УДК 551.14:550.93:550.4

ЭВОЛЮЦИЯ КОРЫ ЯКУТСКОЙ АЛМАЗОНОСНОЙ ПРОВИНЦИИ — ОТ ЭОАРХЕЯ ДО ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЯ: РЕЗУЛЬТАТЫ U-Th-Pb (ЛА-ИСП-МС) ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ И Lu-Hf ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ЦИРКОНА ИЗ КСЕНОЛИТОВ КОРОВЫХ ПОРОД В КИМБЕРЛИТОВЫХ ТРУБКАХ

В.С. Шацкий^{1,2,3}, А.Л. Рагозин^{1,2}, Ч. Ванг⁴

¹ Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга 3, Россия

² Новосибирский государственный университет, 630090, Новосибирск, ул. Пирогова, 1, Россия

³ Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Фаворского, 1А, Россия

⁴ Школа наук о Земле и инженерии, Нанкинский университет, 210093, г. Нанкин, Китай

Результаты исследований циркона из ксенолитов коровых пород в кимберлитовых трубках Якутской алмазоносной провинции свидетельствуют, что основная часть коры Далдынского и Мархинского террейнов была образована в палеоархее. В то же время сохранились фрагменты эоархейской и, возможно, гадейской коры. Эта кора была переработана в ходе ряда тектонотермальных этапов. Наиболее ранний этап кристаллизации циркона из ксенолитов коровых пород отвечает возрасту 3.2 млрд лет. При процессах перекристаллизации циркона, во время тектонотермальных этапов 2.9, 2.8—2.7, 1.9 млрд лет, в них добавлялся радиогенный гафний, образовывавшийся при распаде ¹⁷⁶Lu в породе. Степень переработки коры и тектонотермальные этапы в неодинаковой степени проявлены в разных участках Анабарской тектонической провинции. Наиболее ранние этапы 3.2, 2.9 млрд лет фиксируются в цирконе из ксенолитов Накынского кимберлитового поля. Этап 2.7 млрд лет наиболее сильно проявлен у циркона из кимберлитовых трубок Верхнемунского и Накынского полей. Однако свидетельства этих ранних этапов отсутствуют в цирконе из ксенолитов нижнекоровых мафических гранулитов Далдынского и Алакит-Мархинского кимберлитовых полей, у которых фиксируется последний термальный этап 1.9 млрд лет, отсутствующий у циркона из ксенолитов в трубках Верхнемунского поля. У циркона из ксенолитов фельзических гранулитов и метадиоритов из кимберлитовой тр. Удачная, являющихся представителями средней и верхней коры, наряду с главным максимумом 1.9 млрд лет, присутствует максимум 2.6 млрд лет. Обобщение имеющихся данных подтверждает сделанные ранее выводы о вертикальной и латеральной неоднородности коры Якутской алмазоносной провинции, об отсутствии зависимости между степенью переработки коры и главными коллизионными зонами Сибирского кратона, а также об отсутствии необходимости выделения Мархинского террейна. Корреляция максимумов возрастов термальных этапов эволюции коры Анабарской тектонической провинции с максимумами возрастов больших изверженных провинций дает основание высказать предположение о связи тектонотермальных этапов с подъемом суперплюмов.

Нижняя кора, кимберлит, ксенолит, U-Th-Pb датирование циркона, изотопы Hf, возраст протолитов, условия метаморфизма, тектонотермальные этапы

EOARCHEAN TO PALEOPROTEROZOIC CRUST HISTORY IN THE YAKUTIAN DIAMOND PROVINCE: EVIDENCE FROM U-Th-Pb (LA-ICP-MS) AND LU-HF DATING OF ZIRCONS FROM CRUSTAL XENOLITHS IN KIMBERLITE PIPES

V.S. Shatsky, A.L. Ragozin, Q. Wang

Radiometric dating of zircon grains from crustal xenoliths in kimberlites of the Yakutian diamond province show that most of the Daldyn and Markha terranes were formed in Paleoarchean but preserve some fragments of Eaoachean and possibly even Hadean crust recycled in several tectonothermal events. The oldest zircons were crystallized about 3.2 Ga and recrystallized during later activity stages of 2.9, 2.8–2.7, and 1.9 Ga, whereby they gained radiogenic hafnium produced by ¹⁷⁶Lu decay in the rock. The degrees crust rework and the tectonothermal stages varied across the Anabar tectonic province. The earliest events of 3.2 and 2.9 Ga left record in zircons from kimberlites in the Nakyn field, while the signatures of the 2.7 Ga activity are best pronounced in zircons from kimberlites sampled in the Upper Muna and Nakyn fields. On the other hand, zircons from lower crustal mafic granulite xenoliths in the Daldyn and Alakit-Markha kimberlites lack traces of the earliest crust history and only evidence of the last 1.9 Ga event, which remained mute in xenolith samples from the Upper Muna field. Zircons from felsic granulite and metadiorite xenoliths in the Udachnaya kimberlite, which represent middle and upper crust, show a peak at 2.6 Ga besides that of 1.9 Ga. The synthesized available data support several previous inferences: vertical and lateral heterogeneity of the crust in the Yakutian diamond

© Шацкий В.С., Рагозин А.Л.⊠, Ванг Ч.

⊠e-mail: ragoz@igm.nsc.ru

province; absence of linkage between the crust recycling degree and major collisional zones of the Siberian craton; absence of the separate Markha terrane. Correlation of age peaks corresponding to thermal events in the crust history of the Anabar tectonic province with those of large igneous provinces allows a hypothesis that the revealed tectonothermal events may be related with the activity of superplumes.

Lower crust, kimberlite, U–Th–Pb dating of zircons, Hf isotopes, protolith age, conditions of metamorphism, tectonothermal events

введение

В настоящее время считается, что северо-восточная часть Сибирского кратона, в пределах которой расположена Якутская кимберлитовая провинция, была сформирована в палеопротерозое (2.0— 1.8 млрд лет) в результате аккреции гранулит-гнейсовых и гранит-зеленокаменных террейнов [Розен и др., 2000, 2006а; Donskaya, 2020]. С этим этапом отождествляется окончательное формирование нижней коры Сибирского кратона [Koreshkova, Downes, 2021], обусловленное коллизией Далдынского, Маганского и Мархинского террейнов.

В связи с тем, что 75 % фундамента Сибирского кратона перекрыты осадочными породами, при построении имеющихся тектонических схем использовались данные, полученные при изучении керна глубоких скважин, ксенолитов коровых пород из кимберлитовых трубок, а также карты гравитационных и магнитных аномалий. Наиболее популярной является тектоническая схема, предложенная в ряде работ О.М. Розена с соавторами [Rosen et al., 1994, 2002; Розен и др., 2000, 2005, 2006а], согласно которой выделяются Тунгусская, Анабарская, Оленекская, Алданская и Становая тектонические провинции (рис. 1). В Анабарской тектонической провинции выделены Маганский, Далдынский гранулит-гнейсовые террейны и Мархинский гранит-зеленокаменный террейн. Основанием для выделения Мархинского террейна послужили карты магнитных и гравитационных аномалий [Rosen et al., 1994]. Отрицательные магнитные аномалии предполагаемого Мархинского террейна интерпретируются как крупные комплексы гранитоидов, а небольшие сублинейные положительные аномалии как зеленокаменные пояса или большие интрузии мафических пород [Rosen et al., 1994]. Необходимо отметить, что, приводя данные по модельным Nd возрастам ксенолитов, амфиболитов и гранатовых гнейсов из кимберлитовой тр. Новинка (3.3—3.1 млрд лет), авторы цитируемой статьи указали на близость этих возрастов к значениям Nd модельного возраста пород Лаллынского террейна и высказали предположение, что, возможно, Мархинский и Далдынский террейны представляют собой единый террейн. Появившиеся позже данные о Nd модельных возрастах ксенолитов гранат-двупироксеновых гнейсов из кимберлитовой тр. Удачная (2.52—2.48 млрд лет) дали основание выделить Мархинский террейн как самостоятельную единицу с корой протерозойского возраста [Розен и др., 2000]. Поскольку данные модельного возраста ксенолитов из тр. Новинка Верхнемунского кимберлитового поля сопоставимы с возрастами пород Далдынского террейна, обнажающихся на Анабарском щите, в работе [Розен и др., 2000] проведена граница между Далдынским и Мархинским террейнами таким образом, что Верхнемунское кимберлитовое поле, в котором находится тр. Новинка, попало в Далдынский террейн (см. рис. 1).

В 2000 г. появилась работа В.П. Ковача с соавторами [2000], в которой были приведены результаты исследования Sm-Nd изотопной системы в большом количестве ксенолитов коровых пород из кимберлитовых трубок Якутской алмазоносной провинции, а также пород керна глубоких скважин. Эти данные показали, что наряду с коровыми ксенолитами, имеющими раннепротерозойские Nd модельные возрасты (2.1—2.5 млрд лет), в кимберлитовой тр. Удачная большинство коровых ксенолитов имеют архейские значения Nd модельного возраста. Эти данные дали основание выделить Тюнгский террейн [Smelov, Timofeev, 2007], кора которого, согласно авторам, формировалась в архее (3.3—2.9 млрд лет) и палеопротерозое (2.5—2.1 млрд лет) (рис. 2).

В работе [Розен и др., 20066] приводятся данные определения Nd модельных возрастов ксенолитов из кимберлитовых трубок Якутской алмазоносной провинции. Значения возрастов для ксенолитов из трубок Мархинского террейна варьируют от 2.0 до 3.7 млрд лет. Авторы объяснили этот разброс гетерогенностью строения террейна.

При интерпретации Nd модельных возрастов возникает ряд вопросов. На изотопный состав Nd ксенолитов может оказывать влияние ряд факторов [Rudnick, 1990]. Nd модельный возраст несет информацию о возрасте протолита, если порода не является реститом или кумулатом. Другим фактором, влияющим на изотопный состав неодима, может быть контаминация ксенолитов кимберлитом [Шацкий и др., 2005; Koreshkova et al., 2011]. Так, ранее нами были установлены значительные вариации Nd модельного возраста ксенолита мафического гранатового гранулита из кимберлитовой тр. Ленинградская: до выщелачивания — 2.75 млрд лет и после выщелачивания — 2.06 млрд лет [Шацкий и др., 2005]. В связи с этим разброс в модельных возрастах может объясняться либо переработкой коры в ходе протерозойских тектонотермальных этапов, либо контаминацией ксенолитов кимберлитом.



Рис. 1. Основные структурные элементы Сибирского кратона (модифицировано из [Розен и др., 2006а]).

Серым цветом показаны выходы докембрийских пород, звезды — кимберлитовые поля (темные — высокопродуктивные алмазоносные, светлые — неалмазоносные и убогоалмазоносные): 1 — Верхнемунское кимберлитовое поле (тр. Новинка), 2 — Куойское кимберлитовое поле (трубки Обнаженная, Второгодница, Оливиновая), 3 — Далдынское кимберлитовое поле (трубки Удачная, Зарница), 4 — Алакит-Мархинское кимберлитовое поле (трубки Айхал, Юбилейная, Сытыканская), 5 — Накынское кимберлитовое поле (трубки Нюрбинская, Ботуобинская), 6 — Малоботуобинское кимберлитовое поле (тр. Мир).

В последние годы появилось значительное количество работ, в которых приводятся результаты U-Th-Pb датирования циркона из нижнекоровых ксенолитов методами локального анализа на ионном зонде или методом индуктивно связанной плазмы с лазерной абляцией (ЛА-ИСП-МС) [Huang et al., 2004; Zheng et al., 2004, 2009; Peltonen et al., 2006; Zhang, 2012]. Поскольку циркон имеет температуру закрытия U-Th-Pb системы, превышающую 900 °C [Cherniak, Watson, 2010], они могут сохранять информацию не только о возрасте пика метаморфизма, но и о возрасте протолитов [Rubatto, Hermann, 2007]. Кроме того, в силу очень низкого Lu/Hf отношения в цирконе изотопный состав гафния фактически отвечает или очень близок изотопному составу гафния в расплаве, из которого кристаллизовался циркон. Комбинация данных определения возраста кристаллизации циркона с данными по изотопному составу гафния делает этот минерал важным трассером мантийно-коровой эволюции [Scherer et al., 2007].

В. Гриффин с соавторами [Griffin et al., 1999] датировали циркон из ксенолитов пород коры из кимберлитовых трубок Айхал (Мархинский террейн) и Чомур (Беректинский террейн, Оленекская провинция) (см. рис. 1). Они получили возрасты, которые лежат в интервале 1.9—1.8 млрд лет.

Результаты датирования циркона из нижнекоровых ксенолитов в тр. Удачная на ионном микрозонде приведены в работе М.Ю. Корешковой с соавторами [Koreshkova et al., 2009]. Исследование внутренней структуры циркона и характера распределения в нем редкоземельных элементов позволило авторам выделить магматический и метаморфический этапы в истории их эволюции. Магматические ядра циркона дают дискордантные архейские и протерозойские возрасты. Циркон, имеющий внутреннее строение, характерное для метаморфогенного циркона, показывает интервал возрастов от 1.94 до 1.81 млрд лет.



Рис. 2. Геологическая схема Сибирского кратона (модифицировано из [Smelov, Timofeev, 2007]).

1 — архейский домен, 2 — архейский и палеопротерозойский домен, 3 — палеопротерозойский домен, 4 — мезопротерозойский домен. Докембрийские террейны: Западно-Алданский (WAD), Центрально-Алданский (CA), Учурский (UC), Батомгский (BT), Чогарский (CG), Тындинский (TY); Далдынский (DL), Хапчанский (KH), Маганский (MG), Акитканский (AK), Чуйский (CH), Нечерский (NR), Тонодский (TF); Шарыжалгайский (SHA), Онотский (OT), Урык-Лайский (UK), Тунгусский (TG), Тюнгский (TN), Беректинский (BR), Тырынский (TR), Лена-Алданский (LA), Бирюсинский (BT), Охотский (OH). Остальные усл. обозн. см. на рис. 1.

Результаты U-Th-Pb датирования и определения изотопного состава Hf циркона из коровых ксенолитов тр. Удачная приведены в работе Дж. Моуена с соавторами [Моуеп et al., 2017], где сделан вывод, что возраст коровых ксенолитов коррелирует с глубиной коры, с которой они были извлечены. Циркон верхней и средней коры имеет архейский возраст. В то же время мафические гранулиты, не содержащие водных минералов, имеют палеопротерозойский возраст (1.8 млрд лет). В гидратированных мафических гранулитах и фельзических гранулитах ядра циркона имеют возраст 2.7 млрд лет, а кайма — 1.8 млрд лет. С учетом того, что ранее [Doucet et al., 2015; Ionov et al., 2015], на основании исследования Re–Os и Lu–Hf систем, был установлен палеопротерозойский этап плавления мантии (1.8—2.0 млрд лет), сделано заключение, что нижняя мафическая кора имеет палеопротерозойский возраст и была образована при плавлении деплетированных перидотитов, т. е. отсутствует временная связь между корой и мантией.

Нами впервые были получены данные по изотопному составу Hf в цирконе коровых ксенолитов из кимберлитовых трубок Далдынского и Алакит-Мархинского кимберлитовых полей [Shatsky et al., 2016]. В дальнейшем был определен U-Th-Pb возраст и изотопный состав Hf циркона из ксенолитов в кимберлитовых трубках Верхнемунского и Накынского кимберлитовых полей [Shatsky et al., 2018; Шацкий и др., 2023]. Обобщение изотопно-геохимических данных, полученных при исследовании ксенолитов коровых пород из кимберлитовой тр. Удачная, показало, что земная кора в районе трубки не имеет возрастной стратификации, а состоит из переработанных в различной степени палеоархейских и ювенильных протерозойских пород на всех уровнях, здесь наблюдается временная связь между образованием земной коры и деплетированием мантии [Shatsky et al., 2019]. При определении U-Th-Pb возраста и изотопного состава Hf циркона из ксенолитов кимберлитовых трубок Зарница и Нюрбинская были впервые получены свидетельства присутствия эоархейской и, возможно, гадейской коры в Якутской алмазоносной провинции [Shatsky et al., 2022].

Обобщение полученных данных по датированию циркона из ксенолитов коровых пород, наряду с имеющимися данными по U-Th-Pb датированию циркона из керна глубоких скважин [Ларичев и др., 2022], позволяют выделить основные этапы переработки коры Анабарской тектонической провинции и рассмотреть их связь с процессами аккреции Сибирского кратона, а также обсудить правомочность выделения Мархинского террейна. Кимберлитовые трубки Далдынского, Алакит-Мархинского, Накынского и Вехнемунского кимберлитовых полей, из которых исследовались ксенолиты коровых пород, относятся к главному позднедевонскому этапу магматизма Сибирского кратона [Griffin et al., 1999; Sun et al., 2014]

Подробное описание методик определения U-Th-Pb возраста циркона и Lu-Hf системы приведены в ранее опубликованных работах [Shatsky et al., 2016, 2018, 2019, 2022; Шацкий и др., 2023].

Результаты определения U-Th-Pb возраста и изотопного состава Нf циркона из ксенолитов коровых пород

U-Th-Pb возраст циркона из ксенолитов коровых пород. Далдынское кимберлитовое поле. Исследование ксенолитов из кимберлитовых трубок Удачная, Зарница и Ленинградская показали, что в нижних частях земной коры преобладают мафические гранатовые (Grt + Cpx + Pl \pm Opx \pm Amp \pm Scp \pm \pm Rt \pm Ap \pm Zrn \pm Ky \pm Ilm \pm Bt) и двупироксеновые гранулиты (Cpx + Opx + Pl \pm Amp \pm Rt \pm Ap \pm Zrn \pm Bt \pm Ilm), составляющие не менее 60 % от ксенолитов коровых пород [Шацкий и др., 2005]. Среди ксенолитов средней и верхней коры отмечаются амфиболиты (Amp + Pl \pm Cpx \pm Grt \pm Bt \pm Ilm \pm Ap), плагиогнейсы (Pl + Qtz \pm Opx \pm Kfs \pm Bt \pm Amp \pm Ilm), метадиориты (Pl + Amp + Bt + Ap + Qtz) и эндербиты (Pl + Opx + Qtz). Оценки температур равновесия для гранатовых гранулитов укладываются в интервал 700—850 °C, для двупироксеновых гранулитов 750—800 °C, для плагиогнейсов 700—750 °C, для амфиболитов 600—690 °C [Shatsky et al., 2016]. Полученные оценки давления для гранатовых гранулитов лежат в интервал 9—13 кбар, для двупироксеновых гранулитов — 8.5—10 кбар.

В трубке Удачная циркон анализировался из ксенолитов мафических гранатовых гранулитов (Уд-01-44, Уд-01-66), двупироксеновых гранулитов (Уд-23-04, Уд-23-02), метадиорита (Уд-47-04), кварцевого метадиорита (Уд-113-02). Из трубки Зарница анализировался циркон из мафических гранатовых гранулитов Зар-3-05 (Grt + Cpx + Opx + Pl + Scp + Kfs + Ap), Зар-1-02 (Grt + Cpx + Opx + Pl + Kfs + Bt + Rt) и Зар-10 (Grt + Cpx + Pl + Kfs + Amp + Rt) [Shatsky et al., 2019, 2022]. В трубке Ленинградская анализировался циркон из мафического гранатового гранулита Л-9-02 (Grt + Cpx + Pl + Amp + Bt + Scp).

На графиках плотности распределения вероятности возрастов циркон из ксенолитов мафических гранулитов в кимберлитовых трубках Удачная, Зарница и Ленинградская демонстрируют основной максимум 1892 млн лет (рис. 3, *a*). В то же время циркон из ксенолита гранатового гранулита Зар-1-02, наряду с главным максимумом 1.87 млрд лет, показывает возрасты 3.22—2.9 млрд лет с дискордантностью меньше 10 % (см. рис. 3, *б*) Также присутствует циркон с конкордантными возрастами 2.6—2.2 млрд лет. В ксенолите Зар-3-05 имеется циркон возрастом 2.57 млрд лет. Циркон из ксенолита Уд-01-44 показывает конкордантный возраст 2.53 млрд лет.

Циркон из ксенолитов средней и верхней коры кимберлитовой тр. Удачная на графиках плотности распределения вероятности возрастов демонстрирует три главных максимума с возрастами 1.88, 1.97 и 2.6 млрд лет (см. рис. 3, *в*).

Алакит-Мархинское кимберлитовое поле. В трубке Юбилейная присутствуют мафические гранатовые гранулиты (Grt + Cpx + Pl \pm Opx \pm Hbl \pm Bt \pm Scp \pm Ilm \pm Rt \pm Ap), двупироксеновые гранулиты (Cpx + Opx + Pl \pm Hbl \pm Rt \pm Ap) и амфиболиты (Amp + Pl \pm Bt \pm Grt \pm Opx \pm Ilm). В трубке Комсомольская, как и в тр. Юбилейная, преобладают мафические гранатовые и двупироксеновые гранулиты. Значительно реже встречаются гранат-биотитовые гнейсы (Grt + Bt + Pl + Kfs + Qtz \pm Scp).

Оценки температур равновесия гранатовых гранулитов из трубок Комсомольская и Юбилейная лежат в интервале 650—850 °C, давления 7.5—9.5 кбар [Shatsky et al., 2016]. Температуры равновесия гранат-биотитовых гнейсов показывают интервал 560—650 °C.

Циркон был датирован из образца мафического гранатового гранулита тр. Юбилейная и из шести ксенолитов гранат-биотитовых гнейсов тр. Комсомольская. Циркон из ксенолита мафического гранулита тр. Юбилейная дает средневзвешенное значение возраста 1859 ± 13 млн лет.

Циркон из большинства ксенолитов гранат-биотитовых гнейсов показывает широкий разброс конкордантных возрастов. В то же время в обр. К-69-02 получено конкордантное значение возраста 2.88 млрд лет. Циркон из гранат-биотитовых гнейсов на графике плотности распределения вероятности показывает максимум 1.9 млрд лет (см. рис. 3, *г*).

Накынское кимберлитовое поле. Среди ксенолитов тр. Ботуобинская подавляющее число ксенолитов представлено мафическими гранатовыми и безгранатовыми гранулитами (Pl \pm Grt \pm Cpx \pm Qtz \pm \pm Opx \pm Amp \pm Bt \pm Scp). Гранулиты среднего состава встречаются в подчиненном количестве [Shatsky et al., 2018]. Температуры равновесия гранатовых гранулитов лежат в интервале 650—750 °C, давления



Рис. 3. Графики плотности распределения вероятности возрастов циркона из:

а — ксенолитов мафических гранулитов кимберлитовых трубок Удачная, Зарница и Ленинградская (Далдынское кимберлитовое поле, обр. Зар-1-02, Зар-10, Зар-3-05, Уд-01-66, Л-09-02); *б* — ксенолита гранатового гранулита Зар-1-02 кимберлитовой тр. Зарница (Далдынское кимберлитовое поле); *в* — ксенолитов пород средней и верхней коры кимберлитовой тр. Удачная (Далдынское кимберлитовое поле), обр. Уд-113-2, Уд-23-04, Уд-47-04, Уд-23-02, Уд-01-44); *г* — ксенолитов гранат-биотитовых гнейсов кимберлитовых трубок Комсомольская и Юбилейная (Алакит-Мархинское кимберлитовое поле, обр. Юб-27-02, К-67-04, К-72-03, К-68-04, К-19-04, К-45-02, К-3-02). Графики распределения относительной вероятности возрастов здесь и далее построены с использованием программного обеспечения Isoplot R [Vermeesch, 2018]. *n* — количество алмазов.

7.1—8.5 кбар. Циркон анализировался из гранулитов среднего (обр. Бт-7-03- Grt + Qtz + Pl + Opx + Bt + Ap) и основного составов (обр. Бт-39-03- Grt + Pl + Qtz + Cpx + Scp).

Циркон из образца гранатового гранулита среднего состава (Бт-7-03) показывает вариации конкордантных возрастов от 2.94 до 2.63 млрд лет [Shatsky et al., 2018]. У циркона из ксенолита мафического гранулита Бт-39-03 конкордантные возрасты лежат в интервале 2.77—2.0 млрд лет. На графике плотности распределения вероятности возрастов циркон из ксенолитов демонстрирует максимум 2.75 млрд лет (рис. 4, *a*).

Из кимберлитовой тр. Нюрбинская, расположенной в трех километрах северо-восточнее тр. Ботуобинская, был датирован циркон из ксенолитов гранат-биотитовых гнейсов Hpб-13, Hpб-65 (Grt + Pl + + Kfs + Qtz + Bt \pm Cpx \pm Amp \pm Car) и сильно измененного мафического гранатового гранулита Hpб-16 [Shatsky et al., 2022]. Температуры равновесия гранат-биотитовых гнейсов, оцененные по гранат-биотитовому термометру, составляют 720—670 °С. На графике плотности распределения вероятности возрастов циркон из ксенолитов тр. Нюрбинская показывает ряд максимумов — 3.12, 2.73, 2.5, 2.08 млрд



лет с главными максимумами 2.73 и 2.08 млрд лет (см. рис. 4, *б*). На графике плотности распределения вероятности возрастов циркона из ксенолитов Накынского кимберлитового поля выделяются два максимума 2.75 и 2.08 млрд лет (см. рис. 4, *в*).

Верхнемунское кимберлитовое поле. В Верхнемунском поле был исследован циркон из ксенолитов тр. Заполярная, Новинка и Комсомольская-Магнитная [Shatsky et al., 2018, 2022; Шацкий и др., 2023]. Трубки Новинка и Комсомольская-Магнитная расположены на расстоянии 300 м друг от друга и в 8.6 км западней от кимберлитовой тр. Заполярная.

Среди коровых ксенолитов в тр. Заполярная преобладают гранулиты среднего состава (Pl \pm Qtz \pm \pm Cpx \pm Opx \pm Grt \pm Amp \pm Bt \pm Kfs \pm Scp \pm Zrn \pm Rt \pm Mgt) и гранат-пироксеновые гнейсы (Grt + Cpx + Opx + Pl + Kfs + Qtz + Amp + Bt) [Shatsky et al., 2018]. Температуры равновесия гранулитов и гнейсов лежат в интервале 650—800 °C, давления — 9—11 кбар.

В кимберлитовых трубках Новинка и Комсомольская-Магнитная преобладают ксенолиты гранатовых и безгранатовых мафических гранулитов (Pl + Cpx + Opx + Ilm \pm Grt \pm Kfs \pm Amp \pm Sod \pm \pm Scp \pm Bt), значительно реже встречаются гранулиты среднего состава (Pl + Cpx + Opx + Qtz + Amp + Bt + Ilm + Ap \pm Grt \pm Kfs) [Шацкий и др., 2023]. Температуры равновесия ксенолитов лежат в интервале 700—800 °C. Давления для гранатовых гранулитов среднего состава составляют 9.1—10.1 кбар, для мафических гранулитов — 7.1—10.9 кбар.

Из кимберлитовой тр. Заполярная был исследован циркон из двух ксенолитов гранат-пироксеновых гнейсов (обр. 3п-11-04 и 3п-10-04 (Grt + Cpx + Opx + Pl + Kfs + Qtz + Amp + Bt)) и одного двупироксенового гранулита среднего состава (3п-201-04 (Cpx + Opx + Bt + Amp + Pl + Kfs)) [Shatsky et al., 2018].

Циркон из ксенолитов гранат-пироксеновых гнейсов и двупироксенового гранулита показывает сильное удаление свинца. Так, в обр. 3п-11-04 из 20 исследованных цирконов девять зерен образуют на конкордии кластер с возрастом 2.72 млрд лет, два зерна дают конкордантные возрасты 2.67 млрд лет.



Рис. 5. Графики плотности распределения вероятности возрастов циркона из:

а — ксенолитов кимберлитовой тр. Заполярная (Верхнемунское кимберлитовое поле, обр. 3п-201-04, 3п-11-04, 3п-10-04); *б* — ксенолитов кимберлитовых трубок Новинка и Комсомольская-Магнитная (Верхнемунское кимберлитовое поле, обр. H-19-3, H-19-29, H-19-37, Kм-19-30, Kм-19-31).

Остальные зерна лежат на дискордии. В образце 3п-10-04 десять зерен образуют кластер с возрастом 2.71 млрд лет. U-Th-Pb возрасты циркона из образца двупироксенового гранулита (3п-201-04) лежат на дискордии с верхним пересечением 2.71 млрд лет. На графике плотности распределения вероятности возрастов главный максимум отвечает возрасту 2.72 млрд лет, кроме того, выделяется максимум 2.67 млрд лет (рис. 5, *a*).

В кимберлитовой тр. Новинка был проанализирован циркон из образца мафического гранатового гранулита (H-19-3) и двух образцов гранатовых гранулитов среднего состава (H-19-29, H-19-37). У ксенолитов гранатовых гранулитов среднего состава значения конкордантных возрастов лежат в интервале 2.79—2.4 млрд лет.

Циркон из мафического гранатового гранулита КМ-19-30 из кимберлитовой тр. Комсомольская-Магнитная показывает узкий интервал вариаций конкордантных возрастов 2760—2623 млн лет. Конкордантные зерна циркона из гранатового гранулита КМ-19-31 образуют кластер с возрастом 2692 ± 5 млн лет. На графике плотности распределения вероятности возрастов циркон из ксенолитов трубок Новинка и Комсомольская-Магнитная показывает один максимум 2.72 млрд лет (см. рис. 5, δ).

Изотопы Hf. Изотопный состав Lu-Hf циркона из коровых ксенолитов Сибирского кратона представлен в таблице S1 (дополнительные материалы: https://sibran.ru/journals/Suppl_Shatskiy.pdf). Циркон из ксенолитов Верхнемунского кимберлитового поля показывает архейские Hf модельные двухстадийные возрасты ($T_{\rm DM}^{\rm C} = 3.72$ —3.0 млрд лет) [Shatsky et al., 2018, 2022] (рис. 6, *a*). Более широкий возрастной диапазон Hf модельных возрастов наблюдается у циркона из ксенолитов кимберлитовых трубок Далдынского и Алакит-Мархинского кимберлитовых полей ($T_{\rm DM}^{\rm C} = 4.17$ —2.37 млрд лет) (см. рис. 6, δ) [Shatsky et al., 2016, 2019, 2022]. Так, циркон из ксенолита мафического гранатового гранулита Уд-01-66 имеет палеопротерозойские модельные возрасты ($T_{\rm DM}^{\rm C} = 2.41$ —2.36 млрд лет). Широкий диапазон модельных возрастов наблюдается и аксенолита мафического гранатового гранулита Уд-01-66 имеет палеопротерозойские модельные возрасты ($T_{\rm DM}^{\rm C} = 2.41$ —2.36 млрд лет). Широкий диапазон модельных возрастов в цирконе из ксенолита мафического гранатового гранулита Уд-01-66 имеет палеопротерозойские модельные из ксенолита мафического гранатового гранулита уд-01-66 имеет палеопротерозойские модельные возрасты ($T_{\rm DM}^{\rm C} = 2.41$ —2.36 млрд лет). Широкий диапазон модельных возрастов наблюдается в цирконе из ксенолита мафического гранатового гранулита из тр. Зарница ($T_{\rm DM}^{\rm C} = 3.12$ —2.37 млрд лет), а также у циркона из гранат-биотитовых гнейсов из тр. Комсомольская ($T_{\rm DM}^{\rm C} = 3.77$ —2.33 млрд лет). Особо следует отметить присутствие в ксенолитах тр. Зарница циркона с эоархейскими модельными возрастами ($T_{\rm DM}^{\rm C} = 4.17$ —3.65 млрд лет) (рис. 7, *a*) [Shatsky et al., 2022].

Среди зерен циркона из кимберлитовой тр. Нюрбинская также присутствует циркон с эоархейскими модельными возрастами [Shatsky et al., 2022]. Диапазон вариаций модельных возрастов циркона из ксенолитов трубок Накынского кимберлитового поля лежит в интервале 4.06—3.0 млрд лет.

Гистограммы двухстадийных Hf модельных возрастов (T_{crust}) для циркона из ксенолитов в кимберлитовых трубках Якутской алмазоносной провинции показывают, что в наименьшей степени переработана архейская кора в районах Верхнемунского и Накынского кимберлитовых полей (см. рис. 6, *a*, *в*). В то же время широкий диапазон модельных возрастов, от архея до палеопротерозоя, у циркона из ксенолитов в кимберлитовых трубках Далдынского и Алакит-Мархинского полей свидетельствует о сильной переработке коры в ходе протерозойских тектонотермальных этапов.



Рис. 6. Гистограммы модельных двухстадийных возрастов (Т DM) циркона из:

а — ксенолитов из кимберлитовых трубок Верхнемунского кимберлитового поля (обр. 3п-201-04, 3п-11-04, 3п-10-04, H-19-3, H-19-29, H-19-37, Kм-19-30, Kм-19-31); *б* — ксенолитов кимберлитовых трубок Далдынского и Алакит-Мархинского кимберлитовых полей (обр. 3ар-1-02, 3ар-10, 3ар-3-05, Уд-01-66, Л-09-02, Уд-113-2, Уд-23-04, Уд-47-04, Уд-23-02, Уд-01-44, Юб-27-02, К-67-04, К-72-03, К-68-04, К-19-04, К-45-02, К-3-02; *в* — ксенолитов кимберлитовых трубок Накынского кимберлитового поля (обр. Бт-7-03, Бт-39-03, Нрб-13, Нрб-65, Нрб-16); *г* — всех исследованных ксенолитов Якутской алмазоносной провинции. Синей линией показана ядерная оценка плотности (Kernel Density Estimation, KDE).

На графике в координатах 176 Hf/ 177 Hf $^{-207}$ Pb/ 206 Pb возраст наибольшие вариации изотопного состава гафния наблюдаются в цирконе с возрастами 1.8—1.9 млрд лет (рис. 8). Поскольку величины $\epsilon_{\rm Hf}(T)$ у циркона при этих значениях возраста показывают отрицательные значения, можно сделать вывод об отсутствии ювенильной коры этого возраста в Якутской алмазоносной провинции (рис. 9). На-



Рис. 7. Гистограммы модельных двухстадийных возрастов (ТС ДМ) для циркона из:

а — ксенолита Зар-1-02 (кимберлитовая тр. Зарница), *б* — ксенолита Нрб-13 (кимберлитовая тр. Нюрбинская). Синей линией показана ядерная оценка плотности (Kernel Density Estimation, KDE).



Рис. 8. График зависимости ¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷H_{finitial} от ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb возраста для циркона из коровых ксенолитов в кимберлитах Якутской алмазоносной провинции в сравнении с данными для циркона из коровых ксенолитов кимберлитовой тр. Удачная.

СНUR — хондритовый однородный резервуар, DM — деплетированная мантия. *I* — коровые ксенолиты из кимберлитовых трубок Заполярная, Ботуобинская, Комсомольская, Зарница, Нюрбинская, Ленинградская, Удачная [Shatsky et al., 2016, 2018, 2019, 2022]; *2* — коровые ксенолиты из кимберлитовой тр. Удачная [Moyen et al., 2017]; *3* — гранат-биотитовый гнейс Hpб-13 (тр. Нюрбинская); *4* — гранатовый гранулит Зар-1-02 (тр. Зарница); *5* — CHUR; *6* — DM.

чальные отношения ¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf у циркона всех возрастов лежат ниже линии эволюции изотопного состава деплетированной мантии (см. рис. 8). С учетом этого вариации изотопного состава гафния могут объясняться либо добавлением ювенильного материала, либо рекристаллизацией минералов матрицы, имеющих высокое отношение Lu/Hf [Zheng et al., 2004].

Модельные Hf возрасты свидетельствуют, что эоархейская кора была переработана в ходе ряда тектонотермальных этапов 3.2—3.15, 2.9—2.6, 1.98 и 1.8 млрд лет. Разная степень переработки коры отмечается не только между ксенолитами разных кимберлитовых полей, но и у ксенолитов из одной трубки [Shatsky et al., 2022]. Так, в тр. Нюрбинская циркон из мафического гранатового гранулита Hpб-16 демонстрируют вариации $T_{\rm DM}^{\rm C}$ в интервале 3.47—2.76 млрд лет. Эти вариации значительно меньше в ксенолите гранат-биотитового гнейса Hpб-65, в котором циркон показывает эопалеоархейские значения $T_{\rm DM}^{\rm C} = 4.06$ —3.46 млрд лет [Shatsky et al., 2022].

Такая же картина наблюдается в тр. Зарница, где наряду с ксенолитом гранатового гранулита Зар-1-02, в котором циркон имеет модельные возрасты в интервале 4.17—3.65 млрд лет (см. рис. 7, *a*), присутствует ксенолит гранатового гранулита Зар-10 с модельными возрастами циркона 3.12-—2.37 млрд лет [Shatsky et al., 2022].

На графике в координатах $\varepsilon_{\rm Hf}(T)$ —²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb возраст поле, отвечающее циркону из ксенолитов пород коры, лежит значительно ниже линии эволюции деплетированной мантии (см. рис. 9). Это свидетельствует об отсутствии ювенильной коры (в возрастном диапазоне 1.9—3 млрд лет) в областях, опробованных кимберлитовыми трубками. Поступление ювенильного компонента фиксируется у циркона из обр. Зар-10. При принятом возрасте кристаллизации циркона 2.6 млрд лет, значения $\varepsilon_{\rm Hf}(T)$ варьируют от +10.5 до –1.2 [Shatsky et al., 2022].

Полученные данные указывают на значительную переработку архейской коры в районе Далдынского и Алакит-Мархинского кимберлитовых полей в ходе тектонотермальных этапов 2.7—2.6 и 1.9 млрд лет, без значительного поступления ювенильного материала [Koreshkova et al., 2009; Shatsky et al., 2016, 2018; Shatsky et al., 2016, 2019; Moyen et al., 2017; Koreshkova, Downes, 2021].



Рис. 9. $\varepsilon_{\rm Hf}(T)$ —207Pb/206Pb возраст изученных зерен циркона.

Для сравнения показаны данные для циркона из коровых ксенолитов кимберлитовой тр. Удачная [Moyen et al., 2017) и детритового циркона Анабарского щита [Paquttte et al., 2017]. *1* — коровые ксенолиты из кимберлитовых трубок Сибирской платформы [Shatsky et al., 2016, 2018, 2019, 2022]; 2 — коровые ксенолиты из тр. Удачная [Moyen et al., 2017]; *3* — Анабарский щит [Paquette et al., 2017]; *4* — CHUR; 5 — DM.

ОСНОВНЫЕ ТЕКТОНОТЕРМАЛЬНЫЕ ЭТАПЫ ПЕРЕРАБОТКИ КОРЫ И ИХ СВЯЗЬ С КОЛЛИЗИОННЫМИ ЗОНАМИ

Результаты определения U-Th-Pb возраста и изотопного состава Hf циркона из ксенолитов пород коры свидетельствуют, что в Далдынском и Мархинском террейнах присутствует архейская кора, которая перерабатывалась в ходе ряда термальных этапов (см. рис. 6, c). Степень переработки коры различна в районах разных кимберлитовых полей (см. рис. 6, a-e). Наиболее сильно нижняя кора, представленная мафическими гранатовыми гранулитами, была переработана в районах Далдынского и Алакит-Мархинского полей, в ходе тектонотермального этапа 1.9 млрд лет (см. рис. 6, δ). В породах средней и верхней коры этот этап также находит отражение на графиках плотности распределения вероятности возрастов в главном максимуме 1.9 млрд лет. В то же время в этих породах фиксируется и более ранний термальный этап, имеющий возраст 2.6 млрд лет (см. рис. 3).

В районе Накынского кимберлитового поля, которое также находится в Мархинском террейне, вдали от разломных зон, эти этапы проявлены в значительно меньшей степени (см. рис. 4). Основной термальный этап переработки коры в районе Накынского кимберлитового поля отвечает возрасту 2.75 млрд лет.

Алакит-Мархинское кимберлитовое поле расположено ближе всего к Котуйканской разломной зоне, отделяющей Далдынский и Маганский террейны (см. рис. 1). U-Th-Pb возраст циркона из монцодиоритов этой зоны имеет возраст 2.7 млрд лет [Гусев и др., 2013]. У циркона из гранитогнейсов верхнее пересечение дискордии 1963 ± 16 млн лет [Гусев и др., 2013]. По мнению Т.В. Донской [Donskaya, 2020], возраст монцодиоритов, наряду с возрастом гранулитового метаморфизма Далдынского террейна (2.76—2.68 млрд лет) [Rosen et al., 1994; Гусев и др., 2012], указывает на неоархейское происхождение Котуйканской коллизионной зоны.

В связи с этим отметим, что термальный этап 2.7 млрд лет проявлен в цирконе из ксенолитов коровых пород Накынского и Верхнемунского кимберлитовых полей, которые расположены на расстоянии 260 км от Котуйканской коллизионной зоны. Поэтому этап 2.7 млрд лет вряд ли можно связывать с процессами коллизии. Отсутствие циркона с возрастами 2.7 млрд лет в ксенолитах нижнекоровых пород Алакит-Мархинского и Далдынского полей можно объяснить удалением свинца в ходе сильно проявленного термального этапа с возрастом 1.9 млрд лет.

В пределах Далдынского террейна находится только Верхнемунское кимберлитовое поле (см. рис. 1). В цирконе ксенолитов из кимберлитовых трубок этого поля отсутствуют свидетельства проявления тектонотермальных этапов древней и моложе 2.72 млрд лет. Это отличает их от циркона из кимберлитовых трубок, расположенных в Мархинском террейне. В то же время интервал их Hf модельных возрастов перекрывается с модельными возрастами циркона Накынского кимберлитового поля, расположенного в Мархинском террейне, указывая, что в обоих террейнах перерабатывалась палеоархейская кора.

Как упоминалось выше, земная кора Далдынского террейна обнажается на Анабарском щите. Оценки U-Th-Pb возрастов циркона пород далдынской серии показывают значения 3.35—2.76 млрд лет [Бибикова и др., 1988]. Согласно данным Н.И. Гусева с соавторами [2012], в Далдынской глыбе Анабарского щита циркон из гранулитов имеет U-Th-Pb возраст 3 млрд лет и является результатом переработки раннеархейской континентальной коры с возрастом 3.49—3.47 млрд лет. Зерна циркона из биотитгиперстеновых кристаллосланцев образуют дискордию с верхним пересечением 3 млрд лет и нижним 1.95 млрд лет. Конкордантные возрасты получены для циркона из лейкократовых плагиогнейсов. Во всех разновидностях гранулитов проявлен раннепротерозойский гранулитовый метаморфизм 1.99— 1.97 млрд лет. Возраст 2.76 млрд лет, интерпретируемый как возраст метаморфизма, фиксируется лишь местами, в то время как ареальные возрастные оценки составляют 2.0—1.8 млрд лет. Таким образом, в породах Далдынского террейна фиксируются тектонотермальные этапы, аналогичные тектонотермальным этапам Мархинского террейна.

Согласно [Розен и др., 2006а], предполагаемая зона коллизии разделяет Мархинский и Далдынский террейн древней Котуйканской и Билляхской разломных зон. Ее возраст авторами оценивается 2.3 млрд лет. Верхнемунское кимберлитовое поле расположено в непосредственной близости от этой зоны (см. рис. 1). Однако, как говорилось выше, в цирконе из ксенолитов коровых пород отсутствуют свидетельства тектонотермальных этапов моложе 2.75 млрд лет. С учетом полученных данных о возрасте тектонотермальных этапов переработки коры Анабарской тектонической провинции встает вопрос о целесообразности выделения Мархинского террейна.

Сравнительно недавно появились данные о возрастах цирконов из керна глубоких скважин, вскрывших основание Анабарского террейна [Ларичев и др., 2022]. В скважине Мегеляхская, которая расположена рядом с Котуйканской разломной зоной, на границе Мархинского и Маганского террейнов, циркон из гранитогнейсов имеет конкордантные возрасты 3.16 млрд лет. В других скважинах, расположенных в Мархинском террейне, циркон из гранитоидов и гранитогнейсов показывает возрасты 2.7—2.8 млрд лет.

Таким образом, имеющиеся в настоящее время геохронологических данные не могут являться основанием для выделения Мархинского террейна. Выше говорилось о том, что еще одним основанием выделения Мархинского террейна являлись карты аномалий магнитного поля. Однако их трактовка неоднозначна. Об этом свидетельствует интерпретация аэромагнитных данных в работах А.П. Смелова и В.Ф. Тимофеева [Smelov, Timofeev, 2007], В.А. Глебовицкого и др. [2008], Н. Прияткиной и др. [Priyatkina et al., 2020], в тектонических схемах которых отсутствует гранит-зеленокаменный Мархинский террейн.

Еще одним источником информации о возрасте пород основания является детритовый циркон из Восточно-Анабарского осадочного бассейна. По данным Н. Прияткиной и др. [Priyatkina et al., 2016], источником сноса были породы, у которых выделяются следующие максимумы 2.9, 2.72, 2.05 и 1.95 млрд лет. Близкие значения возрастов тектонотермальных этапов получены в работе [Paquette et al., 2017] на основании исследования детритовых цирконов, отобранных вдоль профиля через основные структурные единицы Анабарского щита — 3.4—3.0, 2.8—2.4 и 2.0—1.8 млрд лет.

Полученные нами данные, наряду с данными изучения циркона из керна глубоких скважин [Ларичев и др., 2022], свидетельствуют о наличии палеоархейской переработанной коры в Далдынском и Мархинском террейнах. Более того, получены свидетельства присутствия реликтов эоархейской коры в Мархинском террейне.

Ранее нами было показано [Shatsky et al., 2019], что тектонотермальные этапы эволюции коры Анабарской тектонической провинции связаны с этапами деплетирования мантии [Pearson et al., 2007]. Временная связь между образованием земной коры и деплетированием мантии, по мнению К. Конди [Condie, 1998], свидетельствует о глобальном росте континентальной коры при крупномасштабном плавлении мантии. В. Гриффин и др. [Griffin et al., 2002a, 2002b], основываясь на данных Re-Os анализа сульфидных включений в оливинах из кимберлитовой тр. Удачная, высказали предположение, что литосферная мантия ниже Далдынского кимберлитового поля была образована 3.5—3.0 млрд л. н., и формирование литосферы завершилось 2.9 млрд л. н. Об этапе деплетирования мантии 1.8 млрд лет свидетельствует Lu-Hf изохрона, полученная для пироксенов деплетированных шпинелевых гарцбургитов тр. Удачная [Doucet et al., 2015].

Повсеместное распространение на Сибирском кратоне термальных этапов 2.9, 2.7 и 1.9 млрд лет, их корреляция с главными максимумами на гистограмме распределения возрастов больших изверженных провинций [Condie et al., 2018] и этапами деплетирования мантии Сибирского кратона дали основание связать выявленные тектонотермальные этапы эволюции коры Анабарской провинции с подъемом мантийных суперплюмов [Shatsky et al., 2018].

Место извержения плюма на поверхности Земли может быть не тем местом, где голова плюма встретилась с основанием литосферы [Torsvik et al., 2006; Celli et al., 2021]. В «стандартном» представлении гипотезы мантийного плюма, горячий материал плавно поднимается с больших глубин до тех пор, пока не встречается с основанием очень вязкой литосферы. Затем плюм распространяется латерально, обмениваясь теплом с литосферой кондуктивным и конвективным путем [Sleep, 1997, 2006]. Материал плюма мигрирует в сторону более тонкой литосферы. Это может быть причиной, почему мы наблюдаем лишь локальное поступление ювенильной коры под кимберлитовые трубки Удачная и Комсомольская (см. рис. 3, *a*, *z*) [Shatsky et al., 2016, 2018, 2019; Moyen et al., 2017].

Авторы выражают благодарность рецензентам чл.-корр. РАН А.Б. Котову и д.г.-м.н. Т.В. Донской за критические замечания и предложения, которые позволили улучшить качество настоящей статьи.

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда (проект № 22-27-00195).

Дополнительные материалы: https://sibran.ru/journals/Suppl Shatskiy.pdf

ЛИТЕРАТУРА

Бибикова Е.В., Белов А.Н., Розен О.М. Изотопное датирование метаморфических пород Анабарского щита // Архей Анабарского щита и проблемы ранней эволюции Земли / Ред. М.С. Марков. М., Наука, 1988, с. 122—133.

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, doi:10.1134/S0016852108010020.

Гусев Н.И., Руденко В.Е., Бережная Н.Г., Скублов С.Г., Морева Н.В., Ларионов А.Н., Лепехина Е.Н. Возраст гранулитов далдынской серии Анабарского щита // Региональная геология и металлогения, 2012, № 52, с. 29—38.

Гусев Н.И., Руденко В.Е., Бережная Н.Г., Скублов С.Г., Ларионов А.Н. Изотопно-геохимические особенности и возраст (SHRIMP II) метаморфических и магматических пород в Котуйкан-Монхолинской зоне Анабарского щита // Региональная геология и металлогения, 2013, № 54, с. 45—58.

Ковач В.П., Котов В.П., Смелов А.П., Старосельцев К.В., Сальникова Е.Б., Загорная Н.Ю., Сафронов А.Ф., Павлушин А.Д. Этапы формирования континентальной коры погребенного фундамента восточной части Сибирской платформы: Sm-Nd изотопные данные // Петрология, 2000, т. 8, № 4, с. 394—408.

Ларичев А.И., Видик С.В., Сергеев С.А., Осадчий И.В. Петрографическая характеристика и возраст пород Алдано-Анабарского блока фундамента Сибирской платформы по данным изучения керна глубоких скважин // Региональная геология и металлогения, 2022, № 92, с. 28—40.

Розен О.М., Журавлев Д.З., Суханов М.К., Бибикова Е.В., Злобин В.Л. Изотопно-геохимические и возрастные характеристики раннепротерозойских террейнов, коллизионных зон и связанных с ними анортозитов на северо-востоке Сибирского кратона // Геология и геофизика, 2000, т. 41 (2), с. 163—180.

Розен О.М., Манаков А.В., Серенко В.П. Палеопротерозойская коллизионная система и алмазоносный литосферный киль Якутской кимберлитовой провинции // Геология и геофизика, 2005, т. 46 (12), с. 1259—1272.

Розен О.М., Манаков А.В., Зинчук Н.Н. Сибирский кратон: формирование, алмазоносность. М., Научный мир, 2006а, 212 с.

Розен О.М., Левский Л.К., Журавлев Д.З., Ротман А.Я., Специус З.В., Макеев А.Ф., Зинчук Д.З., Манаков А.В., Серенко В.П. Палеопротерозойская аккреция на северо-востоке Сибирского кратона: изотопное датирование Анабарской коллизионной системы // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2006б, т. 14, № 6, с. 3—24, doi: 10.1134/S0869593806060013.

Шацкий В.С., Бузлукова Л.В., Ягоутц Э., Козьменко О.А., Митюхин С.И. Строение и эволюция нижней коры Далдын-Алакитского района Якутской алмазоносной провинции (по данным изучения ксенолитов) // Геология и геофизика, 2005, т. 46 (12), с. 1273—1289.

Шацкий В.С., Рагозин А.Л., Ванг Ч., Су В., Ильин А.А., Колесниченко М.В. Особенности строения и эволюции нижних частей континентальной коры Якутской алмазоносной провинции в районе Верхнемунского кимберлитового поля // ДАН, 2023, т. 508, № 2, с. 173—184, doi: 10.31857/ S2686739722602393.

Celli N.L., Lebedev S., Schaeffer A.J., Gain C. The tilted Iceland Plume and its effect on the North Atlantic evolution and magmatism // Earth Planet. Sci. Lett., 2021, v. 569, p. 117048, doi: 10.1016/j.epsl.2021.117048. **Cherniak D.J., Watson E.B.** Li diffusion in zircon // Contrib. Mineral. Petrol., 2010, v. 160 (3), p. 383—390, doi: 10.1007/s00410-009-0483-5.

Condie K.C. Episodic continental growth and supercontinents: a mantle avalanche connection? // Earth Planet. Sci. Lett., 1998, v. 163, p. 97—108, doi: 10.1016/S0012-821X(98)00178-2.

Condie K.C. A planet in transition: The onset of plate tectonics on Earth between 3 and 2 Ga? // Geosci. Front., 2018, v. 9, p. 51–60, doi: 10.1016/j.gsf.2016.09.001.

Donskaya T.V. Assembly of the Siberian Craton: Constraints from Paleoproterozoic granitoids // Precambrian Res., 2020, v. 348, p. 105869, doi: 10.1016/j.precamres.2020.105869.

Doucet L.S., Ionov D.A., Golovin A.V. Paleoproterozoic formation age for the Siberian cratonic mantle: Hf and Nd isotope data on refractory peridotite xenoliths from the Udachnaya kimberlite // Chem. Geol., 2015, v. 391, p. 42—55, doi: 10.1016/j.chemgeo.2014.10.018.

Griffin W.L., Ryan C.G., Kaminsky F.V., O'Reilly S.Y., Natapov L.M., Win T.T., Kinny P.D., Ilupin I.P. The Siberian lithosphere traverse: mantle terranes and the assembly of the Siberian Craton // Tectonophysics, 1999, v. 310, p. 1—35, doi: 10.1016/S0040-1951(99)00156-0.

Griffin W.L., Pearson N.J., Belousova E.A., Jackson S.E., van Achterbergh E., O'Reilly S.Y., Shee S.R. 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, doi: 10.1016/S0016-7037(99)00343-9.

Griffin W.L., Wang X., Jackson S.E., Pearson N.J., O'Reilly S.Y., Xu X., Zhou X. Zircon chemistry and magma mixing, SE China: in-situ analysis of Hf isotopes, Tonglu and Pingtan igneous complexes // Lithos, 2002a, v. 61, p. 237—269, doi: 10.1016/S0024-4937(02)00082-8.

Griffin W.L., Spetsius Z.V., Pearson N.J., O'Reilly S.Y. In situ Re-Os analysis of sulfide inclusions in kimberlitic olivine: New constraints on depletion events in the Siberian lithospheric mantle // Geochem. Geophys. Geosyst., 2002b, v. 3 (11), 1069, doi: 10.1029/2001GC000287.

Huang X.L., Xu Y.G., Liu D.Y. Geochronology, petrology and geochemistry of the granulite xenoliths from Nushan, east China: implication for a heterogeneous lower crust beneath the Sino-Korean Craton // Geochim. Cosmochim. Acta, 2004, v. 68 (1), p. 127—149, doi: /10.1016/S0016-7037(03)00416-2.

Ionov D.A., Doucet L.S., Carlson R.W., Golovin A.V., Korsakov A.V. Post-Archean formation of the lithospheric mantle in the central Siberian craton: Re–Os and PGE study of peridotite xenoliths from the Udachnaya kimberlite // Geochim. Cosmochim. Acta, 2015, v. 165, p. 466–483, doi: 10.1016/j.gca.2015.06.035.

Koreshkova M.Yu., Downes H., Nikitina L.P., Vladykin N.V., Larionov A.N., Sergeev S.A. Trace element and age characteristics of zircons in granulite xenoliths from the Udachnaya kimberlite pipe, Siberia // Precambrian Res., 2009, v. 168, p. 197—212, doi: 10.1016/j.precamres.2008.09.007.

Koreshkova M.Yu., Downes H., Levsky L.K., Vladykin N.V. Petrology and geochemistry of granulite xenoliths from Udachnaya and Komsomolskaya kimberlite pipes, Siberia // J. Petrol., 2011, v. 52 (10), p. 1857—1885, doi: 10.1093/petrology/egr033.

Koreshkova M.Yu., Downes H. The age of the lower crust of the central part of the Columbia supercontinent: A review of zircon data // Gondwana Res., 2021, v. 96, p. 37—55, doi: 10.1016/j.gr.2021.02.024.

Moyen J.-F., Paquette J.-L., Ionov D.A., Gannoun A., Korsakov A.V., Golovin A.V., Moine B.N. Paleoproterozoic rejuvenation and replacement of Archaean lithosphere: evidence from zircon U–Pb dating and Hf isotopes in crustal xenoliths at Udachnaya, Siberian craton // Earth Planet. Sci. Lett., 2017, v. 457, p. 149—159, doi: 10.1016/j.epsl.2016.09.046.

Paquette J.L., Ionov D.A., Agashev A.M., Gannoun A., Nikolenko E.I. 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 Res., 2017, v. 301, p. 134—144, doi: 10.1016/j.precamres.2017.09.008.

Pearson D.G., Parman S.W., Nowell G.M. A link between large mantle melting events and continent growth seen in osmium isotopes // Nature, 2007, v. 449, p. 202—205, doi: 10.1038/nature06122.

Peltonen P., Mänttäri I., Huhma H., Whitehouse M. Multi-stage origin of the lower crust of the Karelian craton from 3.5 to 1.7 Ga based on isotopic ages of kimberlite-derived mafic granulite xenoliths // Precambrian Res., 2006, v. 147, p. 107—123, doi: 10.1016/j.precamres.2006.02.008.

Priyatkina N., Khudoley A.K., Collins W.J., Kuznetsov N.B., Huang H.-Q. Detrital zircon record of Meso- and Neoproterozoic sedimentary basins in northern part of the Siberian Craton: Characterizing buried crust of the basement // Precambrian Res., 2016, v. 285, p. 21–38, doi: 10.1016/j.precamres.2016.09.003.

Priyatkina N., Ernst R.E., Khudoley A.K. A preliminary reassessment of the Siberian cratonic basement with new U-Pb-Hf detrital zircon data // Precambrian Res., 2020, v. 340, p. 105645, doi: 10.1016/j.precamres.2020.105645.

Rosen O.M. Siberian craton — a fragment of a Paleoproterozoic supercontinent // Russ. J. Earth Sci., 2002, v. 4 (2), p. 103—119, doi: 10.2205/2002ES000090.

Rosen O.M., Condie K.C., Natapov L.M., Nozhkin A.D. Chapter 10 Archean and Early Proterozoic evolution of the Siberian Craton: A preliminary assessment // Archean Crustal Evolution (Developments in Precambrian Geology, v. 11) / Ed. K.C. Condie. Amsterdam, Elsevier, 1994, p. 411—459, doi: 10.1016/S0166-2635(08)70228-7.

Rubatto D., Hermann J. Zircon behaviour in deeply subducted rocks // Elements, 2007, v. 3 (1), p. 31—35, doi: 10.2113/gselements.3.1.31.

Rudnick R.L. Nd and Sr isotopic compositions of lower-crustal xenoliths from north Queensland, Australia: Implications for Nd model ages and crustal growth processes // Chem. Geol., 1990, v. 83, p. 195—208, doi: 10.1016/0009-2541(90)90280-K.

Scherer E.E., Whitehouse M.J., Münker C. Zircon as a monitor of crustal growth // Elements, 2007, v. 3, p. 19—24, doi: 10.2113/gselements.3.1.19.

Shatsky V.S., Malkovets V.G., Belousova E.A., Tretiakova I.G., Griffin W.L., Ragozin A.L., Gibsher A.A., O'Reilly S.Y. Tectonothermal evolution of the continental crust beneath the Yakutian diamondiferous province (Siberian craton): U–Pb and Hf isotopic evidence on zircons from crustal xenoliths of kimberlite pipes // Precambrian Res., 2016, v. 282, p. 1–20, doi: 10.1016/j.precamres.2016.06.022.

Shatsky V.S., Malkovets V.G., Belousova E.A., Tretiakova I.G., Griffin W.L., Ragozin A.L., Wang Q., Gibsher A.A., O'Reilly S.Y. Multi-stage modification of Paleoarchean crust beneath the Anabar tectonic province (Siberian craton) // Precambrian Res., 2018, v. 305, p. 125—144, doi: 10.1016/j.precamres.2017.11.017.

Shatsky V.S., Wang Q., Skuzovatov S.Yu., Ragozin A.L. The crust-mantle evolution of the Anabar tectonic province in the Siberian Craton: coupled or decoupled? // Precambrian Res., 2019, v. 332, p. 105388, doi: 10.1016/j. precamres.2019.105388.

Shatsky V.S., Ragozin A.L., Wang Q., Wu M. Evidence of Eoarchean crust beneath the Yakutian kimberlite province in the Siberian craton // Precambrian Res., 2022, v. 369, p. 106512, doi: 10.1016/j.pre-camres.2021.106512.

Sleep N.H. Lateral flow and ponding of starting plume material // J. Geophys. Res., 1997, v. 102, p. 10001—10012, doi: 10.1029/97JB00551.

Sleep N.H. Mantle plumes from top to bottom // Earth Sci. Rev., 2006, v. 77, p. 231—271, doi: 10.1016/j. earscirev.2006.03.007.

Smelov A.P., Timofeev V.F. The age of the North Asian Cratonic basement: An overview // Gondwana Res., 2007, v. 12, p. 279–288, doi: 10.1016/j.gr.2006.10.017.

Sun J., Liu C.Z., Tappe S., Kostrovitsky S.I., Wu F.Y., Yakovlev D., Yang Y.H., Yang J.H. Repeated kimberlite magmatism beneath Yakutia and its relationship to Siberian flood volcanism: Insights from in situ U–Pb and Sr–Nd perovskite isotope analysis // Earth Planet. Sci. Lett., 2014, v. 404, p. 283—295, doi: 10.1016/j. epsl.2014.07.039.

Torsvik T.H., Smethurst M.A., Burke K., Steinberger B. Large igneous provinces generated from the margins of the large low-velocity provinces in the deep mantle // Geophys. J. Int., 2006, v. 167, p. 1447—1460, doi: 10.1111/j.1365-246X.2006.03158.x.

Vermeesch P. IsoplotR: A free and open toolbox for geochronology // Geosci. Front., 2018, v. 9 (5), p. 1479—1493, doi: 10.1016/j.gsf.2018.04.001.

Zhang H.-F. Destruction of ancient lower crust through magma underplating beneath Jiaodong Peninsula, North China Craton: U–Pb and Hf isotopic evidence from granulite xenoliths // Gondwana Res., 2012, v. 21, p. 281—292, doi: 10.1016/j.gr.2011.05.013.

Zheng J., Griffin W.L., O'Reilly S.Y., Lu F., Yu C., Zhang M., Li H. U–Pb and Hf-isotope analysis of zircons in mafic xenoliths from Fuxian kimberlites: evolution of the lower crust beneath the North China craton // Contrib. Mineral. Petrol., 2004, v. 148, p. 79–103, doi: 10.1007/s00410-004-0587-x.

Zheng J.P., Griffin W.L., Qi L., O'Reilly S.Y., Sun M., Zheng S., Pearson N., Gao J.F., Yu C.M., Su Y.P., Tang H.Y., Liu Q.S., Wu X.L. Age and composition of granulite and pyroxenite xenoliths in Hannuoba basalts reflect Paleogene underplating beneath the North China Craton // Chem. Geol., 2009, v. 264, p. 266— 280, doi: 10.1016/j.chemgeo.2009.03.011.