt20	0.465	1.872	0.1502	0.513019	9	7.4	0.715	40.98	0.0504	0.704758	8

Таблица 2. Результаты Sm-Nd и Rb-Sr анализа валовых проб мантийных перидотитов из базальтов Токинского Становика и Витимского плато

были получены конкордантные протерозойские значения возраста (от 1462 ± 19 до 1506 ± 4 млн лет). Верхнее пересечение конкордии с дискордией на диаграмме 206 Pb/ 238 U vs. 207 Pb/ 235 U отвечает возрасту 1891 \pm 26 млн лет. Это значение соответствует модельному Re-Os возрасту (Pearson et al., 2004), который рассматривается как возраст деплетирования перидотитов рением в результате частичного плавления примитивной мантии и время становления зрелой континентальной коры в данном районе.

Значения ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd и ε_{Nd} в перидотитовых ксенолитах из базальтов Токинского Становика и Витимского плато превышают таковые для BSE, а значения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr отношения меньше величины 0.7045, принимаемой для BSE. Их положение на диаграмме основных мантийных резервуаров (Hofmann, 1997; Tackley, 2000) соответствует полям океанических базальтов (рис. 7). В ксенолитах Токинского Становика значения ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd и ε_{Nd} колеблются в пределах 0.51275–0.51283 и (+2.6)–(+3.5), а Витимского плато – 0.51301–0.51333 и (+8)–(+14) соответственно. По этим ха-

рактеристикам состав мантии под Токинским Становиком близок к составу источника, промежуточного между источниками типа HIMU и PM, а под Витимским плато – к источнику типа PREMA.

Re-Os систематика. Результаты Re-Os анализа ксенолитов мантийных перидотитов Токинского Становика и Витимского плато, исследованных в ИГГД РАН, приведены в табл. 3. На рис. 8 показана вся совокупность данных для этого региона, включая и опубликованные в работе (Ionov et al., 2006b), а также данные для перидотитов из базальтов Витимского плато (Pearson et al., 2004; наши данные) и из кимберлитов трубки Удачная (Pearson et al., 1995).

Референсная изохрона, построенная по всем девяти анализам ксенолитов Токинского Становика (1438 \pm 1400 млн лет), очевидно, не может служить для определения возраста, так как разброс точек относительно тренда слишком велик и свидетельствует о нарушенности Re-Os изотопной системы. Результаты определения изотопных отношений Re и Os в образцах, изученных Д. Ионовым и коллегами (Ionov et al., 2006b), также не позволяют достоверно опреде-



Рис. 6. 143 Nd/ 144 Nd- 147 Sm/ 144 Nd диаграмма для валовых проб перидотитовых ксенолитов из щелочных базальтов Токинского Становика (1) и Витимского плато (2) по данным настоящей работы.

лить возраст деплетирования перидотитов рением (T_{RD}) вследствие значительного разброса точек на диаграмме ¹⁸⁷Re/¹⁸⁸Os—¹⁸⁷Os/¹⁸⁸Os. Причиной такого разброса, по мнению авторов, являются процессы метасоматоза в мантии, возможно, происходившие в конце мезозоя—раннем кайнозое и связанные с субдукцией под Сибирский кратон его Тихоокеанской окраины. Однако авто-

ры считают возможным оценить время экстракции расплава для перидотитовых ксенолитов из мантии Токинского Становика как 2.0–2.8 млрд лет назад.

Для перидотитовых ксенолитов из кимберлитов трубки Удачная Сибирского кратона возраст деплетирования Re (T_{RD}) составляет 3.2 млрд лет (Pearson et al., 1995). Для сульфидных включений в двух кристаллах алмазов из той же трубки Re-Os модельный возраст находится в пределах от 3.5 до 3.1 млрд лет (Pearson et al., 1999) и для сульфидных включений в оливинах из кимберлитов трубки Далдын — от 2.5 до 3.5 млрд лет (Griffin et al., 2002). Все определения свидетельствуют об архейском возрасте перидотитов в мантии Сибирского кратона.

Значения ¹⁸⁷Re/¹⁸⁸Os и ¹⁸⁷Os/¹⁸⁸Os отношений в перидотитовых ксенолитах из базальтов Токинского Становика находятся в пределах 0.001–0.854 и 0.1194–0.1322 соответственно, из базальтов Витимского плато их пределы составляют 0.055–0.699 и 0.115–0.133, а из кимберлитов трубки Удачная – 0.021–1.670 и 0.1081–0.1296. Практически во всех ксенолитах отношение ¹⁸⁷Os/¹⁸⁸Os меньше 0.1296, то есть меньше, чем в примитивной верхней мантии (Meisel et al., 2001). В ксенолитах из кимберлитов установлены наиболее низкие значения (менее 0.115 и до 0.1081), тогда как в перидотитовых ксенолитах из базальтов обоих регионов они выше 0.115 (рис. 9). Интервалы значений рассматриваемого отношения в перидотитах из базальтов Токин-



Рис. 7. Изотопный состав Nd и Sr в мантийных перидотитах Токинского Становика и Витимского плато (настоящая работа) относительно BSE и главных мантийных резервуаров DM, PREMA, HIMU, EMI и EMII.

ПЕТРОЛОГИЯ том 28 № 2 2020

Номер образца Re, мг/т		Os, мг/т	¹⁸⁷ Re/ ¹⁸⁸ Os	±2σ, абс	¹⁸⁷ Os/ ¹⁸⁸ Os	±2 σ , абс
		Токинский С	Становик (насто	ящая работа)		
100/09	0.281	1.581	0.8535	0.0253	0.12549	0.00043
102/09	0.010	0.068	0.7895	0.0288	0.15501	0.00089
103/09	0.056	1.444	0.1890	0.0059	0.12188	0.00064
104/09	0.079	0.976	0.3890	0.0135	0.12982	0.00017
106/09	0.127	1.395	0.4401	0.0158	0.12833	0.00037
121/09	0.065	1.865	0.1689	0.0096	0.12582	0.00045
124/09	0.195	1.69	0.5529	0.0056	0.12636	0.00027
203/09	0.044	0.681	0.3083	0.0055	0.13224	0.00021
803/09	0.066	4.324	0.0744	0.0027	0.11944	0.00019
,		Витимское	е плато (настояц	цая работа)	1	
Vt37	0.160	0.858	0.89956	0.0243	0.13273	0.00061
Vt102	0.016	1.160	0.06928	0.0037	0.12724	0.00066
Vt105	0.047	1.081	0.21287	0.0064	0.13017	0.00058

Таблица 3. Результаты Re-Os анализа мантийных перидотитов Токинского Становика и Витимского плато

Примечание. Результаты анализа международного стандарта серпентинит UB-N: Re - 0.213 мг/т, Os - 3.15 нг/г, 187 Re/ 188 Os - 0.3244 (0.6%), 187 Os/ 188 Os $- 0.12810 \pm 0.00012 (0.1\%)$.

ского Становика и Витимского плато практически совпадают, однако в последнем встречаются редкие ксенолиты с отношением ¹⁸⁷Os/¹⁸⁸Os, превышающем величину 0.1296.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Результаты комплексного изучения химического состава и Nd-Sr-Os систематики перидотитовых ксенолитов из базальтов Токинского Становика с привлечением опубликованных литературных данных по ксенолитам из тех же базальтов (Ionov et al., 2004, 2006а, 2006b) и базальтов Витимского плато (Pearson et al., 2004), а также из кимберлитов центральной части Сибирского кратона (Goncharov et al., 2012; Pearson et al., 1995) позволяют сделать ряд выводов о сходстве и различии состава литосферной мантии Джугджуро-Станового и Баргузино-Витимского супертеррейнов Центрально-Азиатского складчатого пояса, с одной стороны, и Сибирского кратона – с другой, отражающих их различную эволюцию. По содержанию оксидов главных элементов, MgO, CaO, Al₂O₃ и, соответственно, степени их плавления мантия Джугджуро-Станового супертеррейна близка к мантии, подстилаюшей Сибирский кратон. Сходство мантийных перидотитов в мантии всех трех рассматриваемых структур отражается и в суперхондритовых значениях отношений высокозарядных элементов. Nb/Ta. Zr/Hf, однако полного подобия не наблюдается. Различие перидотитов мантии рассматриваемых супертеррйнов и Сибирского кратона отчетливо проявляется в содержании редких и редкоземельных элементов. По сравнению с перидотитами в мантии супертеррейнов, кратонические перидотиты обогащены (относительно примитивной мантии) барием, рубидием, торием, ниобием, танталом и обеднены иттрием и редкоземельными элементами от Sm до Lu. Хотя практически во всех изученных ксенолитах Sm/Nd отношение ниже, чем в примитивной мантии, но наиболее низкие значения этого отношения наблюдаются в перидотитах кратона. Кроме того, в перидотитах мантии Баргузино-Витимского супертеррейна и в большей мере в мантии кратона Sm/Nd отношение прояв-



Рис. 8. Диаграмма 187 Os/ 188 Os— 187 Re/ 188 Os для валовых проб перидотитовых ксенолитов из щелочных базальтов Токинского Становика (1, 2 — настоящая работа и по (Ionov et al., 2006b) соответственно), Витимского плато (3 — по (Pearson et al., 2004) и настоящая работа), из кимберлитов трубки Удачная (4 — по (Pearson et al., 1995)).


Рис. 9. Гистограмма значений 187 Os/ 188 Os в валовых пробах перидотитовых ксенолитов из кимберлитов трубки Удачная (1 – по (Pearson et al.,1995)) и из щелочных базальтов Токинского Становика (2 – настоящая работа и по (Ionov et al., 2006b)), Витимского плато (3 – настоящая работа и по (Pearson et al., 2004)); PUM – примитивная верхняя мантия (Meisel et al., 2001).

ляет тенденцию к прогрессирующему понижению с повышением степени плавления пород.

Особый интерес для настоящего исследования представляют результаты определения отношений Nb/Y и Zr/Y в перидотитах мантии рассматриваемых структур. Значения Nb/Y в перидотитах мантии Сибирского кратона значительно выше (\geq 1.0), чем в мантии Джугджуро-Станового и Баргузино-Витимского супертеррейнов, в которых они меньше 1.0, но также суперхондритовые. На диаграмме Nb/Y–Zr/Y, по (Condie, 2005), перидотиты кратона относятся к области обогащенной мантии (EMI), в которой присутствует и рециклированный компонент.

Как уже указывалось, все определения, полученные Re-Os методом, свидетельствуют об архейском возрасте перидотитовой мантии Сибирского кратона. Широко распространенные в мантии кратона эклогиты, но отсутствующие в мантии супертеррейнов, также имеют архейский возраст. По данным (Pearson et al., 1995), для эклогитов из трубки Удачная получен Re-Os возраст в пределах от 2.7 до 3.1 млрд лет. Значение в 2.9 млрд лет установлено для включений эклогитового типа (Е-тип) в алмазах из той же трубки (Helmstaedt et al., 2010). Эклогиты, по всей вероятности, являются большей частью продуктами субдуцированной в литосферную мантию океанической коры, преобразованной в результате метаморфической перекристаллизации, плавления и метасоматоза в термодинамических условиях мантии. О субдукционном происхождении эклогитов свидетельствуют высокие,

ПЕТРОЛОГИЯ том 28 № 2 2020

по сравнению с хондритом СІ и примитивной верхней мантией (PUM), отношения ¹⁸⁷Re/¹⁸⁸Os (56-211) и ¹⁸⁷Os/¹⁸⁸Os (3.04-9.81) в этих породах, по данным (Pearson et al., 1995). Процессы метасоматоза, приведшие к обогащению мантии кратона такими элементами, как Ba, Rb, Th, Nb, Ta, и обеднению иттрием, средними и тяжелыми редкоземельными элементами, были неоднократными. Они могли быть связаны, в первую очередь, с раннедокембрийской субдукцией океанической коры и взаимодействием образующихся при ее плавлении расплавами и флюидами с мантийными перидотитами. Метасоматические преобразования мантии кратона могли быть также вызваны и воздействием на породы литосферной мантии кратона кимберлитовой магмы, поступавшей из астеносферы практически на всей территории кратона в среднем палеозое, около 360 млн лет назад (Griffin et al., 2002; Spetsius et al., 2002). Мантия, подстилающая супертеррейны, по более низким значениям Nb/Y и Zr/Y отношений в перидотитах, чем в мантийных перидотитах кратона, и в целом по концентрации редких элементов и их нормализованному к примитивной мантии распределению близка к характеристикам, свойственным примитивной мантии и хондриту CI (Palme et al., 2003). Данные в табл. 1 свидетельствуют о меньшей мощности литосферы в пределах супертеррейнов по сравнению с таковой кратона. В отличие от мантии кратона, термальное и окислительновосстановительное состояние мантии, подстилающей супертеррейны, не соответствует условиям образования алмазов (Goncharov et al., 2012; Goncharov. Ionov. 2012). Выше сказанное позволяет предполагать изолированность и различную эволюцию литосферной мантии, подстилающей Сибирский кратон и сопредельные супертеррейны Центрально-Азиатского пояса уже со времени образования эклогитов в мантии кратона.

Однако можно допускать, что Сибирский кратон и сопредельные с ним Джугджуро-Становой и Баргузино-Витимский супертеррейны составляли единую структуру до субдукции океанической коры под кратон, произошедшей в архее и приведшей к образованию эклогитов. На это указывают некоторые общие геохимические характеристики, свойственные субконтинентальной литосферной мантии, такие как: сопоставимые с примитивной верхней мантией величины ¹⁸⁷Os/¹⁸⁸Os отношения (Никитина и др., 2018) и суперхондритовые значения Nb/Ta и Zr/Hf отношений (Никитина, Бабушкина, 2019).

Изотопный состав Sm-Nd, Rb-Sr и Re-Os систем в ксенолитах перидотитов из базальтов Токинского Становика не позволяет достоверно определить их возраст, поскольку равновесие между материнскими и дочерними изотопами во всех системах нарушено. Произведенный нами расчет Re-Os возраста для перидотитовых ксенолитов Токинского Становика из коллекции (Ionov et al., 2006b), которые характеризуются значениями ¹⁸⁷Os/¹⁸⁸Os более 0.1280 и два из них по содержанию Al_2O_3 близки к примитивной мантии, показал возраст в 1282 ± 95 млн лет, согласующийся в пределах погрешности с Rb-Sr значением, равным 1307 ± 270 млн лет. Эти значения, возможно, отражают верхний предел возраста доорогенического основания Центрально-Азиатского пояса, что согласуется с предполагаемым в работе (Kröner et al., 2017) началом открытия Палео-Азиатского океана около 1040–1020 млн лет назад, который определяется возрастом офиолитов в Восточном Саяне (Khain et al., 2003; Kuzmichev, Larionov, 2013).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Сопоставление геохимии (главные и редкие элементы, включая высокозарядные и редкоземельные) и Nd-Sr-Os изотопной систематики ксенолитов мантийных перидотитов из базальтов Токинского Становика, Витимского плато Центрально-Азиатского складчатого пояса и из кимберлитов трубки Удачная позволяет сделать следующие выводы.

1. *Р*-*Т* условия кристаллизации перидотитов из мантии Джугджуро-Станового и Баргузино-Витимского супертеррейнов соответствуют области стабильности графита в отличие от мантии Сибирского кратона, в которой условия кристаллизации перидотитов соответствуют области стабильности алмаза (Goncharov, Ionov, 2012).

2. Перидотиты мантии Джугджуро-Станового супертеррейна по содержанию оксидов MgO, CaO и Al_2O_3 близки к таковым из мантии Сибирского кратона. Степень их частичного плавления достигает 45–50%, в перидотитах Витимского плато она ниже – преимущественно менее 25%.

3. Отличие мантийных перидотитов Сибирского кратона от перидотитов Джугджуро-Станового и Баргузино-Витимского супертеррейнов проявляется в содержании редких и редкоземельных элементов. Мантия кратона, по сравнению с мантией супертеррейнов, обогащена Ba, Rb, Th, Nb, Ta и обеднена Y и редкоземельными элементами от Sm до Lu.

4. Суперхондритовые отношения Nb/Ta и Zr/Hf, а также Nb/Y и Zr/Y свойственны как перидотитам мантии кратона, так и для обоих рассматриваемых супертеррейнов. Однако отношение Nb/Y в мантии кратона значительно выше (\geq 1.0), чем в мантии супертеррейнов (преимущественно <1.0). На дискриминатной диаграмме Nb/Y–Zr/Y, по (Condie, 2005), перидотиты кратона относятся к области обогащенной мантии (EMI). Перидотиты из мантии, подстилающей супертеррейны Центрально-Азиатского пояса, по отношениям Nb/Y и Zr/Y и в целом по концентрации и нормализованному распределению редких элементов могут рассматриваться как продукты эволюции примитивной мантии (Palme

et al., 2003), измененные наложенными процессами лишь незначительно.

5. Изотопный состав Nd и Sr в перидотитах супертеррейнов соответствует океаническим базальтам. В перидотитах Баргузино-Витимского супертеррейна значения ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd и ε_{Nd} колеблются соответственно в пределах 0.51275–0.51283 и (+2.6)–(+3.5), в перидотитах Джугджуро-Станового супертеррейна – в пределах 0.51301–0.51333 и (+8)–(+14). По этим характеристикам состав мантии под Баргузино-Витимским супертеррейном близок к составу источника, промежуточного между источниками типа HIMU и PM, а под Джугджуро-Становым супертеррейном – к источнику типа PREMA.

6. В перидотитах Сибирского кратона установлены низкие значения ¹⁸⁷Os/¹⁸⁸Os (0.108–0.115), тогда как в перидотитах Баргузино-Витимского и Джугджуро-Становым супертеррейнах они выше 0.115, но обычно не превышают значение для примитивной верхней мантии (0.1296).

Таким образом, геохимические и изотопные характеристики перидотитов свидетельствуют о различном составе и геодинамическом типе мантии, подстилающей Сибирский кратон и сопредельные супертеррейны Центрально-Азиатского складчатого пояса уже в раннем архее, еще до образования в мантии кратона эклогитов, возраст которых составляет 2.7–3.1 млрд лет.

Благодарности. Авторы благодарят А.Б. Котова, В.П. Ковача и Е.Ю. Рыцка (ИГГД РАН) за предоставленную в распоряжение авторов схему геологического строения региона, обсуждение и ценные рекомендации по улучшению рукописи статьи.

Источники финансирования. Работа выполнена в рамках госбюджетной темы ИГГД РАН (№ 0153-2015-0006).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Костицын Ю.А. Sm-Nd и Lu-Hf изотопные системы Земли: отвечают ли они хондритам? // Петрология. 2004. Т. 12. № 5. С. 451–466.

Крымский Р.Ш., Сергеев Д.С., Брюгманн Г.Э. и др. Опыт изучения изотопного состава осмия и распределения элементов платиновой группы в перидотитах литосферной мантии Восточной Антарктиды // Региональная геология и металлогения. 2011. № 46. С. 5.

Никитина Л.П., Бабушкина М.С. Суперхондритовые Nb/Ta и Zr/Hf отношения в перидотитах и эклогитах субконтинентальной литосферной мантии: данные мантийных ксенолитов // Вестник СПбГУ. Науки о Земле. 2019. Т. 64. Вып. 2. С. 294–314.

Никитина Л.П., Гончаров А.Г. Метод мессбауэровской спектроскопии и его применение в минералогии и петрологии. СПб.: Геологический факультет СПбГУ, 2009. 128 с.

Никитина Л.П., Гончаров А.Г., Салтыкова А.К. и др. Окислительно-восстановительное состояние континентальной литосферной мантии Байкало-Монгольской области // Геохимия. 2010. № 1. С. 9-28.

ПЕТРОЛОГИЯ том 28 № 2 2020

Никитина Л.П., Беляцкий Б.В., Крымский Р.Ш. и др. ¹⁸⁷Re-¹⁸⁷Os систематика пород субконтинентальной литосферной мании (по мантийным ксенолитам) // Эволюция вещественного и изотопного состава докембрийской литосферы. Ред.: В.А. Глебовицкий, Ш.К. Балтыбаев. СПб.: Издательско-полиграфическая ассоциация высших учебных заведений, 2018. С. 145–164.

Пушкарев Ю.Д., Никитина Л.П., Скиба В.И. Ксенолиты примитивной мантии как вещество источника MORB: идентификация, оценка величины Sm-Nd и Rb-Sr // Проблемы источников глубинного магматизма и плюмы. Иркутск: Наука, 2005. С. 98–115.

Салтыкова А.К., Никитина Л.П., Матуков Д.И. U-Pb возраст цирконов из ксенолитов мантийных перидотитов в кайнозойских щелочных базальтах Витимского плато (Забайкалье) // Записки Российского Минералогического Общества. 2008. № 3. С. 1–22.

Birck J.L., Barman M.R., Capmas F. Re-Os isotopic measurements at the femtomole level in natural samples // Geostandards Newrletters. 1997. V. 20. P. 9–27.

Condie K.C. High field strength elements in Archean basalts: a window to evolving sources of mantle plumes? // Lithos. 2005. V. 79. P. 491–504.

Doucet L.S., Ionov D.A., Golovin A.V. Paleoproterozoic formation age for the Siberian cratonic mantle: Hf and Nd isotope data on refractory peridotite xenoliths from the Udachnaya kimberlite // Chemical Geology. 2015. V. 391. P. 42–55.

Goncharov A.G., Ionov D.A. Redox state of deep off-craton lithospheric mantle: new data from garnet and spinel peridotites from Vitim, southern Siberia // Contribution to Mineralogy and Petrology. 2012. V. 164. P. 731–745.

https://doi.org/10.1007/s00410-012-0767-z

Goncharov A.G., Ionov D.A., Doucet L.S., Pokhilenko L.N. Thermal state, oxygen fugacity and C-O-H fluid speciation in cratonic lithospheric mantle: New data on peridotite xenoliths from the Udachnaya kimberlite, Siberia // Earth and Planetary Science Letters. 2012. V. 357–358. P. 99– 110.

https://doi.org/10.1016/j.epsl.2012.09.016

Goncharov A.G., Nikitina L.P., Borovkov N.V. et al. Thermal and redox equilibrium conditions of the upper-mantle xenoliths from the Quaternary volcanoes of NW Spitsbergen, Svalbard Archipelago // Russian Geology and Geophysics. 2015. V. 56. P. 1578–1602.

https://doi.org/10.1016/j.rgg.2015.10.006

Griffin W.L, Spetsius Z.V., Pearson N.J., O'Reilly S.Y. In situ Re-Os analysis of sulfide inclusions in kimberlitic olivine: New constraints on depletion events in the Siberian lithospheric mantle // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2002. V. 3. N 11.

https://doi.org/10.1029/2001GC000287

Hasterok D., Chapman D.S. Heat production and geotherms for the continental lithosphere // Earth and Planetary Science Letters. 2011. V. 307. P. 59–70.

Helmstaedt H., Gurney J., Richardson S. Ages of cratonic diamond and lithosphere evolution: constraints on Precambrian tectonics and diamond exploration // The Canadian Mineralogist. 2010. V. 48. P. 1385–1408.

https://doi.org/10.3749/canmin.48.5.1385

Hofmann A.W. Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism // Nature. 1997. V. 385. P. 219–229.

Ionov D.A., Prikhodko V.S., Bodinier J-L. et al. Lithospheric mantle beneath the south-eastern Siberian craton: petrology of peridotite xenoliths in basalts from the Tokinsky Sta-

novik // Contribution to Mineralogy and Petrology. 2005. V. 149. P. 647–665.

https://doi.org/10.1007/s00410-005-0672-9

Ionov D.A., Chazot G., Chauvel C. et al. Trace distribution in peridotite xenoliths from Tok SE Siberian craton: A record of pervasive multi-stage metasomatism in shallow refractory mantle // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2006a. V. 70. P. 1231–1260.

Ionov D.A., Shirey S.B., Weis D., Brugmann G. Os-Hf-Sr-Nd isotope and PGE systematic of spinel peridotite xenoliths from Tok, SE Siberian craton: Effects of pervasive metasomatism in shallow refractory mantle // Earth and Planetary Science Letters. 2006b.V. 241. P. 47–67.

Khain E.V., Bibikova E.V., Salnikova E.B. et al. The Palaeo-Asian ocean in the Neoproterozoic and early Paleozoic: new geochronologic data and palaeotectonic reconstructions // Precambrian Research. 2003. V. 122. P. 329–358.

Kohler T.P., Brey G.P. Calcium exchange between olivine and clinopyroxene calibrated as a geothermobarometer for natural peridotites from 2 to 60 kb with applications // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1990. V. 54. P. 2375–2388.

Kröner A., Kovach V., Alexeiev D. et al. No excessive crustal growth in the Central Asian Orogenic Belt: Further evidence from field relationships and isotopic data // Gondwana Research. 2017. V. 50. P. 135–166.

https://doi.org/10.1016/j.gr.2017.04.006

Kuzmichev A.B., Larionov A.N. Neoproterozoic island arcs in East Sayan: duration of magmatism (from U-Pb zircon dating of volcanic clastics) // Russian Geology and Geophysics. 2013. V. 54. P. 34–43.

Meisel T., Walker R.J., Irving A.J., Lorand J.-P. Osmium isotopic compositions of mantle xenoliths: a global perspective // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2001. V. 65. P. 1311–1323.

Nikitina L.P., Bogomolov E.S., Krymsky R.Sh. et al. Nd-Sr-Os systems of eclogites in the lithospheric mantle of the Kasai Craton (Angola) // Russian Geology and Geophysics. 2017. V. 58. P. 1307–1318.

Palme H., O'Neill H.S.C., Holland H.D., Turekian K.K. Cosmochemical estimates of mantle composition // Ed. R.W. Carlson. Treatise on Geochemistry. The Mantle and Core. Elsevier, 2003. V. 2. P. 1–38.

Pearson D.G., Snyder G.A., Shirey S.B. et al. Re-Os isotope evidence for a mid-Archaean age of diamondiferous eclogite xenoliths from the Udachnaya kimberlite, Siberia: constraints on eclogite petrogenesis, and Archaean tectonics // Mineralogical Magazine. 1994. V. 58A. № 2. P. 705–706.

Pearson D.G., Irvine G.J., Ionov D.A. et al. Re-Os isotope systematic and Platinum Group Element fractionation during mantle melt extraction: A study of massif and xeno-lith peridotite suites // Chemical Geology. 2004. V. 208. P. 29–59.

Pearson D.G., Shirey S.B., Carlson R.W. et al. Re-Os, Sm-Nd and Rb-Sr isotope evidence for thick Archaean lithospheric mantle beneath the Siberian craton modified by multi-stage metasomatism // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1995. V. 59. P. 959–977.

Pearson D.G., Shirey S.B., Bulanova G.P. et al. Single crystal Re-Os isotope study of sulfide inclusions from a zoned Siberian diamond // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1999. V. 63. P. 703–712.

Polyakov A.I., Bagdasaryan G.P. On the age of young volcanoes in Eastern Siberia and character of compositional evolution of volcanites // Geokhimiya. 1986. V. 3. P. 311–317. *Rasskazov S.V., Boven A., Ivanov A.V., Semenova V.G.* Middle quaternary volcanic impulse in the Olekma–Stanovoy

ПЕТРОЛОГИЯ том 28 № 2 2020

mobile system: ⁴⁰Ar-³⁹Ar dating of volcanics from the Tokinsky Stanovik // Tikhookeanskaya Geologiya. 2000. V. 19. P. 19–28.

Rytsk E.Yu., Kovach V.P., Yarmolyuk V.V., Kovalenko V.I. Structure and evolution of the continental crust in the Baikal fold region // Geotectonics. 2007. V. 41. P. 440–464.

Rytsk E.Yu., Kovach V.P., Yarmolyuk V.V. et al. Isotopic structure and evolution of the continental crust in the East Transbaikalian segment of the Central Asian Fold Belt // Geotectonics. 2011. V. 45. P. 349–377.

Spetsius Z.V., Belousova E.A., Griffin W.L. et al. Archean sulfide inclusions in Paleozoic zircon megacrysts from the Mir kimberlite, Yakutia: implications for the dating of diamonds // Earth and Planetary Science Letters. 2002. V. 199. P. 111–126.

Tackley P.J. Mantle convection and plate tectonics: toward an integrated physical and chemical theory // Science. 2000. V. 288. № 5473. P. 2002–2007.

Wood B.J. An experimental test of the spinel peridotite oxygen barometer // J. Geophysical Research. 1990. V. 97. P. 15845–15851.

HFSE, REE Geochemistry and Nd-Sr-Os Systematics of the Peridotites in the Subcontinental Lithospheric Mantle of the Siberian Craton and Central Asian Fold Belt Junction Area: Data of Mantle Xenoliths

L. P. Nikitina^{1, *}, A. G. Goncharov^{1, 2, **}, E. S. Bogomolov¹, B. V. Beliatsky^{3, ***}, R. Sh. Krimsky³, V. S. Prichod'ko^{4, ****}, M. S. Babushkina¹, and A. A. Karaman²

¹Institute of Precambrian Geology and Geochronology, St. Petersburg, 199034 Russia

²St. Petersburg State University, Institute of Earth Sciences, St. Petersburg, 199034 Russia

³Karpinsky Russian Geological Research Institute, St. Petersburg, 199106 Russia

⁴Institute of Tectonics and Geophysics Far Eastern Branch, Russian Academy of Sciences, Khabarovsk, 680000 Russia

*e-mail: lpnik@mail.ru

**e-mail: a.goncharov@spbu.ru

***e-mail: bbelyatsky@mail.ru

****e-mail: Vladimir@itig.as.khb.ru

Xenoliths of the mantle rocks in the area of junction of Central Asian fold belt (CAOB) and the Sibirian craton (SC) are found in alkaline basalts of Tokinsky Stanovik (TSt) in Dzhugdzhur-Stanovoy superterrane (DS) (Stanovoy suture area) and Vitim plateau (VP) in Barguzin-Vitim superterrane (BV). Xenoliths from TSt basalts are represented by spinel lherzolites, harzburgites, verlites; among xenoliths from VP basalts spinel-garnet and garnet peridotites present also. Xenoliths of the garnets-containing lherzolites dominate in SC kimberlites and eclogite xenoliths (age of 2.7-3.1 billion years old) are present also, which are not found in the superterrane mantle. Aim: to investigate whether the composition and evolution of the mantle underlying these structures of the Earth's crust are similar. The objects of the study were peridotite xenoliths which are the predominant species in the lithospheric mantle of all three structures. It was found: (1) the degree of depletion (F,%) of rocks by CaO and Al₂O₃ and enrichment by MgO relative to the primitive mantle in TSt peridotites is close to that of Siberian craton peridotites (up to 45-50%), but differs from VP peridotites in which it is less than 25%; (2) the peridotites of all three structures are characterized by mainly superchondritic values of Nb/Ta (>17.4), Zr/Hf (>36.1), Nb/Y (>0.158) and Zr/Y (>2.474); (3) the Nb/Y ratio in SC peridotites is predominantly >1.0 and corresponds to the region of the enriched mantle EMI, in which the recycled componentis present. The values of Nb/Y and Zr/Y in the peridotites of superterranes are <1.0 usually and these peridotites can be considered as products of primitive mantle, slightly modified by superimposed processes; (4) there are the closeness of the values $^{187}Os/^{188}Os$ in bulk samples of rocks (usually below 0.1296). The data shows that the mantle of SC and contiguous superterranes of the CAOB have been isolated from each other already in the period of intense melting and metasomatism in the cratonic mantle, i.e. since the time of subduction of oceanic crust beneath the craton and related eclogite education in his mantle: 2.7-3.1 billion vears. Metasomatism in the cratonic mantle should be associated with the impact of kimberlite magma received from the asthenosphere about 360 million years. It is possible that in the ancient period 2.7-3.1 billion years, the mantle underlying superterranes and craton, was unified, as indicated by the ¹⁸⁷Os/¹⁸⁸Os values (<0.1296) and superchondritic values of Nb/Ta, Zr/Hf, Nb/Y and Zr/Y in peridotites. The value in the 1.3 billion years, the resulting Rb-Sr method for TSt peridotite may reflect an upper age limit of the pre-orogenic basement of Central Asian fold belt.

Keywords: subcontinental lithosphere mantle, Siberian craton, Dzhugdzhur-Stanovoy and Barguzin-Vitim superterranes, HFSE, REE, Nd-Sr-Os systematics