

УДК 552:550.4

## ВОСТОЧНАЯ ОКРАИНА НЕОАРХЕЙСКОГО ТУНГУССКОГО СУПЕРТЕРРЕЙНА: ДАННЫЕ ПО СКВАЖИНАМ В ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ СИБИРСКОГО КРАТОНА<sup>1</sup>

© 2022 г. А. В. Самсонов<sup>a, \*</sup>, К. Г. Ерофеева<sup>a, b</sup>, Ю. О. Ларионова<sup>a</sup>, А. Н. Ларионов<sup>c</sup>, Н. Б. Кузнецов<sup>b</sup>, Т. В. Романюк<sup>d</sup>, Н. В. Соловьева<sup>a</sup>, О. М. Жиличева<sup>a</sup>, А. С. Дубенский<sup>b</sup>, В. С. Шешуков<sup>b</sup>

<sup>a</sup> Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия

<sup>b</sup> Геологический институт РАН, Москва, Россия

<sup>c</sup> Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, Санкт-Петербург, Россия

<sup>d</sup> Институт физики земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия

\*e-mail: samsonovigem@mail.ru

Поступила в редакцию 13.01.2022 г.

После доработки 22.02.2022 г.

Принята к публикации 10.03.2022 г.

Проведено изучение гранитов и гнейсов, вскрытых в центральной части Сибирского кратона скважиной Кулиндинская-1. Биотитовые граниты сохранили порфиоровую структуру, по особенностям состава отвечают I-типу, имеют спектры REE, обогащенные легкими и умеренно обедненные тяжелыми лантаноидами, отрицательные Eu-, Sr- и Nb-аномалии и положительную – Zr. На неоархейский возраст гранитов ( $2525 \pm 10$  млн лет) указывает U-Pb анализ циркона, единичные ядра имеют возраст около 2.6 млрд лет, что, вероятно, предполагает коровый источник гранитных магм. Модельный возраст  $T_{Nd}(DM) = 2.77$  млрд лет гранита показывает, что кора, служившая источником исходных расплавов, была сформирована незадолго до эпизода плавления. По возрасту и всем характеристикам изученные граниты близки к гранитам Юрубченского массива, вскрытого скважинами в западной части Тунгусского супертеррейна. Биотитовые гнейсы, по-видимому, образовались за счет осадочных пород, и были сильно переработаны при внедрении гранитов. Обогащение гнейсов Sr и Ni, вероятно, унаследовано от осадочного протолита, в то время как уровни содержаний и спектры распределения REE, HFSE и LILE в гнейсе близки к таковым в гранитах. Конкордантные  $D < 1\%$  U-Pb возрасты циркона, по данным LA-ICP-MS, варьируют в широком интервале от 3284 до 2620 млн лет с двумя основными пиками 2717 и 2678 млн лет. Модельный возраст гнейса  $T_{Nd}(DM) = 2.91$  млрд лет подтверждает вклад древней коровой компоненты в осадочный протолит породы. Минимальный возраст детритового циркона 2.62 млрд лет определяет максимальный предел времени осадконакопления, минимальный предел определяется возрастом рвущих гранитов 2.53 млрд лет. Согласно полученным данным, архейские гнейсы и граниты, вскрытые скважиной Кулиндинская-1, вероятно, слагают восточную часть неоархейского Тунгусского супертеррейна. Расположенная в 20 км к северо-востоку скважина Ереминская-101 вскрыла гнейсы с модельными возрастными  $T_{Nd}(DM)$  от 2.30 до 2.37 млрд лет и представляет смежную Таймыро-Байкальскую шовную зону, в составе которой широко распространены палеопротерозойские породы. Контрастная коровая история расположенных рядом комплексов дает основание говорить о их тектоническом совмещении, что является дополнительным основанием рассматривать Таймыро-Байкальскую шовную зону как палеопротерозойский коллизионный ороген.

**Ключевые слова:** фундамент древних платформ, Сибирский кратон, Тунгусский супертеррейн, ранний докембрий, петрология, изотопная геохимия, геохронология

**DOI:** 10.31857/S0869590322050053

### ВВЕДЕНИЕ

Расшифровка строения и состава крупных раннедокембрийских кратонов, которые служат фундаментом древних платформ и по большей части

перекрыты фанерозойским осадочным чехлом, невозможна без изучения ядра глубоких скважин. Исследования даже единичных образцов ядра дают важную информацию о составе, возрасте и тектонической природе отдельных участков, расширяя наши знания о погребенной раннедокембрийской коре. Такие исследования особенно актуальны для Сибирского кратона. Его внутренние

<sup>1</sup> Дополнительная информация для этой статьи доступна doi: 10.31857/S0869590322050053 для авторизованных пользователей.

части перекрыты мощной толщей рифейских осадочных и фанерозойских вулканогенно-осадочных пород, поэтому точный возраст, состав и строение этой части до сих пор – большое “белое пятно”. Представления об этой части фундамента базируются в основном на геофизических данных. Sm-Nd изотопно-геохимические исследования пород и U-Pb изотопное датирование циркона из раннедокембрийских пород выполнено на сегодняшний день лишь для единичных скважин (рис. 1).

Для восточной части Сибирского кратона Sm-Nd изотопные исследования керн скважин (рис. 1) в сочетании с данными по смежным открытым территориям Алданского и Анабарского щитов и результатами изучения коровых ксенолитов и ксенокристов из кимберлитов (Skuzovatov et al., 2021 и ссылки в этой работе) дают достаточно обоснованную схему распределения архейских и палеопротерозойских доменов.

В западной части Сибирского кратона раннедокембрийские породы вскрыты только в узких выступах вдоль южного и юго-западного краев, а данные по керну единичных глубоких скважин оставляют широкий простор для тектонических построений при интерпретации геофизических данных. Все исследователи выделяют в западной части Сибирского кратона крупный блок коры – Тунгусский супертеррейн (рис. 1), внутреннее строение которого детализировано на некоторых тектонических схемах, основываясь на геофизических данных (Мазукабзов и др., 2006; Глебовицкий и др., 2008; Буш, 2011; Donskaya, 2020). С запада Тунгусский супертеррейн ограничен палеопротерозойским Ангарским поясом, что обосновано данными по открытым территориям на юго-западе Сибирского кратона (Розен, 2003; Ножкин и др., 2019; Donskaya, 2020 и ссылки в этих работах), результатами изучения скважин на Байкитском поднятии (Ковач и др., 2000; Бочкарев и др., 2011; Самсонов и др., 2021) и данными по детритовому циркону в позднедокембрийских осадочных породах (Priyatkina et al., 2020 и ссылки в этой работе). В качестве восточного ограничения Тунгусского супертеррейна большинство исследователей предполагают палеопротерозойскую Таймыро-Байкальскую шовную (коллизийную) зону, которая полностью перекрыта осадочными породами чехла и выделена на основании геофизических данных. На разных тектонических схемах строение и расположение границ Таймыро-Байкальской шовной зоны существенно различаются (Розен, 2003; Мазукабзов и др., 2006; Глебовицкий и др., 2008; Исаков и др., 2008; Буш, 2011; Donskaya, 2020).

Одной из ключевых скважин в центральной части Сибирского кратона является скв. Ереминская-101 (рис. 1), которая вскрыла биотитовые гранитогнейсы с Sm-Nd модельными возрастными

$T_{Nd}(DM)$  от 2.30 до 2.37 млрд лет (Ковач и др., 2000). Это указывает на присутствие здесь ювенильной палеопротерозойской коры, ограничивая восточную область распространения неоархейских комплексов Тунгусского супертеррейна. Мы предприняли попытку уточнить положение восточной границы Тунгусского супертеррейна, выбрав для исследований керновый материал скв. Кулиндинская-1, которая вскрыла кристаллический фундамент в 20 км к юго-западу от скв. Ереминская-101 (рис. 1).

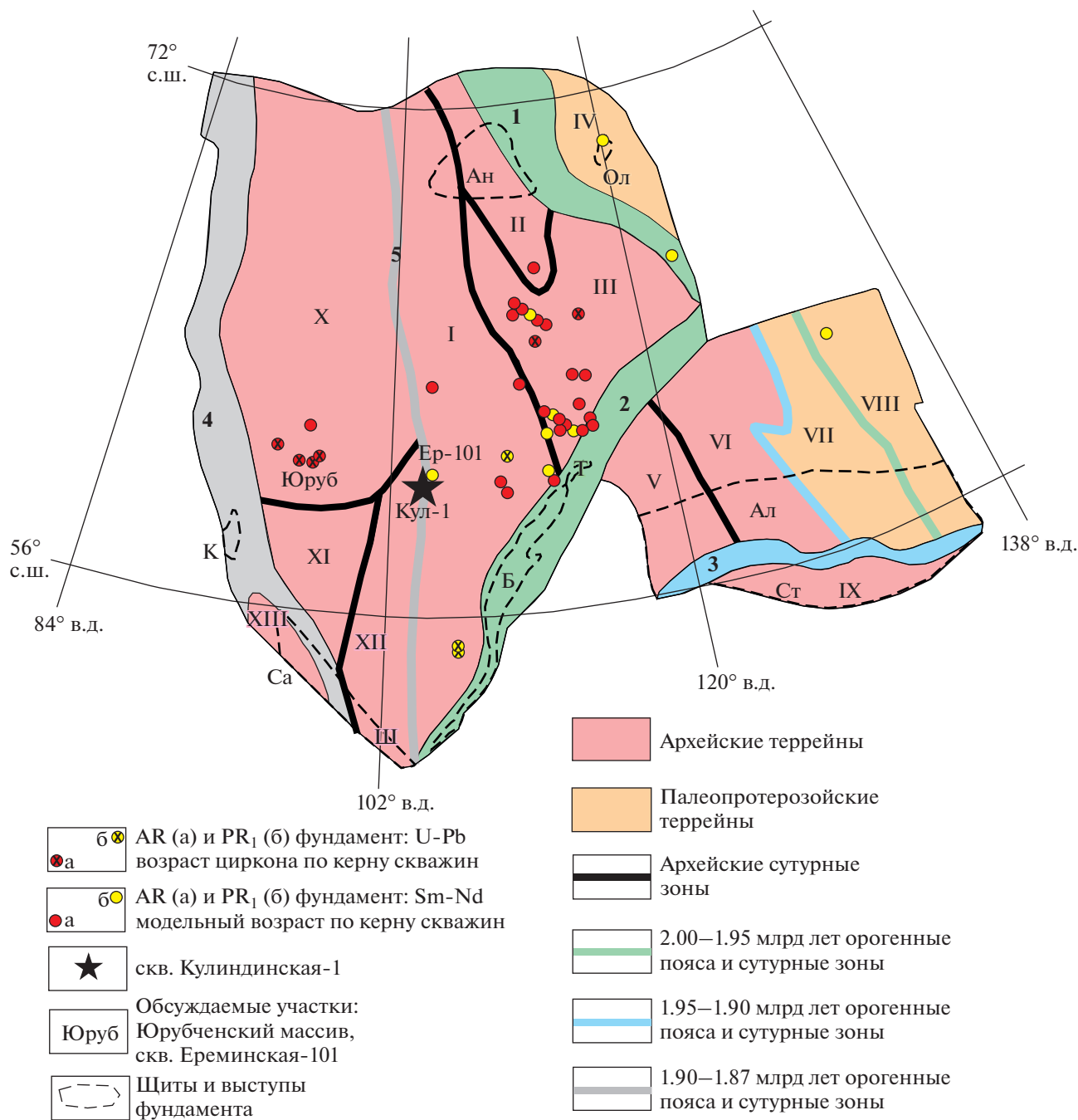
## МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Подготовка образцов к аналитическим исследованиям и выделение монофракций циркона методами магнитной и плотностной сепарации проводились в лаборатории Анализа минерального вещества Института геологии рудных месторождений (ИГЕМ РАН, г. Москва).

Содержания петрогенных элементов в породах определялись методом РФА на спектрометре последовательного действия PW-2400 в ИГЕМ РАН. Подготовка препаратов для анализа выполнялась путем сплавления 0.3 г порошка пробы с 3 г тетрабората лития в индукционной печи с последующим отливом гомогенного стеклообразного диска. Потери при прокаливании определялись гравиметрическим методом. Точность анализа составляла 1–5 отн. % для элементов с концентрациями выше 0.5 мас. % и до 12 отн. % для элементов с концентрацией ниже 0.5 мас. %. Концентрации редких и редкоземельных элементов определялись методом ICP-MS в лаборатории ядерно-физических и масс-спектральных методов анализа в Институте проблем технологии микроэлектроники и особо чистых материалов (ИПТМ РАН, Черноголовка) по методике (Карандашев и др., 2007).

Sm-Nd изотопные исследования выполнялись в лаборатории изотопной геохимии и геохронологии ИГЕМ РАН. Химическая подготовка вещества для масс-спектрометрических измерений проводилась по методике, описанной в (Ларионова и др., 2007). Измерения изотопных отношений определялись на масс-спектрометре Sector 54 (Micromass, UK) в мультиколлекторном динамическом режиме с использованием трехленточного источника ионов. Итоговая погрешность определения  $^{143}Nd/^{144}Nd$  не превышает  $\pm 0.0022\%$  с учетом воспроизводимости результатов по внутрилабораторному стандарту Nd-ИГЕМ  $0.512400 \pm 11$  ( $2\sigma_{ед}$ ,  $N = 24$ ), что соответствует значению 0.511852 в стандарте изотопного состава неодима LaJolla. Погрешность определения  $^{147}Sm/^{144}Nd$  оценивалась в  $\pm 0.3\%$  ( $2\sigma_{ед}$ ) по результатам измерения стандарта BCR-1.

U-Pb изотопный анализ циркона из биотитового гранита (обр. P48-K1-1a) на ионном микро-



**Рис. 1.** Главные тектонические структуры раннедокембрийского Сибирского кратона (Donskaya, 2020), с незначительными изменениями.

Участки оценки возраста пород Сибирского кратона под осадочным чехлом по результатам изучения керна скважин: Sm-Nd модельные возрасты (Ковач и др., 2000); U-Pb изотопный возраст циркона, SHRIMP (Бочкарев и др., 2011, 2013; Попов и др., 2015).

**Раннедокембрийские блоки:** Анабарский супертеррейн, включая: I – Маганский, II – Далдынский, III – Мархинский террейны; IV – Биректинский супертеррейн; Алданский супертеррейн, включая: V – Олекминский, VI – Центрально-Алданский, VII – Восточно-Алданский, VIII – Батомгский террейны; IX – Становой супертеррейн; Тунгусский супертеррейн, включая: X – Тунгусский, XI – Тасеевский, XII – Ангаро-Ленский террейны; XIII – Бирюсинский террейн. **Палеопротерозойские складчатые пояса:** 1 – Хапчанский, 2 – Аkitканский, 3 – Пристановой, 4 – Ангарский, 5 – Байкал-Таймырский. Выходы раннедокембрийских пород Сибирского кратона на поверхность: Алданский (Ал) и Анабарский (Ан) щиты; Байкальский (Б), Канский (К), Оленекский (Ол), Саянский (Са), Становой (Ст), Тонодский (Т) и Шарыжалгайский (Ш) выступы.

зонде SHRIMP-II проводился в ЦИИ ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург) по стандартной методике (Williams, 1998; Larionov et al., 2004). Цирконы, помещенные совместно со стандартными цирконами 91500 (Wiedenbeck, 1995) и Temora (Black et al., 2003) в эпоксидную матрицу, шлифовались примерно до половины толщины и покрывались ~100 Å слоем 99.999%-го золота. Внутренняя структура цирконов изучалась средствами оптической и электронной (CL, BSE) микроскопии. Для анализа выбирались области без видимых трещин и включений в идиоморфных индивидах (см. в Suppl. 1, ESM\_1.pdf<sup>2</sup>). Полученные результаты обрабатывались с помощью программ SQUID v1.12 и ISOPLOT/Ex (Ludwig, 2005, 2008), используя константы распада, предложенные в (Steiger, Jäger, 1977). Поправка на нерадиоогенный свинец вводилась с использованием измеренного  $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  по модели (Stacey, Kramers, 1975).

Катодолюминесцентные (CL) изображения циркона из биотитового гнейса (обр. P48-K1-2) были получены в Центре коллективного пользования "ИГЕМ-Аналитика" (г. Москва) с использованием рентгеноспектрального микроанализатора Cameca MS-46, оборудованного CCD цифровой камерой высокого разрешения Videoscan 285. Параметры съемки: сила тока 20 нА, время накопления спектра 200 с. Вне зависимости от цвета свечения при полихромном варианте катодолюминесценции светлые области отражают низкие концентрации U, темные – его повышенные содержания, радиационные нарушения структуры или наличие CL-подавляющих примесей.

U-Pb изотопное датирование циркона из биотитового гнейса (обр. P48-K1-2) методом LA-ICP-MS проводилось в Лаборатории химико-аналитических исследований Геологического института (ГИН РАН, г. Москва) с использованием системы наносекундной лазерной абляции NWR-213 (Electro Scientific Ind.), совмещенной с магнито-секторным ICP масс-спектрометром высокого разрешения Element2 (Thermo Scientific Inc.). Операционные параметры настроек оборудования для U-Pb изотопного датирования приведены в работе (Nikishin et al., 2020). Калибровка производилась по внешнему стандарту с использованием циркона GJ-1 (Jackson et al., 2004; Horstwood et al.,

2016). Для оценки качества анализа в процессе измерения неизвестных цирконов образца P48-K1-2 измерялись контрольные стандарты цирконов 91500 (Wiedenbeck et al., 1995) и Plešovice (Sláma et al., 2008), для которых возраст, рассчитанный по изотопному отношению  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  ( $\pm 2\sigma$ ), составил  $1068 \pm 6$  ( $n = 10$ ) и  $337 \pm 6$  млн лет ( $n = 10$ ) соответственно, что согласуется с данными CA-ID-TIMS ( $1063.5 \pm 0.4$  млн лет и  $337.2 \pm 0.1$  млн лет соответственно, Horstwood et al., 2016). Обработка данных проводилась в программе Glitter 4.4 (Van Achterbergh et al., 2001; Griffin et al., 2008). Поправки на нерадиоогенный свинец вводились на основе процедуры, описанной в (Andersen, 2002; Andersen, 2008), с применением программы ComPbCorr. Для графической иллюстрации полученных результатов использовалась программа Isoplot (Ludwig, 2008). При построении гистограмм и кривых плотности вероятности распределения возрастов принимались во внимание возрастные оценки, для которых модуль коэффициента дискордантности не превышал пороговое значение 2% ( $|D| = [100\% \times (\text{возраст } ^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}) / (\text{возраст } ^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}) - 1]$ ). Концентрации U и Th рассчитаны на основании измеренных сигналов U и Th контрольного стандарта 91500 (Wiedenbeck et al., 2004).

## РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

### *Петрография и петрогеохимия*

Скважина Кулиндинская-1 вскрыла кристаллический фундамент в интервале глубин 2550–2565 м. Нижняя часть этого интервала сложена однородными темно-серыми гранитами, в верхней части разреза скважины представлены биотитовые гнейсы с многочисленными пегматитовыми жилками и порфиобластами калиевого полевого шпата (рис. 2). Мы провели изучение трех наименее выветрелых образцов керна, включая два образца биотитовых гранитов (обр. P48-K1-1a и обр. P48-K1-1б) с интервала глубины 2565.0–2564.5 м и обр. P48-K1-2 биотитового гнейса с глубины 2558.8 м (рис. 2).

Биотитовые граниты – темные мелкозернистые породы (рис. 2) с порфировой структурой за счет присутствия кристаллов плагиоклаза и калиевого полевого шпата размером до 3 мм на фоне мелкозернистой биотит-кварц-полевошпатовой основной массы (рис. 3а, 3б).

По химическому составу два изученных образца близки. Это высокоглиноземистые граниты нормальной щелочности K–Na ряда (табл. 1) с обогащенными спектрами легких РЗЭ, умеренно фракционированными спектрами тяжелых РЗЭ, отрицательными аномалиями Eu, Sr и Nb и положительными Zr (рис. 4).

Биотитовые гнейсы пронизаны пегматитовыми кварц-микроклиновыми жилками, которые

<sup>2</sup> В Дополнительных материалах к русской и английской онлайн-версиям статьи на сайтах <https://elibrary.ru/> и <http://link.springer.com/> соответственно приведены: ESM\_1.pdf (Suppl. 1) – CL-изображения циркона из биотитовых гранитов скв. Кулиндинская-1 (обр. P48-K1-1a); ESM\_2.ex1 (Suppl. 2) – Результаты U-Pb SIMS анализа циркона из биотитовых гранитов скв. Кулиндинская-1 (обр. P48-K1-1a); ESM\_3.pdf (Suppl. 3) – CL-изображения циркона из биотитовых гнейсов скв. Кулиндинская-1 (обр. P48-K1-2); ESM\_4.ex1 (Suppl. 4) – Результаты U-Pb LA-ICP-MS анализа циркона из биотитовых гнейсов скв. Кулиндинская-1 (обр. P48-K1-2).



Рис. 2. Фотографии изученных пород из скв. Кулиндинская-1: биотитовые граниты (обр. P48-K1-16) и биотитовые гнейсы (обр. P48-K1-2).

придают породам неоднородную пятнистую и полосчатую текстуру (рис. 2). Гнейсы состоят из мелкозернистого агрегата биотита, хлорита, мусковита, кварца, полевых шпатов, карбоната и рудных минералов (рис. 3в, 3г). Полевые шпаты сильно пелитизированы и серицитизированы, хлорит развивается по биотиту. Среди особенностей химического состава гнейсов следует отметить невысокое содержание  $\text{SiO}_2$ , резкое обогащение  $\text{K}_2\text{O}$  при низких содержаниях  $\text{Na}_2\text{O}$  и  $\text{Sr}$ , заметное обогащение элементами группы железа, включая  $\text{Cr}$  и  $\text{Ni}$  (табл. 1). Уровни содержаний и спектры распределения REE, HFSE и LILE в гнейсе близки к таковым в гранитах (рис. 4).

#### U-Pb геохронология циркона

**Гранит (SIMS анализ).** Циркон из биотитового гранита (обр. P48-K1-1a) представлен преимущественно в размерной фракции от  $-0.15$  до  $+0.05$  мм. Он образует серые непрозрачные, реже полупрозрачные короткопризматические кристаллы с коэффициентом удлинения ( $K_{\text{удл}}$ ) около 2, иногда встречаются длиннопризматические кристаллы с  $K_{\text{удл}} \geq 3$ . Большинство кристаллов имеют неоднородную внутреннюю CL-структуру со светлыми внутренними и темными внешними частями. До 70–90% объема зерен метамиктизировано (см. Suppl. 1, ESM\_1.pdf и Suppl. 2, ESM\_2.exl), только в центральных частях кристаллов сохраняются реликтовые участки с осцилляторной зональностью (рис. 5a).

U-Pb изотопные данные по центральным частям зерен циркона с сохраненной внутренней структурой представляют умеренно дискордантные результаты, аппроксимация которых дискорданцией определяет возраст  $2525 \pm 10$  млн лет (табл. 2, рис. 5a). Для одного ядра был получен более древний субконкордантный ( $D = -1\%$ ) возраст –  $2614 \pm 11$  млн лет (рис. 5a).

**Биотитовый гнейс (LA-ICP-MS анализ).** В биотитовом гнейсе (обр. P48-K1-2) циркон крупный, значительная его часть, около 50%, содержится в размерной фракции от 0.25 до 0.1 мм. Циркон представлен серыми непрозрачными кристаллами коротко- и длиннопризматической формы с  $K_{\text{удл}} = 2-3.5$ , зерна эллипсоидной формы без кристаллографических очертаний относительно редки, что предполагает близкий источник детрита. Ребра и вершины кристаллов сглажены в разной степени. Во многих кристаллах выделяются внутренние более прозрачные и яркие в CL-изображении ядра, окруженные непрозрачными и более темными широкими оболочками. Около 40% изученных зерен не имеют внутренних структурных неоднородностей, что, возможно, связано с их метамиктизацией (Suppl. 3, ESM\_3.pdf и Suppl. 4, ESM\_4.exl). В остальных зернах внутренняя структура сохраняется в центральных зонах неправильных очертаний, которые характеризуются однородным CL-свечением и достигают широкими CL-темными (высокоурановыми) каймами, либо сохраняют реликты осцилляторной зональности, которая подчеркивается метамиктными зонками. В некоторых зернах присутствуют округлые ядра с однородным, реже смазанным осцилляторным внутренним строением.

U-Pb анализ зерен различной морфологии в разных их частях (сохраненные центральные части и каймы, ядра и оболочки) выявил высокую дискордантность ( $D = 4.5-90\%$ ) – из 101 результатов лишь 13 конкордантны ( $D < 1\%$ , табл. 3, рис. 5б). Эти результаты получены из внутренних сохраненных частей зерен и демонстрируют широкий набор возрастов от 3284 до 2620 с двумя основными пиками 2717 и 2678 млн лет (рис. 5в).

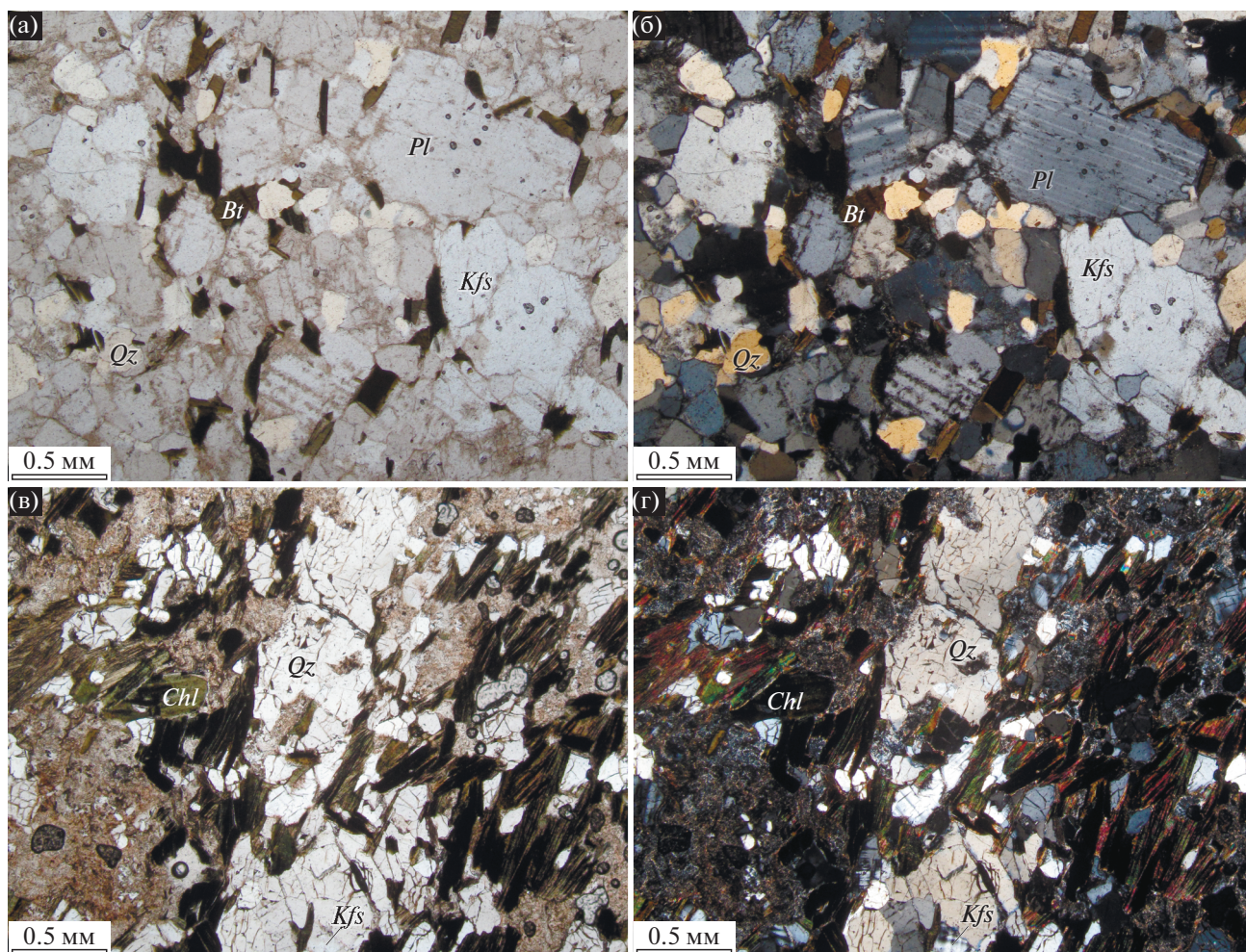


Рис. 3. Микрофотографии пород: (а, б) – биотитовые граниты (обр. P48-K1-1а); (в, г) – биотитовые гнейсы (обр. P48-K1-2). Фотографии в проходящем свете при одном (а, в) и в скрещенных (б, г) николях.

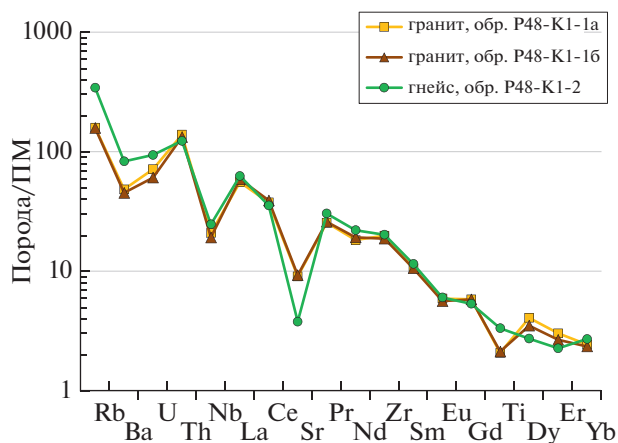


Рис. 4. Содержания редких элементов в биотитовых гранитах и гнейсах скв. Кулиндинская-1, нормированные к примитивной мантии (ПМ) (Wedepohl, Hartmann, 1994).

#### Sm-Nd изотопная геохимия

Результаты Sm-Nd изотопных анализов образцов гранита и биотитового гнейса приведены в табл. 4. Гранит имеет модельный возраст  $T_{Nd}(DM) = 2.77$  млрд лет и положительную величину  $\epsilon_{Nd}(T) = 1.0$ . Для гнейса получен более древний модельный возраст ( $T_{Nd}(DM) = 2.91$  млрд лет) и менее радиогенный изотопный состав неодима, пересчитанный на возраст 2.6 млрд лет ( $\epsilon_{Nd}(T) = -0.2$ ).

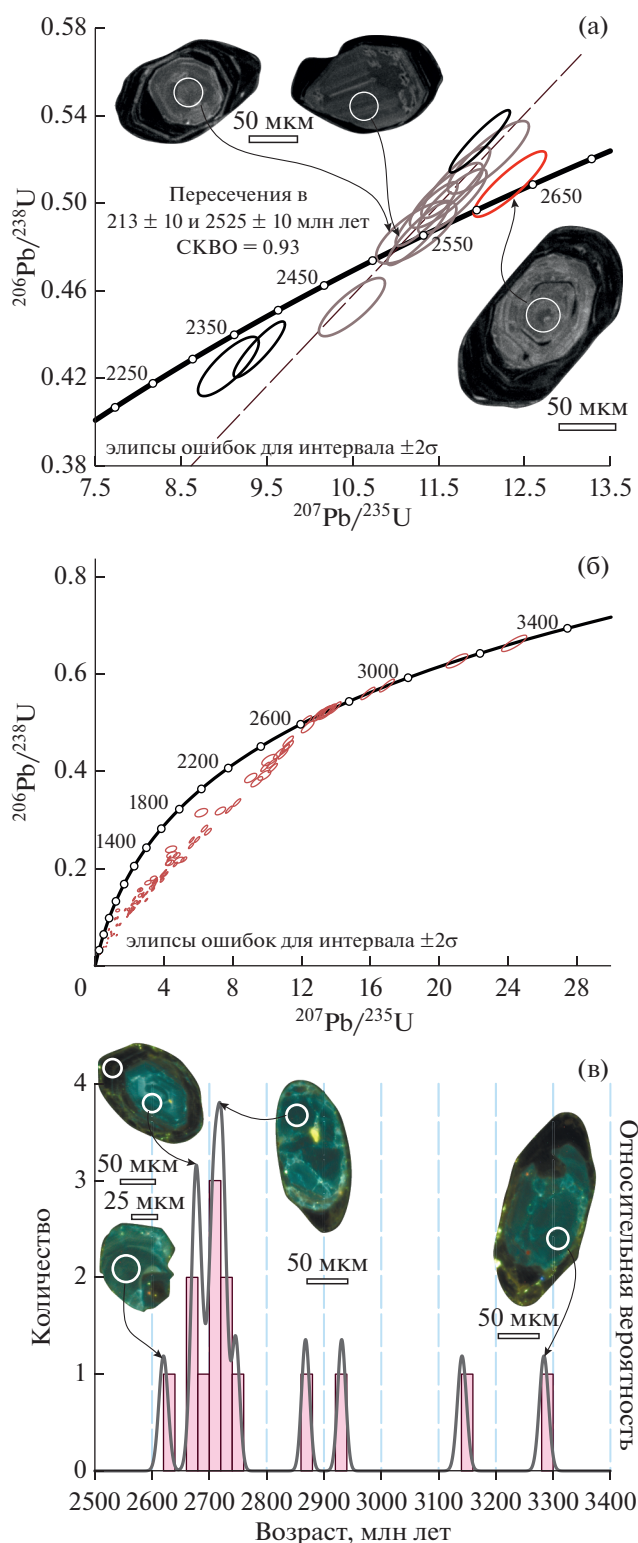
#### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Проведенные исследования позволяют рассмотреть вопросы происхождения изученных пород и их тектонической позиции в структуре фундамента центральной части Сибирской платформы.

Таблица 1. Химический состав биотитовых гранитов и гнейсов из скв. Кулиндинская-1

Компоненты	P48-K1-1a	P48-K1-16	P48-K1-2	Компоненты	P48-K1-1a	P48-K1-16	P48-K1-2
	<i>Bt</i> гранит	<i>Bt</i> гранит	<i>Bt</i> гнейс		<i>Bt</i> гранит	<i>Bt</i> гранит	<i>Bt</i> гнейс
SiO <sub>2</sub>	69.44	70.26	66.68	Nb	12.9	11.8	15.2
TiO <sub>2</sub>	0.38	0.39	0.60	Mo	3.67	2.51	2.31
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.02	15.13	13.49	Ag	0.0349	0.0611	0.0302
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> **	3.80	3.54	7.36	Sb	<ПО	0.103	0.0925
MnO	0.05	0.05	0.05	Cs	2.11	1.92	6.45
MgO	1.42	1.30	3.17	Ba	292	273	502
CaO	2.40	2.39	0.28	La	34.1	36.1	38.5
Na <sub>2</sub> O	3.90	3.85	0.32	Ce	60.1	62.6	56.7
K <sub>2</sub> O	3.48	3.00	8.01	Pr	6.15	6.27	7.35
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.11	0.10	0.03	Nd	21.7	22.8	26.2
П.п.п.	1.16	1.05	3.55	Sm	4.07	4.09	4.44
Сумма	99.72	99.74	99.70	Eu	0.858	0.818	0.877
K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O	0.89	0.78	24.8	Gd	2.98	2.97	2.74
Mg#	0.43	0.42	0.46	Tb	0.417	0.430	0.329
A/CNK	1.03	1.09	1.39	Dy	2.60	2.23	1.74
				Ho	0.485	0.426	0.338
				Er	1.26	1.11	0.943
				Tm	0.169	0.143	0.149
Li	34.9	30.9	30.1	Yb	1.01	0.972	1.12
Be	2.46	2.29	2.07	Lu	0.137	0.125	0.177
Sc	3.51	6.15	7.40	Hf	4.38	4.20	5.09
Ti	2251	2308	3616	Ta	0.833	0.799	1.31
V	38.7	35.3	74.3	W	0.307	0.0498	6.63
Cr	36.2	31.8	134	Tl	0.549	0.530	1.06
Co	7.38	8.25	14.3	Pb	11.7	11.7	10.2
Ni	16.4	19.6	51.8	Bi	0.0156	<ПО	0.0323
Cu	11.8	4.51	25.8	Th	11.3	10.8	10.0
Zn	62.6	67.0	80.5	U	1.45	1.23	1.90
Ga	18.3	20.5	18.3				
As	<ПО	1.22	<ПО	(La/Sm) <sub>N</sub>	5.23	5.53	5.41
Rb	85.0	84.4	183	(Gd/Yb) <sub>N</sub>	2.39	2.48	1.97
Sr	165	168	68.9	(La/Yb) <sub>N</sub>	23.0	25.3	23.2
Y	13.5	11.3	9.40	Eu/Eu*	0.76	0.72	0.77
Zr	193	182	196	Nb/Nb*	0.24	0.22	0.28

Примечание. Содержания оксидов петрогенных элементов пересчитаны на сухой остаток и приведены в мас. %; содержания редких элементов – в г/т. Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>\*\* – суммарное содержание оксидов железа. *Bt* – биотитовый. <ПО – концентрации ниже предела обнаружения.



**Рис. 5.** Результаты изотопного датирования цирконов из пород скв. Кулиндинская-1: (а) — биотитовых гранитов (обр. P48-K1-1а), (б, в) — биотитовых гнейсов (обр. P48-K1-2). На рисунки вынесены CL-изображения зерен циркона.

### Происхождение гранитов Кулиндинского массива

Граниты, вскрытые скв. Кулиндинская-1, имеют массивные текстуры, не претерпели существенных деформаций, сохранили первичную порфировую структуру и образовались, вероятно, на посттектоническом этапе формирования данной части фундамента Сибирского кратона. Отсутствие магматической осцилляторной зональности наблюдается, главным образом, во внешних, обогащенных ураном частях кристаллов — CL-картина, типичная для гранитоидов и связанная с метамиктизацией. С этим же процессом, по-видимому, связана и обратная дискордантность отдельных результатов анализа.

Мелкозернистые порфировые структуры свидетельствуют о малоуглубинной кристаллизации гранитов, которые, вероятно, представляют апикальную часть более крупного Кулиндинского массива. Фракционированные спектры тяжелых РЗЭ в сочетании со значительными отрицательными Eu- и Sr-аномалиями являются аргументами в пользу образования гранитного расплава в равновесии с гранат- и плагиоклазсодержащим респитом, что предполагает образование этого расплава при давлениях от 5 до 10 кбар (Gao et al., 2016). Присутствие в цирконе захваченных ядер с возрастом 2.61 млрд лет указывает на вклад корового источника в петрогенезис гранитной магмы. При этом высокорadioгенный изотопный состав неодима в граните свидетельствует о короткой предыстории этого корового источника, отделившегося от мантийного резервуара не ранее 2.77 млрд лет назад.

Вопрос о составе источника гранитного расплава не имеет простого решения. По всем петрогеохимическим особенностям граниты Кулиндинского массива занимают пограничное положение между S- или I- типами, хотя умеренная глиноземистость пород ( $A/CNK \geq 1$ , табл. 1) и низкие содержания в них  $\text{P}_2\text{O}_5$  и нормативного корунда ( $< 1$  мас. %), скорее, характерны для гранитов I-типа (Chappell, 1999). Оценка температуры ликвидуса гранитов в программе Rhyolite-Melts (Gualda et al., 2012) при давлении 5 кбар с буфером QFM при содержании 3–5 мас. %  $\text{H}_2\text{O}$  составляет 900–930°C, что позволяет отнести граниты Кулиндинского массива к высокотемпературным гранитам I-типа (Chappell et al., 1998). Более низкие температуры при расчете по насыщению цирконием ( $T = 835\text{--}845^\circ\text{C}$ : Watson, Harrison, 1983);  $T = 803\text{--}804^\circ\text{C}$ : Boehnke et al., 2013)) показывают, что гранитный расплав изначально был недосыщен цирконием, а найденный в граните древний циркон, вероятно, представляет нерастворенный ксенокристал, захваченный расплавом в верхней части. Принадлежность гранитов Кулиндинского массива к гранитам I-типа подтверждается также данными о их высокорadioгенном изотопном составе неодима.



**Таблица 2.** Результаты U-Pb анализов (SHRIMP-II) циркона из биотитовых гранитов скв. Кулиндинская-1 (обр. P48-K1-1a)

Точка анализа	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ , %	U, г/г	Th, г/г	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}^*$ , г/г	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраст, млн лет	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ возраст, млн лет	D, %	$^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$	± %	$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$	± %	$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$	± %	err corr
8.1	0.03	166	52	0.32	60.5	2285 ± 24	2394 ± 16	5	0.1543	0.94	9.05	1.6	0.4254	1.3	0.81
1.1	0.19	624	222	0.37	233	2320 ± 23	2429 ± 9.8	5	0.1575	0.58	9.41	1.3	0.4332	1.2	0.90
7.1	0.00	564	224	0.41	256	2734 ± 26	2503 ± 7.3	-8	0.1645	0.43	11.98	1.2	0.5282	1.1	0.94
4.1	0.04	392	129	0.34	167	2592 ± 25	2522 ± 9.7	-3	0.1664	0.58	11.36	1.3	0.4950	1.2	0.90
11.1	0.05	256	73	0.30	112	2654 ± 27	2524 ± 12	-5	0.1666	0.70	11.70	1.4	0.5094	1.3	0.87
9.1	0.05	196	64	0.34	84.8	2629 ± 27	2527 ± 13	-4	0.1670	0.78	11.59	1.5	0.5035	1.2	0.85
3.1	0.18	245	76	0.32	103	2556 ± 26	2533 ± 19	-1	0.1675	1.1	11.24	1.7	0.4867	1.2	0.74
6.1	0.06	429	157	0.38	179	2553 ± 25	2539 ± 9.5	-1	0.1681	0.57	11.26	1.3	0.4860	1.2	0.90
2.1	0.13	386	131	0.35	150	2406 ± 24	2539 ± 14	6	0.1681	0.85	10.49	1.5	0.4525	1.2	0.82
10.1	0.07	187	50	0.27	83.8	2703 ± 29	2540 ± 14	-6	0.1682	0.81	12.08	1.6	0.5209	1.3	0.85
10.1re	0.09	248	65	0.27	107	2617 ± 26	2546 ± 12	-3	0.1688	0.73	11.66	1.4	0.5008	1.2	0.86
5.1	0.10	316	239	0.78	138	2651 ± 27	2614 ± 11	-1	0.1758	0.65	12.33	1.4	0.5087	1.2	0.89

Примечание. Ошибки возраста для доверительного интервала 1σ; Pb<sub>c</sub> и Pb\* – нерадиоогенный и радиоогенный свинец соответственно. Ошибка калибровки стандарта (1σ) – 0.47%. D – дискордантность.

Это могло быть обеспечено за счет плавления предшествующих ювенильных гранитоидов с возрастом около 2.7 млрд лет, информацию о которых дает детритовый циркон в изученных метасадочных породах.

#### *Происхождение и возраст протолитов биотитовых гнейсов*

Биотитовые гнейсы сильно переработаны при внедрении Кулиндинских гранитов и утратили большинство особенностей их дометаморфического протолита. Никаких первичных текстурных и структурных характеристик не сохранилось. За исключением повышенных концентраций элементов группы железа, все геохимические особенности гнейсов, по-видимому, преобразованы гранитами.

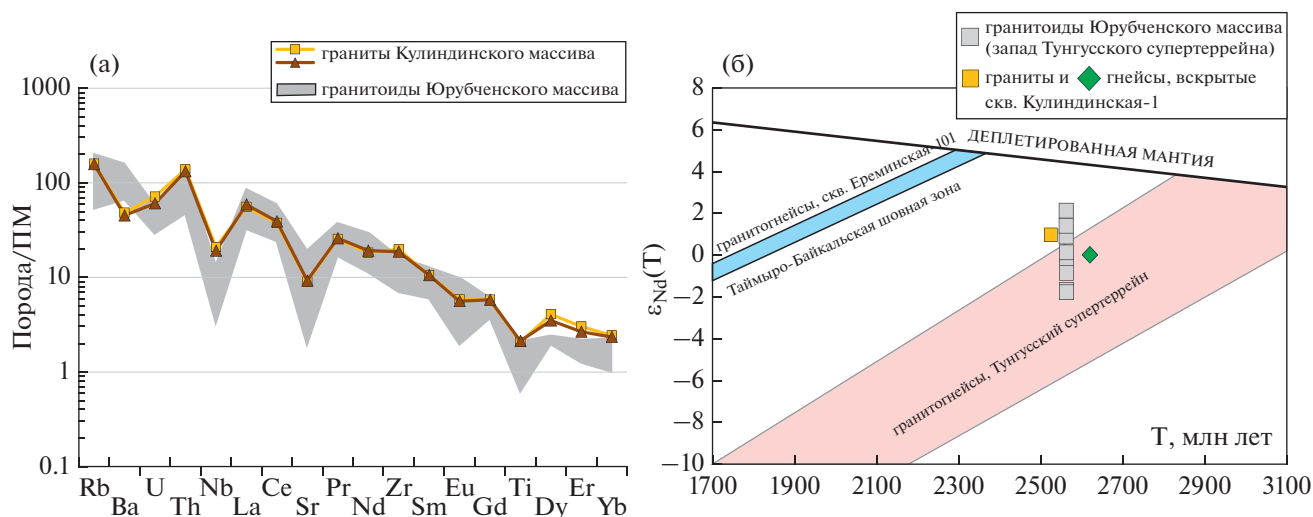
В то же время циркон сохранил свидетельства образования биотитовых гнейсов за счет обломочных осадочных пород. Большинство зерен циркона в биотитовых гнейсах значительно дискордантны

за счет потери радиоогенного свинца. Немногочисленные зерна, где выявляется магматическая осцилляционная зональность, дают набор дискретных конкордантных возрастов от 2.62 до 3.28 млрд лет, большинство значений попадает в узкий интервал от 2.68 до 2.72 млрд лет. Эти данные указывают на преобладание неоархейских источников при формировании протолитов биотитовых гнейсов при подчиненной роли мезо- и палеоархейских комплексов. Полученный минимальный возраст детритового циркона 2.62 млрд лет определяет максимальный предел времени осадконакопления. Минимальный предел 2.53 млрд лет определяется возрастом рвущих гранитов. Полученные данные позволяют предположить, что протолиты изученных осадочных пород образовались на коллизионной стадии и представляют собой межгорную моласу. В пользу этого свидетельствуют два факта. Во-первых, осадконакопление происходило незадолго до распада коллизионного орогена, с которым, вероятно, связаны изученные постколлизионные граниты Кулиндинского массива. Во-вторых, крупные размеры и слабая абразия

Таблица 3. Результаты U-Pb анализов (LA-ICP-MS) цирконов из биотитовых гнейсов скв. Кулиндинская-1 (обр. P48-K1-2)

Точка анализа	г/г Th*	г/г U*	Th/U	Возраст, млн лет						D, %	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\pm 1\sigma$ , abs	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\pm 1\sigma$ , abs	E <sub>п</sub> corr		
				$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\pm 1\sigma$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\pm 1\sigma$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\pm 1\sigma$								
25	329	694	0.47	2709	11	2706	14	2702	24	-0.3	0.1862	0.0012	13.365	0.193	0.5208	0.0057	0.76
30	249	379	0.66	3284	8	3283	12	3281	27	-0.13	0.2663	0.0014	24.362	0.299	0.6636	0.0069	0.85
31	306	218	1.40	2707	8	2706	10	2704	21	-0.15	0.1860	0.0009	13.366	0.145	0.5212	0.0049	0.87
55	165	166	0.99	2620	8	2622	11	2624	21	0.18	0.1765	0.0009	12.224	0.145	0.5024	0.0050	0.84
63	136	140	0.96	2746	7	2746	10	2745	21	-0.03	0.1904	0.0009	13.939	0.147	0.5309	0.0051	0.90
64	147	255	0.58	3141	8	3140	12	3139	24	-0.07	0.2432	0.0013	21.037	0.257	0.6274	0.0060	0.78
77.1	86	151	0.57	2868	7	2868	10	2868	22	-0.01	0.2053	0.0010	15.859	0.168	0.5604	0.0052	0.88
86.1	218	229	0.95	2723	7	2722	10	2722	21	-0.08	0.1878	0.0009	13.598	0.146	0.5253	0.0049	0.87
89.1	93	88	1.05	2684	8	2682	11	2680	21	-0.21	0.1834	0.0009	13.036	0.145	0.5155	0.0050	0.87
90.1	116	121	0.96	2711	9	2711	12	2712	21	0.05	0.1864	0.0011	13.441	0.167	0.5231	0.0050	0.76
90.2	100	186	0.54	2724	8	2724	11	2725	22	0.05	0.1879	0.0010	13.628	0.160	0.5261	0.0052	0.83
99	227	214	1.06	2675	7	2677	10	2680	21	0.23	0.1824	0.0008	12.960	0.133	0.5155	0.0049	0.90
104	113	213	0.53	2931	7	2933	10	2936	22	0.17	0.2134	0.0010	16.964	0.178	0.5768	0.0055	0.90

Примечание. \* Концентрации Th и U рассчитаны, исходя из содержаний Th и U в цирконе 91500 (Wiedenbeck et al., 2004). В таблице приведены только результаты субконкордантных определений, которые использовались для построения гистограммы распределения с кривой плотности вероятности U/Pb значений возраста циркона из биотитовых гнейсов (рис. 5в). Полная таблица результатов приведена в Suppl. 4, ESM\_4.exl.



**Рис. 6.** (а) Сравнение распределения редких элементов в *Vt*-гранитах скв. Кулиндинская-1 и в постколлизийных гранитоидах Юрубченского массива, по данным (Самсонов и др., 2021), нормировано к примитивной мантии (ПМ) (Wedepohl, Hartmann, 1994). (б) Диаграмма возраст- $\epsilon_{Nd}(T)$  для гранитов и гнейсов, вскрытых в скв. Кулиндинская-1, в сравнении с данными для гранитоидов Юрубченского массива (Ковач и др., 2000; Самсонов и др., 2021). Деплетированная мантия (Goldstein, Jacobsen, 1988). Поля эволюции изотопного состава Nd в гнейсах Тунгусского супертеррейна и Таймыро-Байкальской шовной зоны рассчитаны с использованием данных из (Ковач и др., 2000).

детритового циркона, и его преимущественная принадлежность к ограниченному кластеру 2.6–2.7 млрд лет указывают на проксимальный источник детритового материала, что также характерно для активных тектонических обстановок (например, Sawood et al., 2012).

*Породы скв. Кулиндинская-1 – восточный край неоархейского Тунгусского супертеррейна*

По тектонической позиции, возрасту, Sm-Nd изотопным и геохимическим характеристикам граниты Кулиндинского массива близки к постколлизийным гранитоидам Юрубченского массива (рис. 6), который располагается в западной части Тунгусского супертеррейна.

Такое сходство гранитоидов этих двух массивов свидетельствует о их принадлежности к единому корообразующему этапу, что дает основа-

ние продлить Тунгусский супертеррейн на восток до скв. Кулиндинская-1. В то же время расположенная в 20 км к северо-востоку скв. Ереминская-101 вскрыла гранито-гнейсы с модельными возрастaми  $T_{Nd}(DM)$  от 2.30 до 2.37 млрд лет (Ковач и др., 2000). Эти ювенильные палеопротерозойские породы контрастно отличаются по коровой истории от пород Тунгусского супертеррейна (рис. 6б) и могут представлять край палеопротерозойской Таймыро-Байкальской шовной зоны, которая выделяется многими исследователями в центральной части Сибирского кратона и разделяет Тунгусский и Маганский супертеррейны. Такое близкое расположение пород с контрастной коровой истoрией дает основание говорить о их тектоническом совмещении, что служит дополнительным свидетельством коллизийной природы Таймыро-Байкальской шовной зоны.

**Таблица 4.** Результаты изотопно-геохимических Sm-Nd исследований пород скв. Кулиндинская-1

Номер образца	Порода	Sm, мкг/г	Nd, мкг/г	$^{147}Sm/^{144}Nd$	$^{143}Nd/^{144}Nd$	$\pm 2\sigma$	T, млн лет	$\epsilon_{Nd}(T)$	$T_{Nd}(DM)$ , млн лет
P48-K1-1a	<i>Vt</i> гранит	3.74	22.1	0.10222	0.511114	0.000005	2525	1.0	2769
P48-K1-2	<i>Vt</i> гнейс	4.40	26.2	0.10153	0.510994	0.000005	2600	-0.2	2914

Примечание.  $\epsilon_{Nd}(T)$  – рассчитано по отношению к хондритовому резервуару CHUR с параметрами  $^{147}Sm/^{144}Nd = 0.1967$ ,  $^{143}Nd/^{144}Nd = 0.512638$ .  $T_{Nd}(DM)$  – рассчитано по модели (Goldstein, Jacobsen, 1988).

## ВЫВОДЫ

Реконструированы первичная природа и возраст пород, вскрытых скв. Кулиндинская-1 в центральной части Сибирского кратона и проведена корреляция с комплексами Тунгусского супертеррейна и Таймыро-Байкальской шовной зоны.

Биотитовые граниты не деформированы, сохранили первичные порфиоровые структуры и представляют, вероятно, малоглубинную апикальную часть гранитного Кулиндинского массива. Внедрение этих гранитов, по результатам U-Pb датирования циркона, происходило около 2.53 млрд лет назад. Материнский гранитный расплав образовался за счет источника с короткой коровой предысторией при участии кислого материала с возрастом около 2.6 млрд лет. По всем характеристикам, включая тектоническую позицию, возраст, геохимические и изотопно-геохимические особенности, граниты Кулиндинского массива являются аналогами постколлизийных гранитоидов Юрубченского массива, который изучен в западной части Тунгусского террейна.

Биотитовые гнейсы не сохранили первичных текстурных характеристик, но по комплексу признаков могут рассматриваться как метаморфизованные обломочные осадочные породы, претерпевшие интенсивную переработку при внедрении гранитоидов. По результатам U-Pb изотопного датирования циркона, накопление осадочных протолитов гнейсов происходило в интервале 2.62–2.53 млрд лет назад при эрозии неархейских комплексов с небольшим вкладом мезо- и палеоархейских источников.

Вскрытый скв. Кулиндинская-1 неархейский гранито-гнейсовый комплекс, принадлежащий к Тунгусскому супертеррейну, граничит с ювенильными палеопротерозойскими гнейсами ( $T_{Nd}(DM)$  от 2.30 до 2.37 млрд лет), которые были изучены ранее по керну скв. Ереминская-101 (Ковач и др., 2000) и, вероятно, принадлежат к соседней Таймыро-Байкальской шовной зоне. Контрастная коровая история двух расположенных рядом комплексов дает основание говорить о их тектоническом совмещении.

*Благодарности.* Авторы признательны руководству компании ООО “РН-Эксплорейшен” за предоставление керна для проведения исследований. Мы благодарны рецензентам Т.В. Донской и Н.И. Гусеву, конструктивные замечания и рекомендации которых во многом расширили и улучшили рукопись статьи.

*Источники финансирования.* Исследования проводились за счет средств гранта РФФИ № 20-05-00686.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бочкарев В.С., Брехунцов А.М., Лукомская К.Г. и др.* Первые данные об абсолютном возрасте фундамента Сибирской платформы, полученные на основе U-Pb датирования цирконов на SHRIMP-II (поздний архей) // Горные ведомости. 2011. № 12. С. 6–22.
- Бочкарев В.С., Брехунцов А.М., Сергеев С.А. и др.* Первые U-Pb-датировки по цирконам докембрийских гранито-гнейсов из фундамента Западно-Сибирской геосинеклизы // Горные ведомости. 2013. № 4. С. 14–31.
- Буш В.А.* Строение кристаллического фундамента южной части Сибирского кратона (Камовский и Непский своды) // Разведка и охрана недр. 2011. № 7. С. 36–44.
- Глебовицкий В.А., Хильтова В.Я., Козаков И.К.* Тектоническое строение Сибирского кратона: интерпретация геолого-геофизических, геохронологических и изотопно-геохимических данных // Геотектоника. 2008. № 1. С. 12–26.
- Исаков В.М., Старосельцев К.В., Хуторянский В.К.* Геологические карты погребенного фундамента Сибирской платформы в районе сеймопрофиля “Батолит” на глубинах 6 и 14 км (бассейны рек Бол. Ерема, Южная и Северная Чуня) // Литосфера. 2008. № 2. С. 116–123.
- Карандашев В.К., Туранов А.Н., Орлова Т.А. и др.* Использование метода масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой в элементном анализе объектов окружающей среды // Заводская лаборатория. Диагностика материалов. 2007. № 73. С. 12–22.
- Ковач В.П., Котов А.Б., Смелов А.П. и др.* Этапы формирования континентальной коры погребенного фундамента восточной части Сибирской платформы: Sm-Nd изотопные данные // Петрология. 2000. Т. 8. № 4. С. 394–408.
- Ларионова Ю.О., Самсонов А.В., Шатагин К.Н.* Источники архейских санукитоидов Карельского кратона: Nd и Sr изотопно-геохимические данные // Петрология. 2007. Т. 15. № 6. С. 590–612.
- Мазукабзов А.М., Гладкочуб Д.П., Донская Т.В.* Тектоническое районирование и структура южной части Сибирского кратона // Эволюция южной части Сибирского кратона в докембрии. Под ред. Е.В. Склярова. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2006. С. 8–76.
- Ножкин А.Д., Туркина О.М., Лиханов И.И., Савко К.А.* Палеопротерозойские метавулканогенно-осадочные толщи Енисейского метаморфического комплекса на юго-западе Сибирского кратона (Ангаро-Канский блок): Расчленение, состав, U-Pb возраст цирконов // Геология и геофизика. 2019. Т. 60. № 10. С. 1384–1406.
- Попов Н.В., Сафонова И.Ю., Постников А.А. и др.* Палеопротерозойские гранитоиды из фундамента центральной части Сибирской платформы (скважина Могдинская-6): U-Pb возраст и состав // Докл. АН. 2015. Т. 461. С. 558–562.
- Розен О.М.* Сибирский кратон: тектоническое районирование, этапы эволюции // Геотектоника. 2003. № 3. С. 3–21.
- Самсонов А.В., Постников А.В., Спиридонов В.А. и др.* Неархейские гранитоиды на западе Тунгусского су-

- пертеррейна, фундамент Сибирской платформы: геохронология, петрология, тектоническое значение // Петрология. 2021. Т. 29. № 5. С. 451–477.
- Andersen T.* Correction of common lead in U-Pb analyses that do not report  $^{204}\text{Pb}$  // Chem. Geol. 2002. V. 192. P. 59–79.
- Andersen T.* Appendix A3: COMPBCORR – Software for common lead correction of U-Th-Pb analyses that do not report  $^{204}\text{Pb}$  // Mineralogical Association of Canada. 2008. V. 40. P. 312–314.
- 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.
- Boehnke P., Watson E.B., Trail D. et al.* Zircon saturation revisited // Chem. Geol. 2013. V. 351. P. 324–334.
- Cawood P.A., Hawkesworth C.J., Dhuime B.* Detrital zircon record and tectonic setting // Geology. 2012. V. 40. № 10. P. 875–878.
- Chappell B.W.* Aluminium saturation in I- and S-type granites and the characterization of fractionated haplogranites // Lithos. 1999. V. 46. P. 535–551.
- Chappell B.W., Bryant C.J., Wyborn D. et al.* High- and low temperature I-type granites // Res. Geol. 1998. V. 48. P. 225–235.
- Donskaya T.V.* Assembly of the Siberian Craton: Constraints from paleoproterozoic Granitoids // Precambrian Res. 2020. V. 348. 105869.
- Gao P., Zheng Y.-F., Zhao Z.-F.* Experimental melts from crustal rocks: A lithochemical constraint on granite petrogenesis // Lithos. 2016. V. 266–267. P. 133–157.
- Goldstein S.J., Jacobsen S.B.* Nd and Sr isotopic systematics of river water suspended material: Implications for crustal evolution // Earth Planet. Sci. Lett. 1988. V. 87. P. 249–265.
- Griffin W.L., Powell W.J., Pearson N.J., O'Reilly S.Y.* GLITTER: Data reduction software for laser ablation ICP-MS // Ed. P.J. Sylvester. Laser ablation ICP-MS in the Earth sciences: Current practices and outstanding issues. Mineralogical Association of Canada, Short Course Series 40. 2008. P. 308–311.
- Gualda G.A.R., Ghiorso M.S., Lemons R.V., Carley T.L.* Rhyolite-MELTS: A modified calibration of MELTS optimized for silica-rich, fluid-bearing magmatic systems // J. Petrol. 2012. V. 53. P. 875–890.
- Horstwood M.S.A., Kosler J., Gehrels G. et al.* Community-derived standards for LA-ICP-MS U-(Th-)Pb geochronology – uncertainty propagation, age interpretation and data reporting // Geostand. Geoanal. Res. 2016. V. 40. № 3. P. 311–332.
- Jackson S.E., Pearson N.J., Griffin W.L., Belousova E.A.* The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U-Pb zircon geochronology // Chem. Geol. 2004. V. 211. P. 47–69.
- Larionov A.N., Andreichev V.A., Gee D.G.* The Vendian alkaline igneous suite of northern Timan: ion microprobe U-Pb zircon ages of gabbros and syenite // Eds. D.G. Gee, V.L. Pease. The Neoproterozoic Timanide Orogen of Eastern Baltica. Geol. Soc. London Memoirs. 2004. P. 69–74.
- Ludwig K.R.* SQUID 1.12 A User's Manual. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkley: Berkeley Geochronology Center Spec. Publ., 2005. 22 p.
- Ludwig K.R.* User's manual for Isoplot 3.70. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkley: Berkeley Geochronology Center Spec. Publ., 2008. 75 p.
- Nikishin A.M., Romanyuk T.V., Moskovskii D.V. et al.* Upper triassic sequences of the Crimean Mountains: First results of U-Pb dating of detrital zircons // Moscow University Geol. Bull. 2020. V. 75. № 3. P. 220–236.
- Priyatkina N., Ernst R.E., Khudoley A.K.* A preliminary re-assessment of the Siberian cratonic basement with new U-Pb-Hf detrital zircon data // Precambrian Res. 2020. V. 340. 105645.
- Skuzovatov S.Yu., Shatsky V.S., Wang Q. et al.* Multiple tectonomagmatic reactivation of the unexposed basement in the northern Siberian craton: From Paleoproterozoic orogeny to Phanerozoic kimberlite magmatism // Int. Geol. Rev. 2021.
- Sláma J., Košler J., Condon D.J. et al.* Plešovice zircon – a new natural reference material for U-Pb and Hf isotopic microanalysis // Chem. Geol. 2008. V. 249. P. 1–35.
- Stacey J.S., Kramers I.D.* Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // Earth Planet. Sci. Lett. 1975. V. 26. № 2. P. 207–221.
- Steiger R.H., Jäger E.* Subcommittee on geochronology: Convention of the use of decay constants in geo- and cosmochronology // Earth Planet. Sci. Lett. 1977. V. 36. P. 359–362.
- Van Achterbergh E., Ryan C.G., Jackson S.E., Griffin W.L.* Data reduction software for LA-ICP-MS // Ed. P.J. Sylvester. Laser ablation-ICP-mass spectrometry in the Earth Sciences: Principles and applications: Ottawa, Ontario, Mineralogical Association of Canada, Short Course Series, 2001. V. 29. P. 239–243.
- Watson E.B., Harrison T.M.* Zircon saturation revisited: Temperature and composition effects in a variety of crustal magma types // Earth Planet. Sci. Lett. 1983. V. 64. P. 295–304.
- Wedepohl K.H., Hartmann G.* The composition of the primitive upper earth's mantle // Eds. H.O.A. Meyer, O.H. Leonardos. Kimberlites, related rocks and mantle xenoliths. Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais. Rio de Janeiro. 1994. № 1. P. 486–495.
- Wiedenbeck M.P.A., Corfu F., Griffin W.L. et al.* Three natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace element and REE analyses // Geostand. Geoanal. Res. 1995. V. 19. P. 1–23.
- Wiedenbeck M.P.A., Hanchar J.M., Peck W.H. et al.* Further characterisation of the 91500 zircon crystal // Geostand. Geoanal. Res. 2004. V. 28. P. 9–39.
- Williams I.S.* U-Th-Pb Geochronology by ion microprobe // Applications in microanalytical techniques to understanding mineralizing processes. Rev. Econom. Geol. 1998. V. 7. P. 1–35.

## Eastern Margin of the Neoproterozoic Tunguska Superterrane: Data from Boreholes in the Central Part of the Siberian Platform

A. V. Samsonov<sup>1</sup>, K. G. Erofeeva<sup>1, 2</sup>, Yu. O. Larionova<sup>1</sup>, A. N. Larionov<sup>3</sup>, N. B. Kuznetsov<sup>2</sup>,  
T. V. Romanyuk<sup>4</sup>, N. V. Solovyova<sup>1</sup>, O. M. Zhilicheva<sup>1</sup>, A. S. Dubenskiy<sup>2</sup>, and V. S. Sheshukov<sup>2</sup>

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

<sup>2</sup> *Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

<sup>3</sup> *Isotope Research Center, Karpinsky Russian Geological Research Institute, St. Petersburg, Russia*

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

The study of granites and gneisses drilled in the central part of the Siberian Craton by the Kulindinskaya-1 drillhole has been carried out. Biotite granites have retained a porphyritic structure, correspond to the I-type according to the compositional features, have enriched in light REE and moderately depleted in heavy lanthanides, and have Eu, Sr and Nb negative and Zr positive anomalies. The U-Pb analysis of zircon indicates a Neoproterozoic ( $2525 \pm 10$  Ma) age of the granites; single cores are about 2.6 Ga in age and probably suggest a crustal source of granitic magmas. The model age  $T_{Nd}(DM) = 2.77$  Ga of granite shows that the crust that served as the source of the initial melts was formed shortly before the melting episode. In terms of age and all characteristics, the studied granites are close to those of the Yurubchensky massif, which was drilled in the western part of the Tunguska superterrane. Biotite gneisses, apparently, were formed at the expense of sedimentary rocks, and were heavily reworked during the intrusion of granites. The enrichment of gneisses in Cr and Ni is probably inherited from the sedimentary protolith, while the levels and distribution spectra of REE, HFSE, and LILE in the gneiss are similar to those in granites. Concordant  $D < 1\%$  U-Pb zircon ages according to LA-ICP-MS data vary in a wide range from 3284 to 2620 Ma with two main peaks at 2717 and 2678 Ma. The model age of the gneiss  $T_{Nd}(DM) = 2.91$  Ga confirms the contribution of the ancient crustal component to the sedimentary protolith of the rock. The minimum age of detrital zircon, 2.62 Ga, determines the maximum age limit for sedimentation; the minimum age limit is determined by the age of granites intrusion, 2.53 Ga. According to the obtained data, the Archean gneisses and granites drilled by the Kulindinskaya-1 drillhole probably compose the eastern part of the Neoproterozoic Tunguska superterrane. The Eremskaya-101 drillhole, located 20 km to the northeast, drilled gneisses with model ages  $T_{Nd}(DM)$  from 2.30 to 2.37 Ga and represents the adjacent Taimyr-Baikal suture zone, which contains widespread Paleoproterozoic rocks. The contrasting crustal history of the adjacent complexes provides an argument for their tectonic joint, which is an additional reason to consider the Taimyr-Baikal suture zone as a Paleoproterozoic collisional orogen.

*Keywords:* basement of ancient platforms, Siberian craton, Tunguska superterrane, Early Precambrian, petrology, isotope geochemistry, geochronology