

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}

^aГеологический 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-щелочным габбро, плагиогнейсы – гранодиоритам, контаминированные мафическим материалом оторочки – диоритам. Ортопироксеновые плагиогнейсы гранодиоритового состава характеризуются величинами $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1097$, $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T}) = 1.6$, $T_{\text{Nd}}(\text{DM}) = 3.47$ млрд лет и образованы по анатектическим гранитоидам с возрастом 3.34 млрд лет. Мафические породы имеют высокие содержания Zr, Th, Pb, обогащены REE ($\Sigma\text{REE} = 636$ ppm) с высокой степенью фракционированности $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}} = 17.73$ и хорошо выраженным Eu-минимумом $(\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.51)$, характеризуются значениями $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.099$, $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T}) = 1.4$, $T_{\text{Nd}}(\text{DM}) = 3.65$ 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 возрастными 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 ± 71 – 3599 ± 33 млн лет. Lu-Hf систематика в 14 зернах циркона характеризуется $\epsilon_{\text{Hf}}(\text{T}) = +3.7$, близкими значениями $T_{\text{Hf}}(\text{DM}) = 3.95$ и $T_{\text{Hf}}^{\text{C}} = 3.93$ млрд лет, для наиболее древнего циркона – 3.99 млрд лет. Палеоархейские цирконы (3.57 млрд лет) характеризуются отрицательными величинами $\epsilon_{\text{Hf}}(\text{T}) = -5.3$ и -6.8 и значениями $T_{\text{Hf}}(\text{DM}) = 3.92$ – 3.98 млрд лет и $T_{\text{Hf}}^{\text{C}} = 4.14$ – 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 ранее 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 хап-

чанской 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/S086959032002003X 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 (Raquette 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 палео-

архейских 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 кристаллосланцев, мощностью 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 ppm. 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-Pb 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-

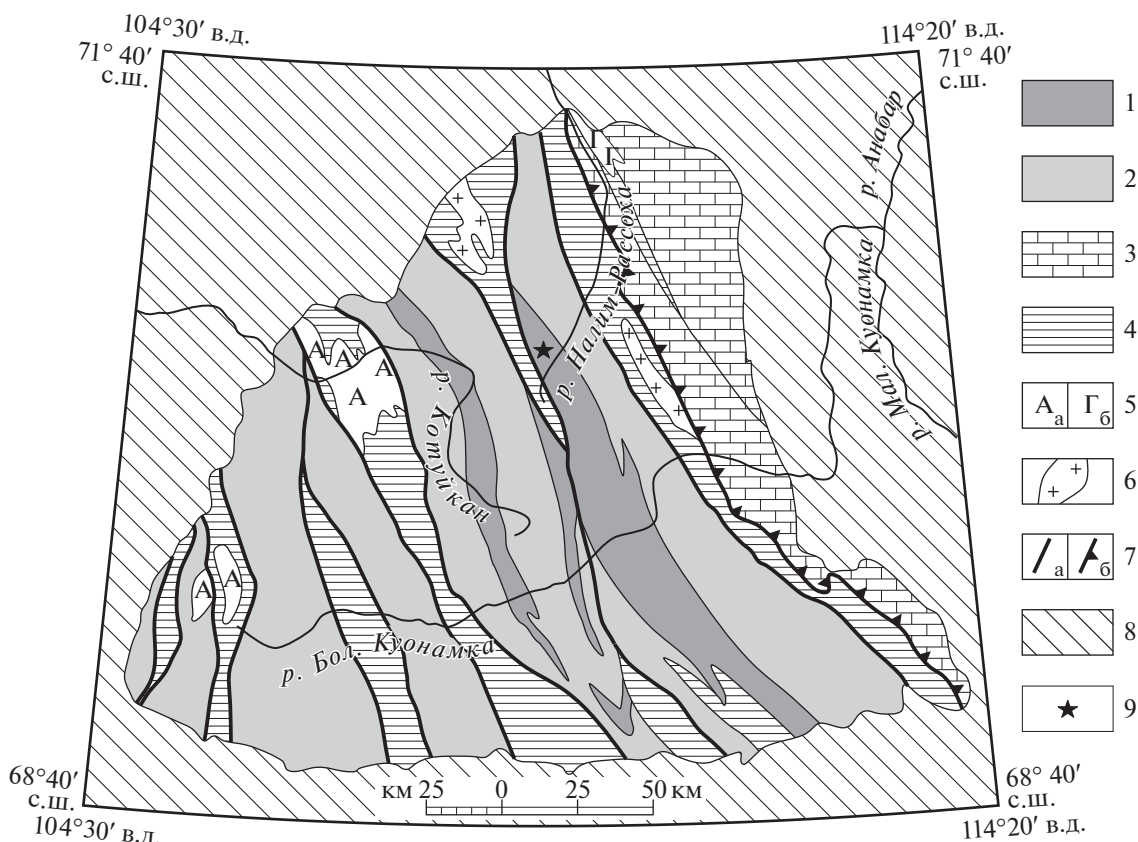


Рис. 1. Схема геологического строения Анабарского щита.

1–3 – метаморфические образования архея и раннего протерозоя: 1 – далдынская серия, 2 – верхнеанабарская серия, 3 – хатчанская 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: $70^{\circ}26'49.9''$ с.ш., $109^{\circ}31'14.7''$ в.д.

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

Анализ редких элементов в цирконе выполнен методом масс-спектрометрии вторичных ионов на ионном микронзонде 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-

ровать изотопы ^{172}Yb , ^{174}Yb , ^{175}Lu , ^{176}Hf , ^{177}Hf , ^{178}Hf , ^{179}Hf . Для коррекции масс-дискриминации использовалось одно нормализующее отношение ($^{178}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$). Корректное значение ^{176}Hf было получено путем вычитания ^{176}Yb и ^{176}Lu (измерялись свободные от наложений ^{172}Yb и ^{175}Lu) (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 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 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 ± 44 (Woodhead, Hergt, 2005) и GJ-1 – 0.282015 ± 19 (Elhlou et al., 2006). При обработке данных принята постоянная распада $^{176}\text{Lu} = 1.865 \times 10^{-11}$ лет $^{-1}$ (Scherer et al., 2001). Для расчета ϵ_{Hf} использованы хондритовые величины: $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.0332$ и $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.282772$ (Blichert-Toft, Albarede, 1997). Hf 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. 607А, $T_{Nd}(DM) = 3.67$ млрд лет); 3 – ортопироксеновые лейкоплагиогнейсы (пр. 607В, $T_{Nd}(DM) = 3.47$ 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 рассчитан по двухстадийной модели возраст T_{Hf}^C , полученный проецированием инициального $^{176}Hf/^{177}Hf$ циркона к линии деплетированной мантии с использованием среднекоровой величины $^{176}Lu/^{177}Hf = 0.015$ (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 $\epsilon_{Nd}(T)$ использовались следующие значения современных изотопных отношений для однородного хондритового резервуара (CHUR): $^{147}Sm/^{144}Nd = 0.1967$ и $^{143}Nd/^{144}Nd = 0.512638$ (Jacobsen, Wasserburg, 1984). Одностадийный модельный возраст $T_{Nd}(DM)$ рассчитан относительно деплетированной мантии с параметрами $^{147}Sm/^{144}Nd = 0.2136$ и $^{143}Nd/^{144}Nd = 0.51315$ (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 K_2O 2–3 мас. % и TiO_2 1.7–2.5 мас. %) – 15–20 об. %, Cr-содержащий (Cr_2O_3 0.6–1 мас. %) магнетит – 10 об. %, Mn-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-

$^2 X_{Mg} = Mg^{2+}/(Mg^{2+} + Fe^{2+})$ в форм. ед.

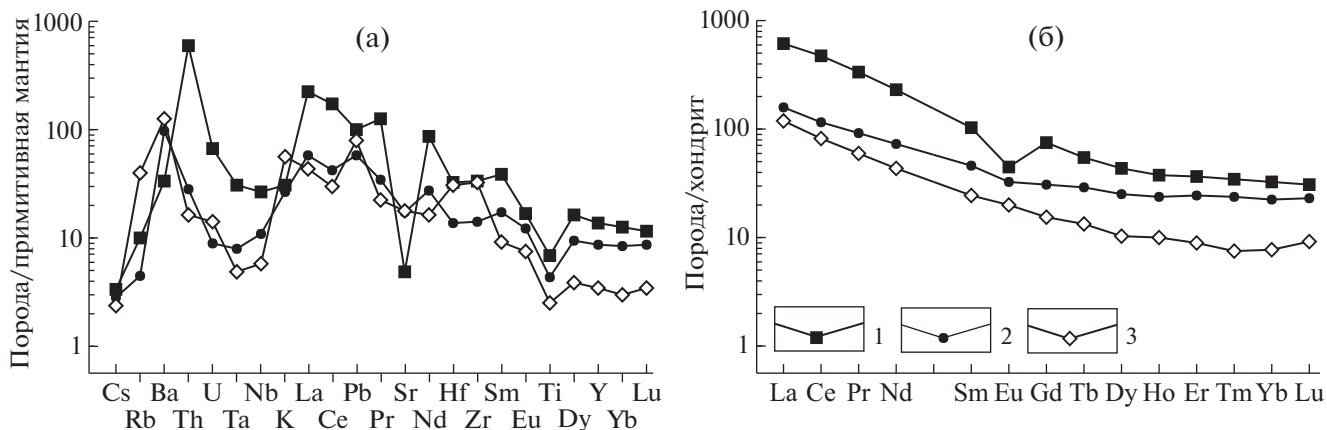


Рис. 3. Мультиэлементные диаграммы для гранулитов.

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 : Orx – 0.53–1.08 мас. %, Srx – 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 (Cr_2O_3 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 (An_{43}) 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%, Sr -содержащий (Cr_2O_3 1.56–2.24 мас. %) магнетит – 5 об. %, Mn -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: Orx – 0.66–0.81 мас. %, Srx – 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 плагиогнейсах клинопироксен отсутствует.

Геохимические особенности. *Мафические кристаллосланцы* (пр. 607) отличаются низким содержанием SiO_2 44.7 мас. % (табл. 1), высокими содержа-

ниями железа ($Fe_2O_3 = 8.94$, $FeO = 8.69$ мас. %) и магнезия 8.27 мас. % ($Mg\#^3 = 46.8$), повышенной щелочностью (в мас. %): $Na_2O = 2.49$ и $K_2O = 0.9$. На TAS-диаграмме (Петрографический кодекс, 2009) породы относятся к умеренно-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 Eu-минимуме ($Eu/Eu^{*4} = 0.51$), что может указывать на фракционирование в условиях континентальной коры (Тейлор, Мак-Леннан, 1988). Повышенные содержания $Sr = 1010$ 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. % ($ASI^5 = 1.05$). Отмечается повышенная магнезиальность пород $Mg\# = 52.1$, высокие содержания фемафильных элементов: $FeO^{tot} + MgO + MnO + TiO_2 = 6.82$ мас. %, $Ni = 17$ ppm, $Sr = 67.7$ ppm, низкая концентрация

³ $Mg\# = Mg/(Mg + Fe)$ в молекулярных количествах.

⁴ $Eu/Eu^* = Eu_N/[Sm_N \times Gd_N]^{1/2}$, $Ce/Ce^* = Ce_N/[La_N \times Pr_N]^{1/2}$, где Eu_N , Sm_N , Gd_N ... $(Lu/Gd)_N$ – содержания и отношение содержаний элементов нормализованны к хондриту.

⁵ ASI (aluminium saturation index) = $Al_2O_3/(CaO + Na_2O + K_2O)$ в молекулярных количествах.

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

Компоненты	607	607A	607B
SiO ₂	44.7	57.4	69.2
TiO ₂	1.37	0.86	0.5
Al ₂ O ₃	12.8	15.6	14.9
Fe ₂ O ₃	8.94	4.66	2.14
FeO	8.69	4.17	1.71
MnO	0.23	0.16	0.06
MgO	8.27	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
P ₂ O ₅	0.21	0.13	0.12
П.п.п.	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
Ho	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
Ta	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
Mg#	46.8	52.2	52.1
Eu/Eu*	0.51	0.87	1.02
(La/Yb) _N	17.7	6.81	14.1
ΣREE	636	186	119

Y = 14.7 ppm 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 лейкоплагиогнейсах содержание REE ($\Sigma REE = 186$ ppm), слабо выражен Eu-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 $^{147}Sm/^{144}Nd = 0.0998-0.1246$, значениями $\epsilon_{Nd}(T)$ от – 0.6 до +1.6 и модельным возрастом протолита $T_{Nd}(DM)$ 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 разновидностей 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 $^{207}Pb-^{206}Pb$ возраста 3838–1928 млн лет, значительная часть из которых оказалась дискордантной. 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.

Таблица 2. Изотопный состав самария и неодима в гранулитах

Номер пробы	Возраст, млн лет	Sm, ppm	Nd, ppm	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$	$T_{\text{Nd}}(\text{DM})$, млрд лет	$T_{\text{Nd}}(\text{DM-2st})$, 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

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	$\pm 2\sigma$	Верхнее пересечение, млн лет	$\pm 2\sigma$	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 6	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 6	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) – неархейского 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 б 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 $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ отношению получено максимальное значение возраста $3838 \pm$

± 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, общая внешняя оболочка – черная. В оптическом изображении в верхней половине зерна выделяется изогнутое гладкое латунно-желтое ядро, которое в нижней части сменяется цирконом розовато-серого цвета с шагреневой поверхностью, видимо, за счет микровключений и двух черных включений магнезиального биотита (*Bt*). По данным микрондового анализа биотита: железистость $X_{\text{Fe}} = 0.34\text{--}0.41$, содержание общего Al = $2.41\text{--}2.54$ apfu, Ti = $0.51\text{--}0.60$ 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: $D = 100[(\text{Возраст}(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})) / (\text{Возраст}(^{206}\text{Pb}/^{238}\text{Pb})) - 1]$.

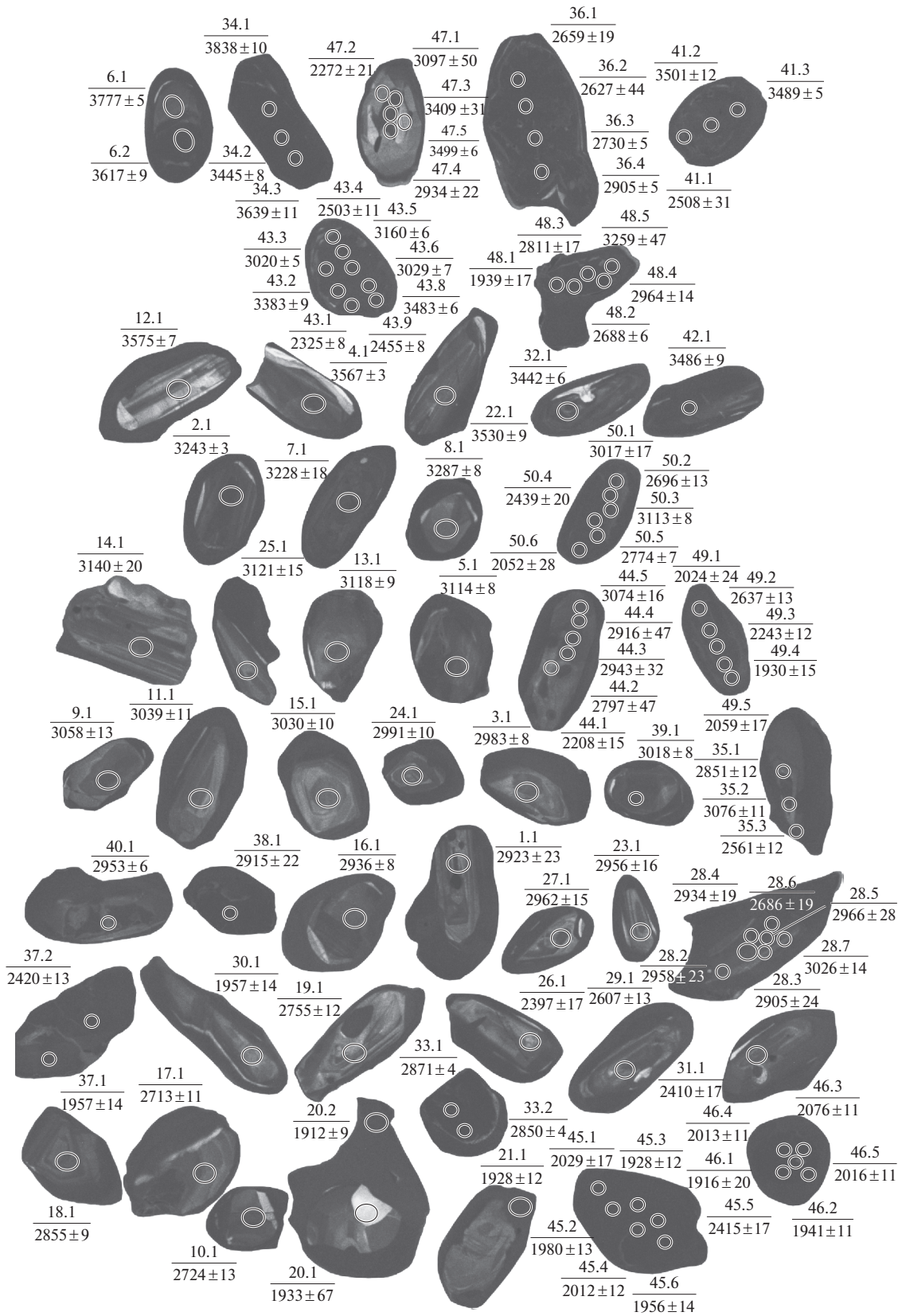


Рис. 4. Катодолуминесцентные (CL) изображения и возраст циркона из двупироксеновых кристаллосланцев (пр. 607). Белыми окружностями обозначены аналитические кратеры с номерами точек анализа, в числителе — номера точек анализа, в знаменателе — ^{207}Pb - ^{206}Pb возраст. Диаметр кратера составляет 20–30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

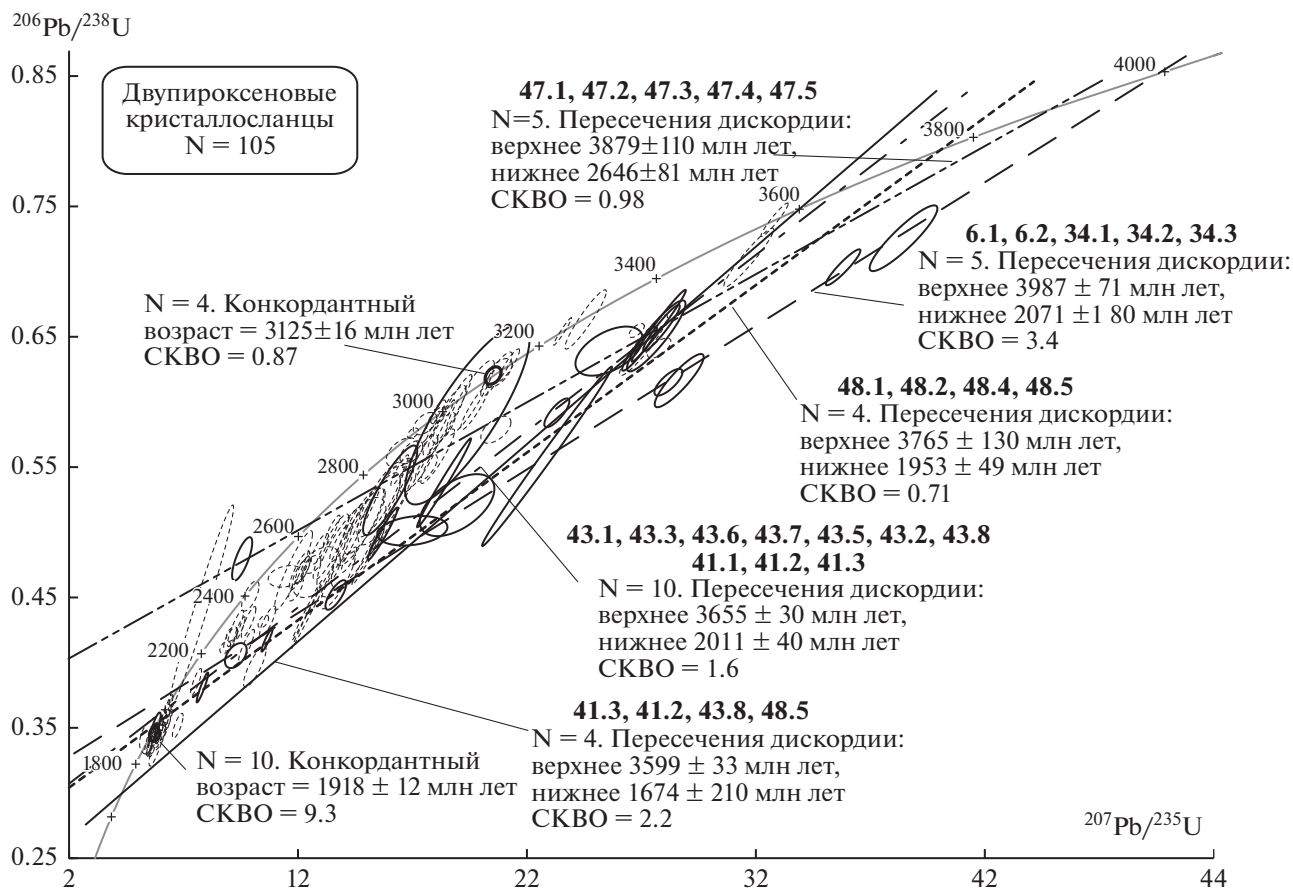


Рис. 5. Диаграмма $^{207}\text{U}/^{235}\text{U}$ – $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ для циркона из двупироксеновых кристаллосланцев (пр. 607). N – количество анализов. Эллипсы сплошными линиями – результаты измерений, использованные для построения дискордий, и конкордантные значения возраста, полученные 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, $(\text{Yb}/\text{Gd})_N = 16$ (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 $(\text{Yb}/\text{Gd})_N = 155$ 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 (СКВО = 0.98), которое соответствует позднеархейскому метаморфизму. В средней части зерна, вблизи точки анализа 47.4 с возрастом 2934 ± 22 млн лет, вытянутое включение клинопироксена ($\text{En}_{41.02}\text{Fs}_{16.04}\text{Wo}_{42.94}$; $X_{\text{Mg}} = 0.72$) 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 ± 940 и нижнее – 2332 ± 180 млн лет (СКВО = 0.90). В ядерной части зерна присутствуют многочисленные включения плагиоклаза, по составу (шесть микронзондовых анализов) соответствующих андезину ($\text{Ab}_{61.61}\text{An}_{33.73}\text{Or}_{4.66}$), иногда с содержанием FeO = 0.22–0.60 мас. %. Рост этого циркона, вероятно, происходил в процессе эндербитизации

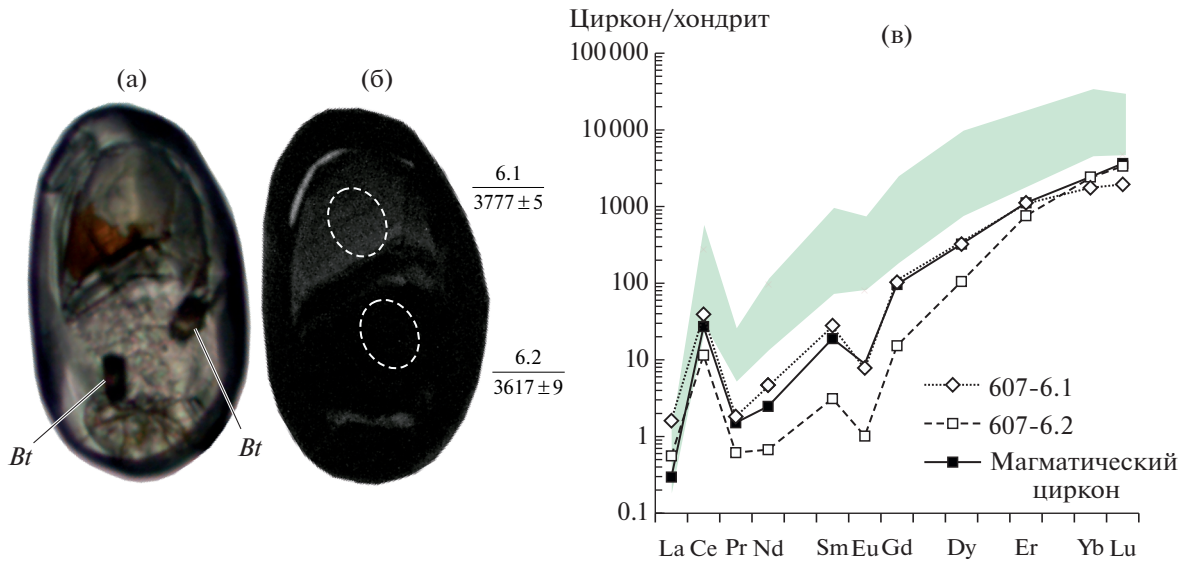


Рис. 6. Эоархейский циркон и диаграмма распределения REE.

(а) – оптическое изображение циркона (*Bt* – включения биотита), (б) – катодолуминоесцентное. Белым пунктиром показана область измерений, в числителе – номера точек анализа, в знаменателе – ^{207}Pb - ^{206}Pb возраст. (в) – график среднего состава магматического циркона по (Hoskin, 2005). Поле – состав циркона из основных пород Хараулахского 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 ± 33 млн лет, нижнее – 1674 ± 210 млн лет (СКВО = 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 $\text{Ce}/\text{Ce}^* = 2.57$ –4.03. По количественной оценке химических изменений циркона (индекс LREE-I^8 по (Bell et al., 2016), зерна с точками анализов 4.1 и 22.1 – первично магматические ($\text{LREE-I} = 38$ –51), зерна с точками анализов 12.1 и 32.1 – измененные ($\text{LREE-I} = 16$ –19). В зер-

⁸ $\text{LREE-I} = (\text{Dy}/\text{Nd}) + (\text{Dy}/\text{Sm})$.

не с анализом в точке 22.1 высокое содержание Ti указывает на возможный УНТ-метаморфизм (температура по Ti-термометру (Watson, Harrison, 2005) равна 1008°C) 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 ± 8 млн лет) и 2.1 (3243 ± 3 млн лет)), а также три зерна с дискордантным 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, $\Sigma\text{REE} = 465$ и Th/U = 0.61, $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.14$, $\text{Ce}/\text{Ce}^* = 35.20$, $(\text{Sm}/\text{La})_N = 98.12$. 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 $(\text{Yb}/\text{Gd})_N = 12.3$ 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 Y и HREE $(\text{Yb}/\text{Gd})_N = 33.8$ по сравнению с анализом в точке 8.1, возможно, связано с замещением граната

Таблица 4. Содержание редких и редкоземельных элементов (ppm) в цирконе

Элементы	Пр. 607 — двупироксеновые кристаллосланцы																		
	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
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
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
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
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
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
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
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
Yb	235	1310	425	707	277	291	381	339	205	328	161	207	559	257	673	22.6	119	106	515
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
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
P	190	1265	163	258	104	163	192	254	217	159	100	90.0	224	132	747	—	54.3	60.0	499
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
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
Y	929	4092	1790	2469	821	1048	556	899	746	1391	571	759	2408	1011	2540	43.5	287	277	2032
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
Hf	7546	10161	8142	7390	10614	8307	11193	8227	8448	7884	5959	8394	7935	7638	7459	8482	8827	8098	6737
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
U	160	2063	193	538	301	208	1339	505	139	142	147	139	335	104	227	37.4	698	475	244
Th/U	1.24	0.08	0.99	0.55	0.58	0.45	0.08	0.24	0.61	0.94	0.36	0.70	1.09	0.89	0.48	0.12	0.22	0.60	0.47
Eu/Eu*	0.19	0.08	0.11	0.16	0.05	0.14	0.15	0.56	0.14	0.10	0.49	0.07	0.12	0.11	0.12	0.45	0.30	0.31	0.21
Ce/Ce*	2.50	13.0	1.92	27.0	31.5	22.0	19.6	3.41	35.2	29.8	3.06	41.4	3.94	27.7	9.58	1.72	30.8	44.6	2.57
SREE	618	2631	1089	1618	550	660	622	708	465	791	348	464	1430	610	1506	54.6	260	246	1176
SLREE	66.4	12.5	67.0	35.9	14.7	26.7	7.54	60.1	15.0	14.9	14.4	13.1	66.9	11.9	17.9	11.8	42.6	43.9	30.0
SHREE	542	2614	1007	1568	534	628	614	642	446	768	328	448	1345	592	1479	41.4	216	200	1135
(Lu/La) _N	63.5	7717	60.4	7171	3272	1181	6013	124	4649	11254	320	5187	262	8551	2023	31.3	461	681	302
(Lu/Gd) _N	9.34	33.2	9.66	13.6	29.2	17.7	221	34.2	12.8	10.8	15.2	16.5	9.31	11.9	16.5	27.0	33.5	24.4	13.3
(Sm/La) _N	2.72	31.6	2.07	133	21.7	16.5	5.58	1.57	98.1	266	8.28	70.7	8.78	189	27.2	1.18	4.24	8.88	6.44
T(Ti), °C	761	825	744	820	737	762	790	769	745	733	737	728	826	741	698	741	731	745	1008

Таблица 4. Продолжение

Элементы	Пр. 607 – двуириксеновые кристаллосланцы														Пр. 607В – ортопироксеновые лейкоплаггиогнейсы													
	23.1	24.1	25.1	27.1	28.1	29.1	32.1	3.1	4.1	7.1	8.1	9.1	10.1	11.1	12.1	13.1	14.1	15.1	16.1									
La	4.52	0.09	0.05	2.10	0.67	5.92	12.9	0.73	0.87	0.20	0.74	0.24	0.76	2.28	0.22	0.25	1.26	1.81	2.53									
Ce	21.8	12.8	9.23	20.5	16.0	68.8	167	13.5	23.7	3.4	32.5	15.8	47.3	53.4	15.2	13.9	19.7	46.9	55.6									
Pr	0.97	0.36	0.13	1.18	0.33	2.13	7.80	0.43	0.67	0.08	0.57	0.23	0.93	2.75	0.23	0.19	1.27	1.33	1.43									
Nd	8.00	5.73	2.35	7.54	2.60	10.9	44.5	2.0	4.0	0.5	3.5	1.5	4.5	15.4	1.8	1.7	7.5	9.0	9.2									
Sm	8.91	9.90	4.41	5.09	3.51	9.96	18.3	2.50	4.78	0.51	3.96	2.09	4.23	9.74	2.71	3.28	4.81	6.35	7.46									
Eu	0.69	0.61	0.28	0.89	0.36	1.19	4.55	0.38	0.51	0.49	0.89	0.21	0.42	5.51	0.20	0.54	0.74	1.18	0.47									
Gd	38.8	49.2	24.1	21.0	21.2	58.2	59.8	16.4	31.7	8.2	27.2	20.0	23.1	41.0	20.6	19.4	22.9	24.4	40.8									
Dy	118	153	83.7	77.1	87.3	273	208	116	253	112	195	171	147	171	131	69	188	118	170									
Er	208	266	154	149	198	548	421	338	689	509	536	469	407	350	385	126	598	292	351									
Yb	297	399	242	241	356	862	736	812	1459	1417	1119	942	910	623	958	213	1551	586	638									
Lu	45.9	61.7	37.7	39.2	62.4	131	116	132	217	243	172	157	141	93	162	34	253	98	105									
Li	1.89	2.80	0.07	1.42	12.6	4.57	8.00	7.02	4.75	23.66	0.99	13.29	2.83	9.89	7.14	1.80	5.40	1.24	9.65									
P	243	195	112	124	134	957	657	580	1105	680	865	747	575	469	620	191	981	405	647									
Ca	814	1.54	1.04	45.5	45.4	48.2	73.9	34.9	22.5	78.7	67.7	8.2	22.3	663.2	4.3	7.4	23.3	47.6	88.3									
Ti	11.0	11.9	9.86	10.4	13.1	8.92	33.1	61.3	22.3	66.4	19.4	45.7	22.6	29.1	17.9	14.5	23.2	15.7	34.7									
Sr	1.93	0.63	0.53	1.01	1.70	1.44	1.84	1.10	1.41	3.02	1.86	1.12	0.72	18.12	0.76	0.48	1.60	1.15	0.88									
Y	1321	1673	960	917	1214	3436	2411	1638	3506	2174	2645	2341	1905	1881	1844	759	2743	1550	1957									
Nb	34.4	25.3	25.4	10.4	12.1	22.2	14.9	72.2	125.9	97.0	77.0	102.2	178.3	74.7	61.8	56.8	53.6	41.1	48.0									
Ba	2.56	1.30	0.96	1.53	2.01	3.04	2.93	7.71	2.35	2.24	6.65	1.78	2.00	14.49	1.61	1.36	1.91	5.59	2.58									
Hf	7717	7919	8142	7699	10754	9267	7051	10537	11165	12595	9779	14050	9989	11592	11116	9500	10915	9213	9255									
Th	118	195	87.5	119	176	235	407	76	67	81	71	341	69	465	199	74	47	237	695									
U	139	228	111	142	655	358	566	967	470	3880	247	2217	347	1313	1013	208	969	266	1628									
Th/U	0.85	0.85	0.79	0.84	0.27	0.66	0.72	0.08	0.14	0.02	0.29	0.15	0.20	0.35	0.20	0.35	0.05	0.89	0.43									
Eu/Eu*	0.11	0.08	0.08	0.26	0.13	0.15	0.42	0.18	0.13	0.73	0.26	0.10	0.13	0.84	0.08	0.20	0.21	0.29	0.08									
Ce/Ce*	2.51	16.9	27.5	3.15	8.20	4.68	4.03	5.87	7.50	6.45	12.07	16.43	13.61	5.17	16.32	15.40	3.77	7.32	7.07									
SREE	753	958	558	564	748	1971	1796	1434	2684	2294	2091	1778	1685	1367	1677	482	2648	1185	1381									
SLREE	35.3	19.0	11.8	31.4	19.6	87.8	232	16.7	29.2	4.2	37.2	17.8	53.5	73.9	17.5	16.1	29.8	59.0	68.7									
SHREE	708	928	541	527	725	1872	1541	1415	2649	2289	2049	1758	1627	1277	1656	462	2613	1118	1304									
(Lu/La) _N	97.8	6320	7005	180	903	212	87.1	1737	2404	11817	2248	6294	1787	392	7160	1291	1925	525	399									
(Lu/Gd) _N	9.57	10.1	12.7	15.1	23.8	18.1	15.8	65.2	55.3	238.3	51.1	63.4	49.2	18.3	63.4	14.1	89.2	32.7	20.8									
(Sm/La) _N	3.16	169	136	3.87	8.45	2.69	2.28	5.47	8.81	4.15	8.59	13.96	8.93	6.86	19.94	20.86	6.09	5.63	4.72									
T(Ti), °C	751	759	742	747	767	733	861	933	819	943	805	898	821	847	797	777	823	784	866									

Таблица 4. Окончание

Элементы	Пр. 607В – ортопироксеновые лейкоплагиогнейсы																			
	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	35.1	
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	509	
Yb	1249	157	256	683	341	604	154	104	756	1357	64	318	802	124	880	992	986	764	1079	
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	
P	1279	114	440	620	307	319	38	115	691	636	52	351	527	12	712	919	786	471	860	
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	966	177	262	2209	2153	89	787	1381	261	2513	3361	3546	1485	2426	
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	9428	10845	11550	5817	11775	10391	8436	10023	10231	
Th	935	97	100	174	46	26	5	56	797	298	3	165	175	124	124	936	655	53	43	
U	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	1978	
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	1960	
(Lu/La) _N	1933	408	2128	2494	1178	8847	277	513	1005	4810	182	124	2142	4581	52	1726	362	264	4277	
(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	969	771	889	896	816	826	888	984	821	797	

Примечание. Номера точек соответствуют таковым на рис. 4. T(Ti), °C – температура кристаллизации циркона, по (Watson, Harrison, 2005).

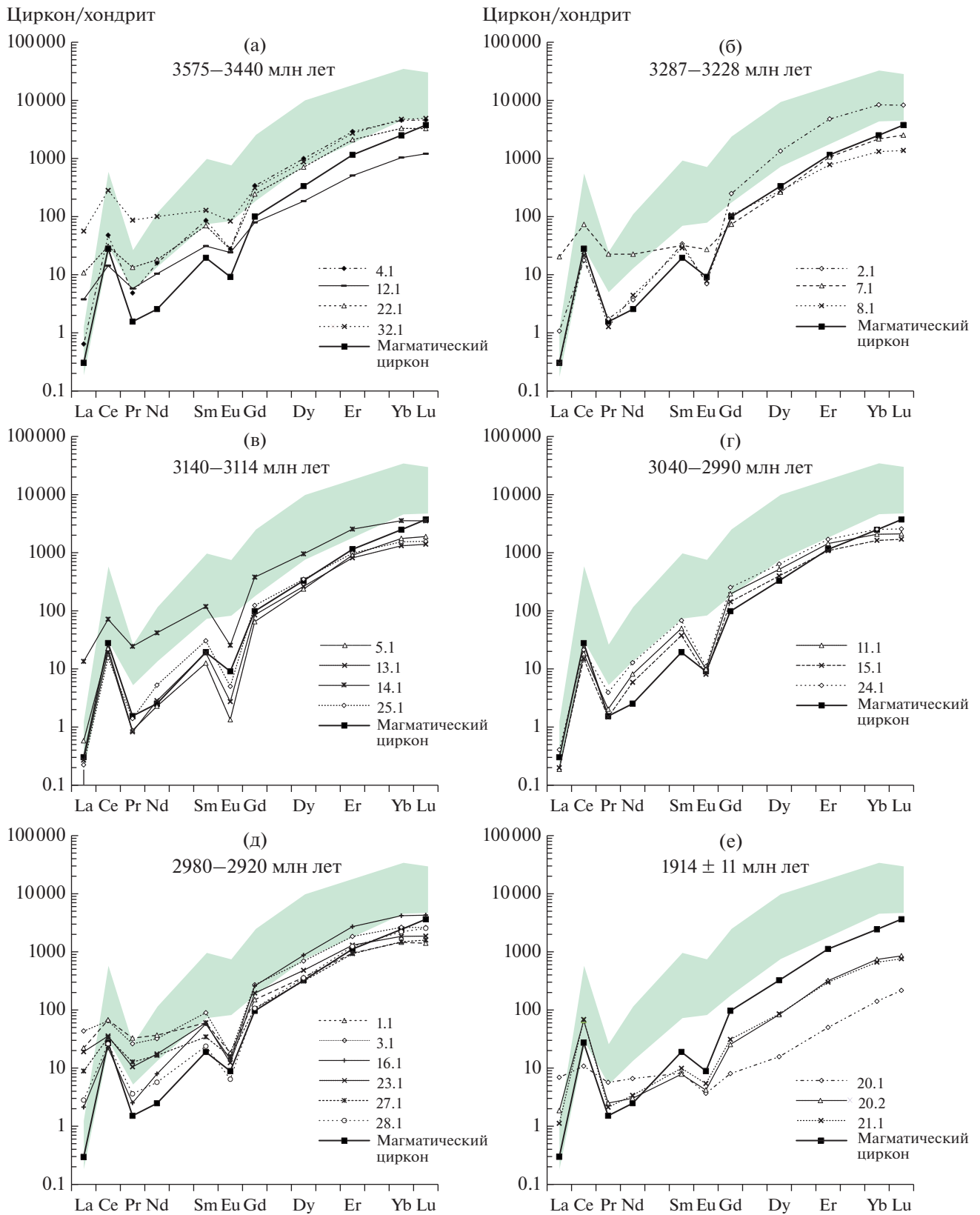


Рис. 7. Диаграммы распределения REE в цирконе из мафических кристаллофанцев (пр. 607).

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 Хараулахского массива, Норильский район (Malitch et al., 2010).

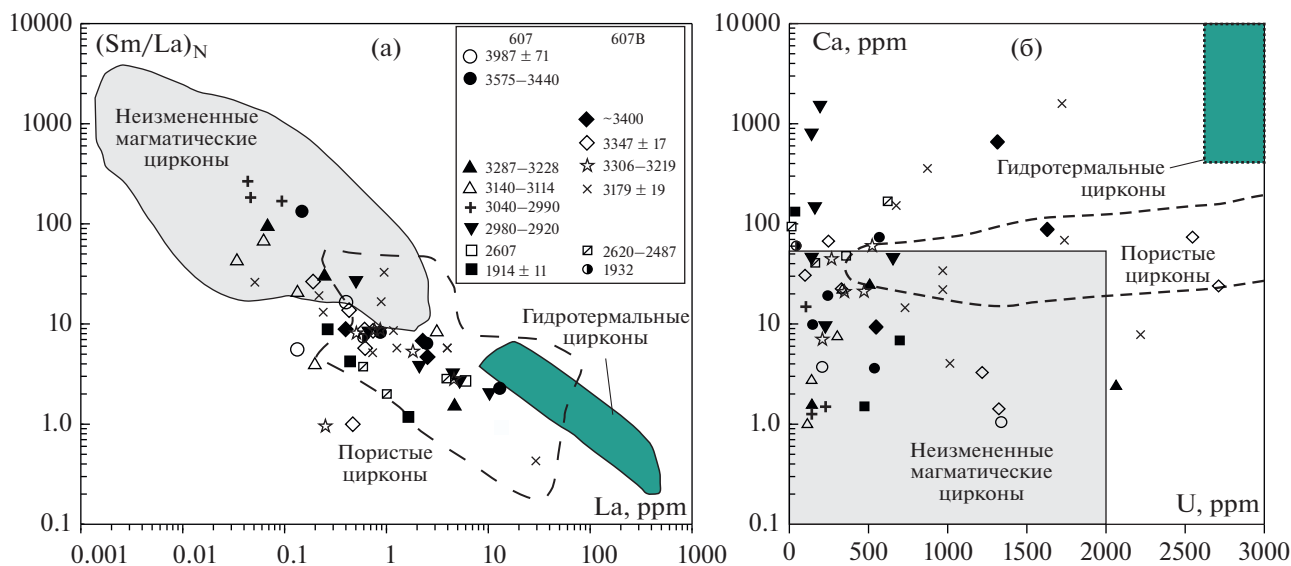


Рис. 8. Типизации циркона на диаграммах La–(Sm/La)_N и U–Ca по (Bouvier et al., 2012). В условных обозначениях указаны возрастные группы циркона в млн лет по отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ в пробах 607 и 607B.

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 неизменного магматического циркона.

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

Раннемезоархейский 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 ($\Sigma\text{REE} = 1430$ ppm), высоким Th/U отношением (Th/U = 1.09) и низким $(\text{Yb}/\text{Gd})_{\text{N}} = 9.4$, что может указывать на участие граната в парагенезисе. Включения в этом зерне представлены апатитом и амфиболом (магнезиогастингсит с содержанием (в мас. %): $\text{K}_2\text{O} = 2.15$, $\text{TiO}_2 = 1.93$, $\text{MnO} = 0.26$). 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

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

Позднемезоархейские цирконы (3039 ± 11 – 2927 ± 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 неизменного магматического циркона на диаграмме La–(Sm/La)_N (рис. 8). Величина отношения $(\text{Yb}/\text{Gd})_{\text{N}} = 9.5$ – 11.4 указывает на возможную кристаллизацию в присутствии граната. Цирконы с возрастом моложе 2980 млн лет обогащены REE, особенно LREE ($\Sigma\text{LREE} = 17.93$ – 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 ± 12 млн лет получено по 10 анализам. Геохимия циркона изучена в трех точках с минимальной дискордантностью от +1 до 0, конкордантный возраст составляет 1914 ± 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, $\Sigma\text{REE} = 55$, не выражены поло-

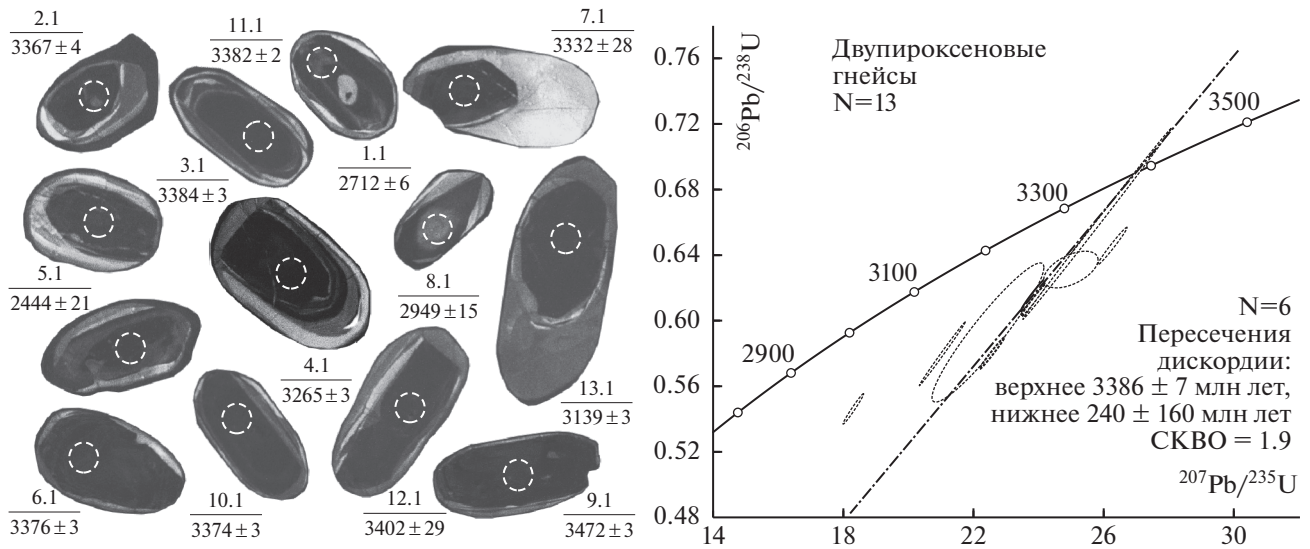


Рис. 9. CL-изображения и возраст циркона из загрязненных амфиболовыми гнейсами, пр. 607А.

жительная аномалия Се и отрицательная Eu-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, Σ 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 неизменный магматический циркон. Может быть, это следствие роста циркона в условиях декомпрессионного частичного плавления пород (температура кристаллизации циркона по Ti-термометру (Watson, Harrison, 2005) равна 731–745°C.

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 ± 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–перекристаллизации в присутствии водного флюида (Grimes et al., 2009).

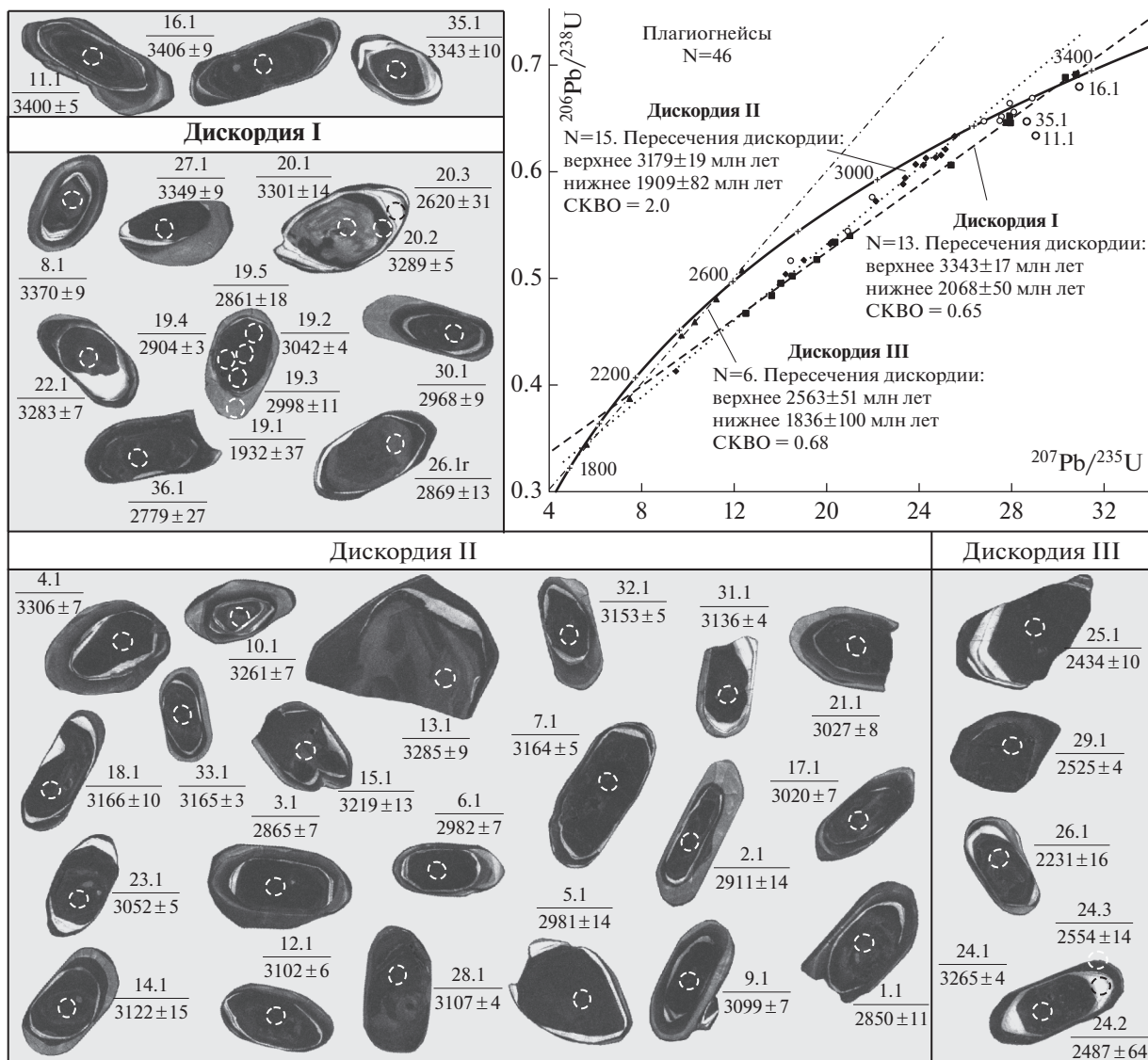


Рис. 10. CL-изображения и возраст циркона из ортопироксеновых лейкоплаггиогнейсов, пр. 607В.

Три зерна в верхней части рис. 10 имеют наиболее древние значения $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ возраста 3406–3343 млн лет ($D = 2–7\%$) и не принадлежат к полученным дискордиям. В этих зернах отмечаются значительные различия в содержаниях LREE ($\Sigma\text{LREE} = 15.3–73.9$ 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 ($^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ 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 $(\text{Yb}/\text{Gd})_N = 65.8$, высокие содержания (ppm): P = 860, Y = 2426, Hf = 10231. Сильное деплетирование LREE ($\Sigma\text{LREE} = 15.3$ ppm) и крутой наклон их спектра распре-

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

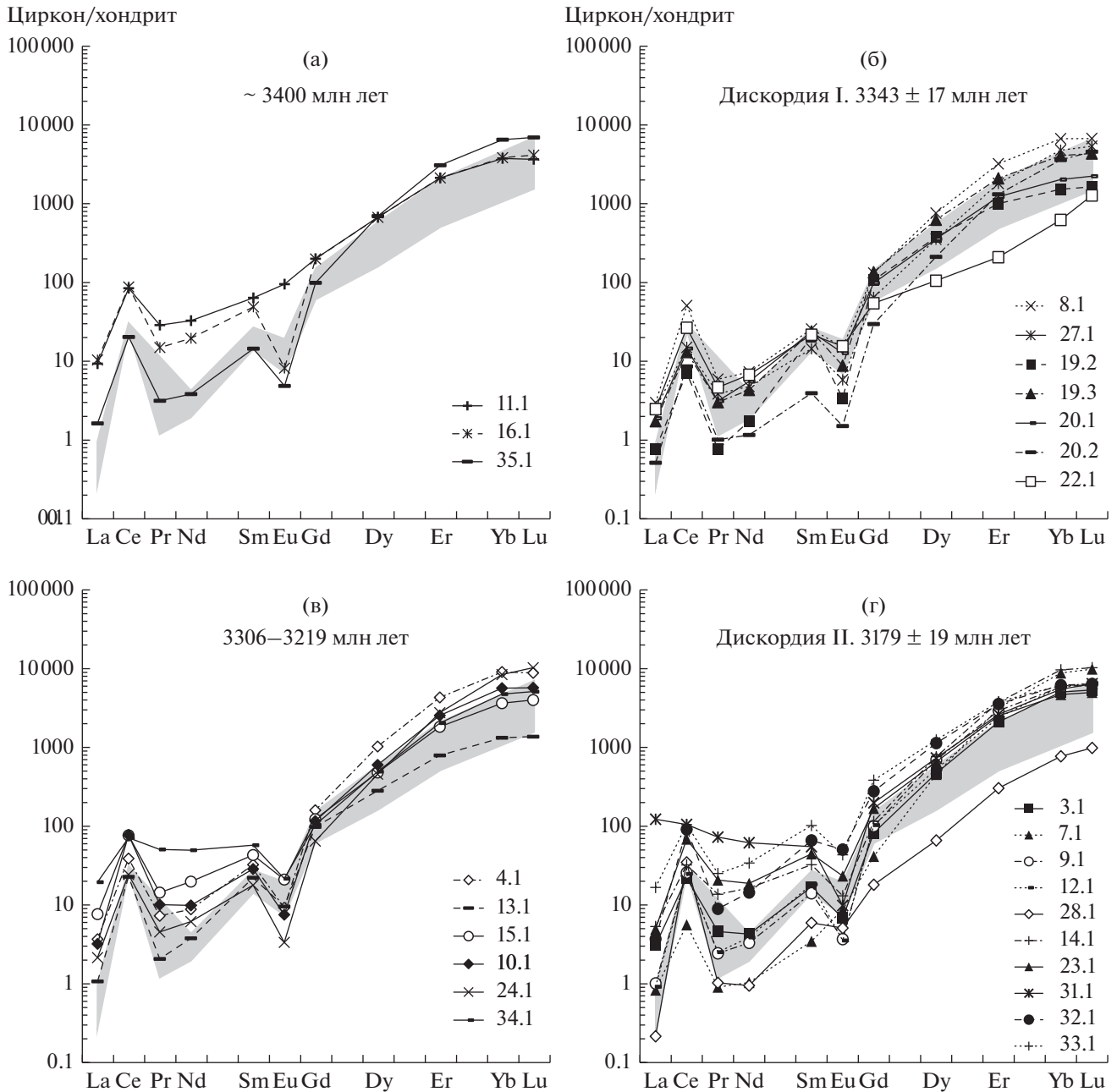


Рис. 11. Диаграммы распределения REE в цирконах из ортопироксеновых лейкоплагиогнейсов (пр. 607B). (а) — цирконы с дискордантными значениями возраста 3406–3343 млн лет; (б) — цирконы, образующие дискордию I с верхним пересечением 3343 ± 17 млн лет; (в) — цирконы с промежуточными возрастами 3306–3219 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 геотермометру (Watson, Harrison, 2005) $T_{\text{Ti}}^{\text{Zir}} = 969^\circ\text{C}$ указывает на УНТ-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. 11r), из которых больше половины имеет отношение Th/U = 0.02–0.15, свойственное метаморфическому циркону, и в пяти зернах метаморфизм относится к УНТ-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 $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} - 2620 \pm 31 - 2487 \pm 64$ 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 $(\text{Lu}/\text{Gd})_{\text{N}} = 185$, 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 $(\text{Lu}/\text{Gd})_{\text{N}} = 16$ является свидетельством гранулитовой фации метаморфизма этого возраста.

В семи зернах (3349–3099 млн лет) по Ti-геотермометру фиксируется высокая температура кристаллизации ($\sim 900^\circ\text{C}$ и более), причем в популяции циркона с возрастом 3179 ± 9 млн лет таких анализов пять, что дает основание для выделения УНТ-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. 8a). 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, $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраст которых варьирует от 3.9 до 2.4 млрд лет (табл. 5). Величины первичных отношений

$(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_i$ 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. 12a выделяется две совокупности анализов. В наиболее древних цирконах (3987 и 3575 млн лет, точки анализов 6.1 и 12.1 соответственно) отношение $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ 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 $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} - ^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ образуют тренд, вероятно, связанный с метаморфическими изменениями (включая анатексис) эоархейских магматических пород. Положительная корреляция $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ и $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ является свидетельством о изменениях циркона в закрытой системе (Chen et al., 2010). С уменьшением возраста цирконов отмечается рост величины отношения $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$, начиная с 3287 млн лет и менее, цирконы характеризуются более высоким отношением $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$, отчасти более низкими величинами отношений $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ и концентрируются в верхней части диаграммы (рис. 12a). Это результат изменений первичного циркона, поскольку вновь образующийся циркон всегда имеет более высокие значения отношения $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$, чем первичный циркон пород (Gerdes, Zeh, 2009). Увеличение $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ происходит при метаморфизме и анатексисе в результате изотопного обмена между цирконом и минералами/расплавом, поскольку порообразующие минералы и расплав имеют более высокое отношение Lu/Hf и, следовательно, более радиогенный состав Hf (Chen et al., 2010). Наиболее низкие величины отношения $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.000411$ 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 $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$, в результате чего анализы образуют область положительно коррелирующих значений в левой верхней части рис. 12a. С уменьшением возраста циркона происходит слабое уменьшение величин отношения $(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_i$, промежуточных между значениями хондритового резервуара и коры (рис. 12б). Положительная величина $\epsilon_{\text{Hf}}(\text{T}) = +3.7$ и близкие значения модельного возраста $T_{\text{Hf}}(\text{DM}) = 3.95$ млрд лет и возраста коровой экстракции $T_{\text{Hf}}^{\text{C}} = 3.93$ млрд лет отмечаются только для циркона с возрастом 3987 млн лет. Весь более поздний циркон отличается отрицательными величинами $\epsilon_{\text{Hf}}(\text{T})$ (табл. 6), указывающими на

Таблица 5. Изотопный Lu-Hf состав циркона

Номера точек анализа	T, млн лет	$^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	$\pm\sigma$	$\epsilon_{\text{Hf}}(T)$	$\pm 2\sigma$	$T_{\text{Hf}}(\text{DM})$, млрд лет	T_{Hf}^{C} , 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

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

переработку ранее существовавшей коры. При этом циркон, возраст которого 3575 и 3567 млн лет, характеризуется наиболее древним модельным возрастом $T_{\text{Hf}}(\text{DM}) = 3.99\text{--}3.93$ млрд лет и хадейским возрастом экстракции коры $T_{\text{Hf}}^{\text{C}} = 4.24\text{--}4.14$ 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-

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

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

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

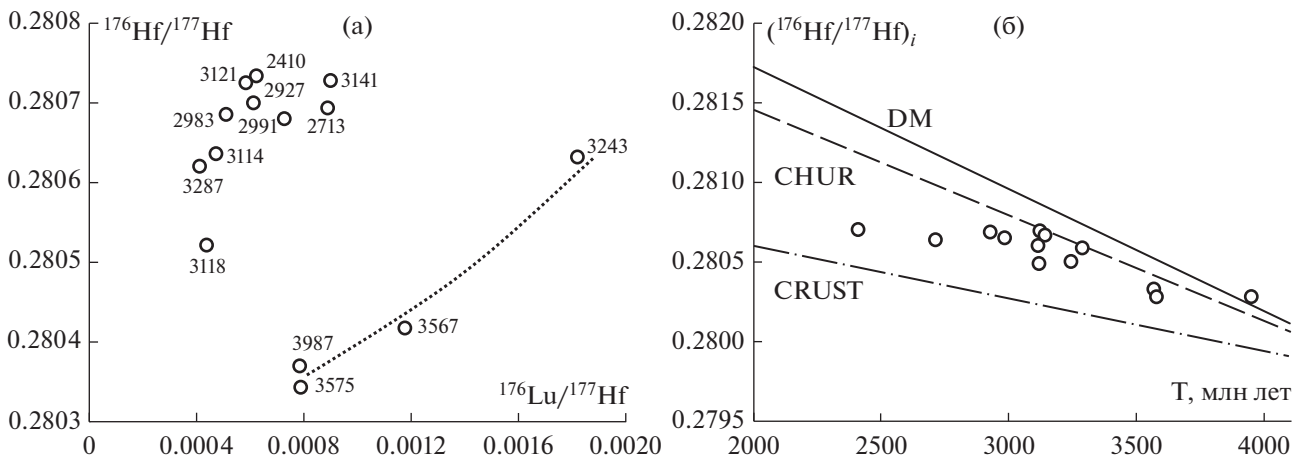


Рис. 12. Диаграммы $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ – $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ (а) и T – $(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_i$ (б) для цирконов из мафических кристаллосланцев (пр. 607). На диаграмме (а) цифрами обозначен ^{207}Pb – ^{206}Pb возраст, точечной линией – тренд метаморфических изменений эоархейского циркона. DM – деплетированная мантия, CHUR – хондритовый резервуар, CRUST – кора.

Winther, 1996). Ортопироксеновые лейкоплагиогнейсы, содержащие линзы мафических пород, отличаются от преобладающих палеоархейских TTG-серий более высокой магнезиальностью ($Mg\# = 52.1$, хотя обычно 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-Pb датированием по навеске циркона из эндербитизированного (мигматизированного) мафитового гранулита далдынской серии в правом борту р. Бол. Куонамка в районе устья р. Сербьян. 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

Nd-модельный возраст протолита $T_{Nd}(DM) = 3.67$ 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.

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 испытывавшие 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 комплексности в химическом и микроэлементном составе мафических пород и плагиогнейсов и признаки смешения их составов в приконтактных 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 $\epsilon_{Nd}(T) = 1.4$ 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 SiO_2 .

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

Палеоархейские цирконы с возрастaми 3575 и 3567 млн лет имеют лучшую сохранность, но по геохимическим особенностям они соответствуют циркону из гранитоидов и характеризуются отрицательными величинами $\epsilon_{\text{Hf}}(\text{T})$, указывающими на переработку ранее существовавшей континентальной коры. Этот циркон отличается наиболее древним модельным возрастом $T_{\text{Hf}}(\text{DM}) = 3.99$ – 3.93 млрд лет и хадейским возрастом экстракции коры $T_{\text{Hf}}^{\text{C}} = 4.24$ – 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 $T_{\text{Hf}}(\text{DM})$ 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 $T_{\text{Nd}}(\text{DM}) = 3.65$ млрд лет более древний циркон в мафических породах, вероятно,

является захваченным из вмещающих пород. Если считать мафические породы интрузиями основного состава, внедрившимися в анатектическое 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 $T_{\text{Nd}}(\text{DM}) = 3.65$ – 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 $\epsilon_{\text{Hf}}(\text{T}) = +3.7$ и близкими значениями модельного возраста $T_{\text{Hf}}(\text{DM})$ и возраста коровой экстракции $T_{\text{Hf}}^{\text{C}} - 3.95$ и 3.93 млрд лет. Палеоархейские цирконы с возрастом 3.57 млрд лет характеризуются отрицательными величинами $\epsilon_{\text{Hf}}(\text{T}) - 5.3$ и -6.8 с модельным возрастом $T_{\text{Hf}}(\text{DM}) = 3.92$ – 3.98 млрд лет и временем экстракции коры $T_{\text{Hf}}^{\text{C}} = 4.14$ – 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 ранее 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 Гостеолкарты 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_a).

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—Оленок. Объясн. записка. СПб.: Картофабрика ВСЕГЕИ, 2016. 448 с.
- Гусев Н.И., Сергеева Л.Ю., Скублов С.Г. и др. Состав и соотношения ранне- и позднеархейских 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. Возможность LA-ICP-MS методики определения $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 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.: Картофабрика 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-Ленан С.М. Континентальная кора, ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 379 с.
- Федотова А.А., Бибикина 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.
- Elhoul 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., Dhruve 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. № 1. P. 25–30.
- Hoffmann J.E., Münker C., Næraa T. 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: litho-geochemical 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.* Multi-stage modification of Paleoproterozoic 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., Hancher 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. Geophys.* 1987. V. 96. № 3–4. P. 271–290.
- Whitney D.L., Evans B.W.* Abbreviations for names of rock-forming minerals // *Amer. Mineral.* 2010. V. 95. P. 185–187.
- Williams I.S.* U-Th-Pb geochronology by ion-microprobe // *Rev. 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 $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1097$, $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T}) = 1.6$, $T_{\text{Nd}}(\text{DM}) = 3.47$ 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 ($\Sigma\text{REE} = 636$ ppm) with a high degree of fractionation $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}} = 17.73$ and a well-defined Eu minimum ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.51$), characterized by $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.099$, $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T}) = 1.4$, $T_{\text{Nd}}(\text{DM}) = 3.65$ 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 $\epsilon_{\text{Hf}}(\text{T}) = +3.7$, close values of $T_{\text{Hf}}(\text{DM}) = 3.95$ and $T_{\text{Hf}}^{\text{C}} = 3.93$ Ga, for the oldest zircon 3.99 Ga. Paleoproterozoic zircons (3.57 Ga) are characterized by negative values of $\epsilon_{\text{Hf}}(\text{T}) = -5.3$ and -6.8 and values of $T_{\text{Hf}}(\text{DM}) = 3.92$ – 3.98 Ga and $T_{\text{Hf}}^{\text{C}} = 4.14$ – 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, Paleoproterozoic, granulites, zircon, U-Pb age SHRIMP-II, Sm-Nd and Lu-Hf systematics