

УДК 552.2:551.72 (571.5)

## **Pb и Nd ИЗОТОПНАЯ СИСТЕМАТИКА ГРАНИТОИДОВ ОЗЁРНОЙ ЗОНЫ, МОНГОЛЬСКОГО И ГОБИЙСКОГО АЛТАЯ КАК ОТРАЖЕНИЕ ПРОЦЕССОВ КОРООБРАЗОВАНИЯ В ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОМ ОРОГЕННОМ ПОЯСЕ<sup>1</sup>**

© 2020 г. В. М. Саватенков<sup>a, b, \*</sup>, А. М. Козловский<sup>c, \*\*</sup>, В. В. Ярмолюк<sup>c</sup>,  
С. Н. Руднев<sup>d</sup>, Ц. Оюунчимэг<sup>e</sup>

<sup>a</sup>Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия

<sup>b</sup>Санкт-Петербургский государственный университет, Институт наук о Земле, Санкт-Петербург, Россия

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

<sup>d</sup>Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия

<sup>e</sup>Институт геологии Монгольской академии наук, Улан-Батор, Монголия

\*e-mail: v.m.savatenkov@ipgg.ru

\*\*e-mail: amk@igem.ru

Поступила в редакцию 15.01.2019 г.

После доработки 24.11.2019 г.

Принята к публикации 29.12.2019 г.

Изученные изотопные характеристики Pb и Nd гранитоидов, прорывающих комплексы Озёрной зоны, Монгольского и Гобийского Алтая, иллюстрируют особенности процессов роста континентальной коры разнородных террейнов Центрально-Азиатского орогенного пояса. В пределах поздненеопротерозой–раннепалеозойской ювенильной коры Озёрной зоны были изучены гранитоиды островодужного, аккреционного и постаккреционного этапов, формировавшиеся в интервале ~535–440 млн лет назад. Их изотопные характеристики Pb и Nd не отличаются между собой и иллюстрируют доминирование ювенильного материала в источнике гранитоидов всех трех этапов. Незначительное участие осадков в источнике гранитоидов обеспечивает дисперсию изотопного состава Pb при слабом влиянии на изотопный состав Nd. В пределах Монгольского и Гобийского Алтая исследовались среднепалеозойские (~380–355 млн лет) синкинематические и позднепалеозойские (~350–270 млн лет) посткинематические гранитоиды. Изотопные составы Pb и Nd этих гранитоидов отражают значительную неоднородность их источника, которым являлись преимущественно терригенные породы Алтайского аккреционного клина, в разной степени метаморфизованные от зеленосланцевой до гранулитовой фации. Доминирующим поставщиком материала для терригенных осадков служили комплексы ювенильной коры Озёрной зоны при подчиненном участии Тувино-Монгольского и Дзабханского микроконтинентов, поставляющих материал с высокорациогенными Pb и Nd. Изотопные характеристики Pb в гранитоидах Озёрной зоны, Монгольского и Гобийского Алтая, а также Заалтайской Гоби (Саватенков и др., 2016) показывают, что их мантийный источник обладает повышенным отношением Th/U по сравнению с деплетированной мантией (Kramers, Tolstikhin, 1997). Это является отличительной чертой деплетированного мантийного источника Палеоазиатской провинции. Террейны с ювенильной континентальной корой Центрально-Азиатского орогенного пояса (Озёрная зона и Заалтайская Гоби) формировались в различных палеотектонических условиях. Островодужные комплексы Озёрной зоны развивались вблизи докембрийских Тувино-Монгольского и Дзабханского микроконтинентов, которые поставляли терригенный материал с высокорациогенным Pb в источники гранитоидов. Заалтайская Гоби представляла собой систему энсиматических островных дуг, отделенных от Сибирского палеоконтинента зоной субдукции под континент, препятствовавшей выносу древнего терригенного материала с континента.

**Ключевые слова:** Центрально-Азиатский орогенный пояс, граниты, изотопный состав Pb и Nd, источники магматических пород, корообразование

**DOI:** 10.31857/S0869590320050040

### **ВВЕДЕНИЕ**

Проблема формирования ювенильной коры остается предметом активных дискуссий. Как, когда и за счет каких источников она образуется,

какие процессы определяют ее состав и строение? Все эти вопросы еще далеки от окончательного решения. Яркой иллюстрацией этому служит Центрально-Азиатский орогенный пояс (ЦАОП), кора которого в значительной мере имеет ювенильную природу. В структурах пояса преобладают породы позднедокембрийских, ранне- и среднепалеозойских офиолитовых комплексов, океанических ост-

<sup>1</sup> Дополнительная информация для этой статьи доступна по doi 10.31857/S0869590320050040 для авторизованных пользователей.

ровов и энсиматических островных дуг, а также продукты их разрушения (Коваленко и др., 1996б, 2004; Ковач и др., 2011; Ярмолюк и др., 2012; Jahn, 2004; Jian et al., 2014; Kovalenko et al., 2004; Kröner et al., 2014; Kuzmichev et al., 2005; Lehmann et al., 2010; Xiao et al., 2009; Yarmolyuk et al., 2008). Геохимические и изотопные характеристики этих пород свидетельствуют об их образовании при ведущем участии деплетированных мантийных источников. В то же время в состав новообразованной коры значительный вклад вносят терригенные осадки, формирующиеся в обстановках окраинных морей и на активных континентальных окраинах. Нередко основным источником сноса для таких осадков являются кристаллические породы значительно удаленных древних континентальных блоков. Вовлечение этих осадков в область плавления может существенно изменять изотопные характеристики новообразованной коры.

Значительную информацию о структуре и возрасте формирования континентальной коры дают исследования изотопного состава Nd гранитоидов, возникших на завершающих стадиях аккреционно-складчатых процессов и постаккреционных этапах (Ярмолюк и др., 2012; Kovalenko et al., 2004; Wang et al., 2009; Tong et al., 2014). Полученные на их основе оценки изотопных параметров коры ( $\epsilon_{Nd}(T)$ ) в существенной мере зависят от природы исходных мантийных и коровых компонентов, участвовавших в корообразовании. Однако изотопные характеристики коровых компонентов, как правило, устанавливаются с большими допущениями. Необходимую уточняющую информацию о корообразующих процессах в Центрально-Азиатском регионе могут дать результаты изучения других изотопных систем в гранитах, в частности U-Th-Pb, позволяющей не только выявлять мантийный или коровый источник гранитоидов, но также идентифицировать тип корового источника (нижняя или верхняя кора), время отделения коры от мантии (Zartman, Doe, 1981; Hala, 2018).

Ранее предпринимались попытки охарактеризовать изотопный состав Pb разновозрастных палеоокеанических комплексов ЦАОП, в частности позднепротерозойских офиолитов Тувы (Pfander et al., 2002) и среднепалеозойских островодужных комплексов Южной Монголии и Северного Китая (Dolgoplova et al., 2013; Liu et al., 2014). Эти изотопные исследования были выполнены для зеленокаменно измененных вулканических пород, в которых U-Th-Pb изотопная система могла быть в той или иной степени нарушенной. В результате был установлен большой разброс первичных изотопных характеристик Pb в изучаемых породах, что не позволило в должной мере охарактеризовать особенности изотопного состава Pb источников, участвовавших в корообразовании этих структурных зон. В то же время изучение U-Th-Pb

изотопной системы гранитоидов, локализованных в среднепалеозойских (герцинских) структурах Заалтайской Гоби (Южная Монголия) (Саватенков и др., 2016) и Хангайской группы террейнов Центральной Монголии (Саватенков и др., 2018), показало, что их изотопные составы Pb могут отражать особенности U-Th-Pb изотопной систематики вмещающей их коры. Это позволило применить такой же подход к изучению позднепротерозойских—раннепалеозойских (каледонских), структур ЦАОП, в строении которых существенная доля принадлежит гранитам, возникшим на разных этапах формирования и преобразования континентальной коры: островодужном, аккреционном, постаккреционном, окраинно-континентальном и анорогенном (Руднев и др., 2009; Козаков и др., 2007, 2019; Крук 2015; Ковач и др., 2011; Ярмолюк и др., 2011; Kruk et al., 2011; Kozlovsky et al., 2015). Анализ их геохимических и Nd-изотопных характеристик показал, что гранитообразование происходило за счет вмещающих пород вулканических и терригенно-осадочных комплексов (Руднев и др., 2009; Козаков и др., 2007; Ковач и др., 2011). Это позволяет предполагать, что изотопный состав Pb в этих гранитах должен характеризовать также и U-Th-Pb изотопную систематику их протолита. Цель настоящей работы — оценка роли различных источников вещества в процессах роста континентальной коры позднепротерозойских—раннепалеозойских тектонических структур ЦАОП: ювенильной коры Озёрной зоны и аккреционного клина Монгольского и Гобийского Алтая, на основе данных об изотопном составе Pb и Nd гранитоидов, распространенных в пределах этих структур.

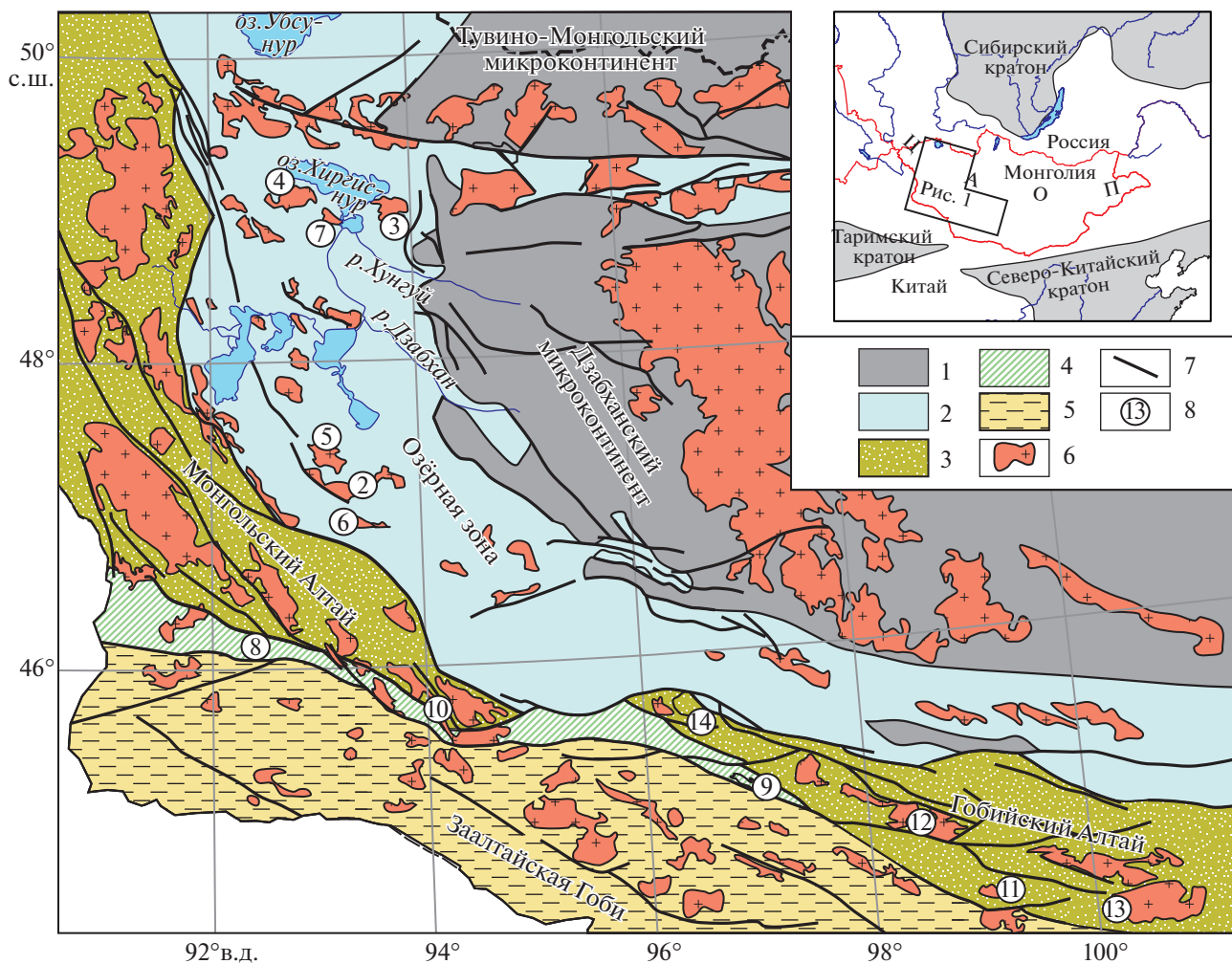
## ОБЪЕКТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Для исследования изотопного состава Pb и Nd гранитоидов были использованы как новые образцы, так и образцы, по которым ранее уже были получены геохимические и Nd-изотопные характеристики (Козаков и др., 2007; Ковач и др., 2011; Руднев и др., 2009, 2012, 2013, 2016). Полная информация о составах изученных пород приведена в Supplementary<sup>2</sup>. Положение основных гранитоидных массивов и тектонических блоков, вмещающих гранитоиды, показано на рис. 1.

### Озёрная зона

Озёрная зона ЦАОП (рис. 1) сложена комплексами позднепротерозойских—кембрийских островных дуг, океанических островов, аккреци-

<sup>2</sup> Геохимическая и изотопная (Nd, Pb) характеристика гранитоидов Озёрной зоны, Монгольского и Гобийского Алтая представлена в таблице ESM\_1.xls (Supplementary) к русской и английской онлайн-версиям статьи на сайтах <https://elibrary.ru/> и <http://link.springer.com/> соответственно.



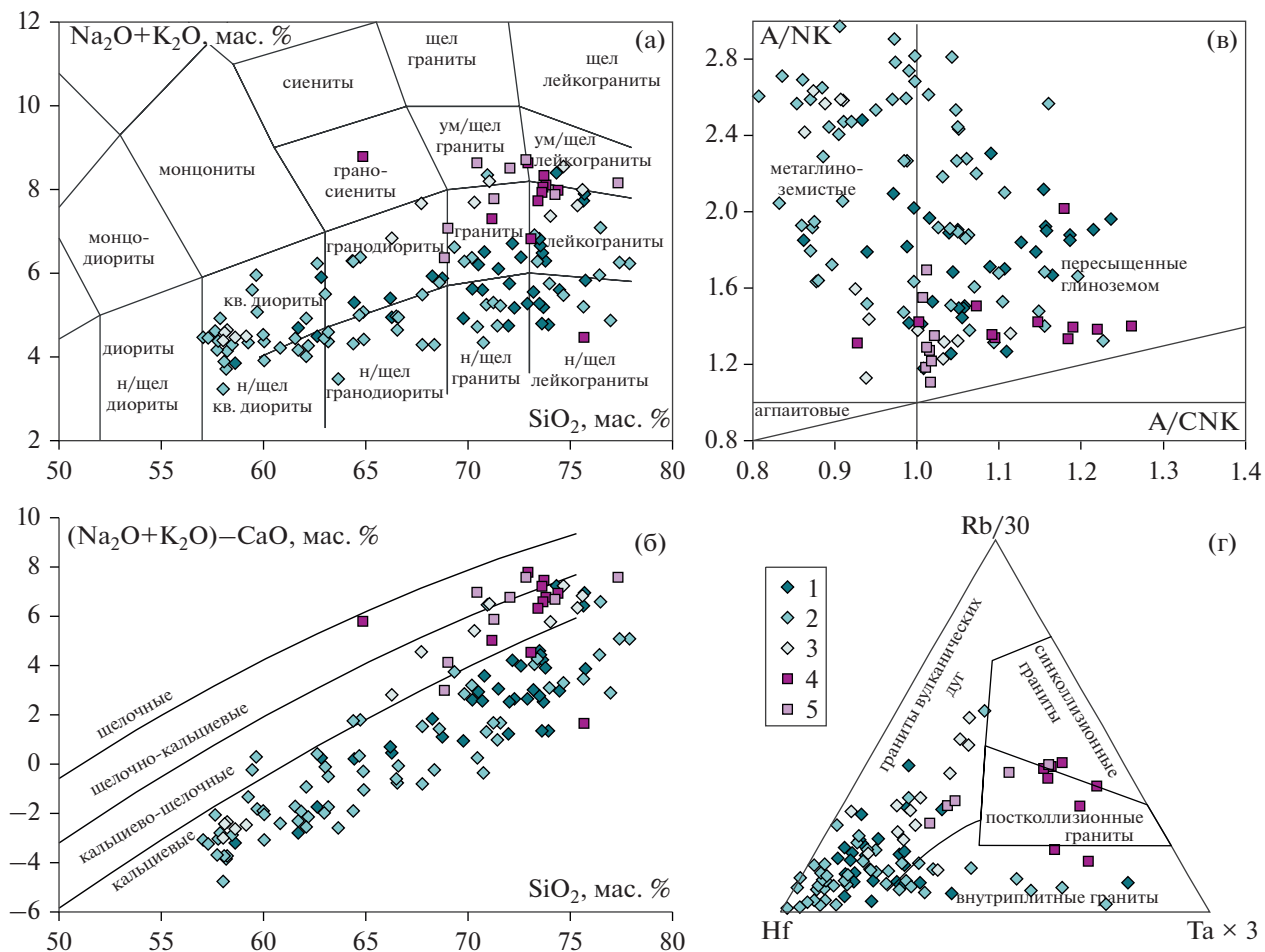
**Рис. 1.** Схема тектонического районирования Западной Монголии и размещение изученных палеозойских гранитоидных массивов.

1 – микроконтиненты с раннекембрийским–раннепротерозойским основанием; 2 – позднепротерозойские–раннепалеозойские комплексы ювенильной коры Озёрной зоны; 3, 4 – раннепалеозойские метатерригенные комплексы Алтайского аккреционного клина: 3 – неметаморфизованные и зеленокаменно метаморфизованные, 4 – полиметаморфические до амфиболитовой и гранулитовой фации; 5 – среднепалеозойские комплексы ювенильной коры Заалтайской Гоби; 6 – палеозойские гранитоиды нерасчлененные; 7 – главные разломы; 8 – номера изученных гранитоидных массивов, соответствующие таковым в табл. 1.

онных призм и задуговых бассейнов. В конце кембрия они были аккретированы с Тувино-Монгольским и Дзабханским микроконтинентами в состав раннепалеозойского супертеррейна ЦАОП (Коваленко и др., 1996б; Ярмолюк и др., 2011; Ковач и др., 2011; Руднев и др., 2012). Все стадии формирования Озёрной зоны сопровождались разнообразной магматической активностью, что привело к появлению здесь многочисленных гранитоидных массивов. В островодужную стадию в интервале ~570–520 млн лет назад и на аккреционном этапе ~510–485 млн лет назад формировались преимущественно высокоглиноземистые породы: тоналиты, плагиограниты и диориты (Руднев и др.,

2009). На постаккреционном этапе ~475–450 млн лет назад образовались породы диорит-гранодиорит-гранитной ассоциации.

Состав гранитоидов Озёрной зоны широко изучался в ходе последних десятилетий (Ковач и др., 2011; Руднев и др., 2009, 2012, 2013, 2016; Ярмолюк и др., 2011). Как видно из диаграмм, характеризующих вариации содержания главных компонентов (рис. 2), а также микроэлементов (рис. 3), поля составов пород ранних островодужного и аккреционного этапов перекрываются между собой и характеризуются низкой щелочностью и равным числом метаглиноземистых и пересыщенных глиноземом пород. Гранитоиды постаккреционного

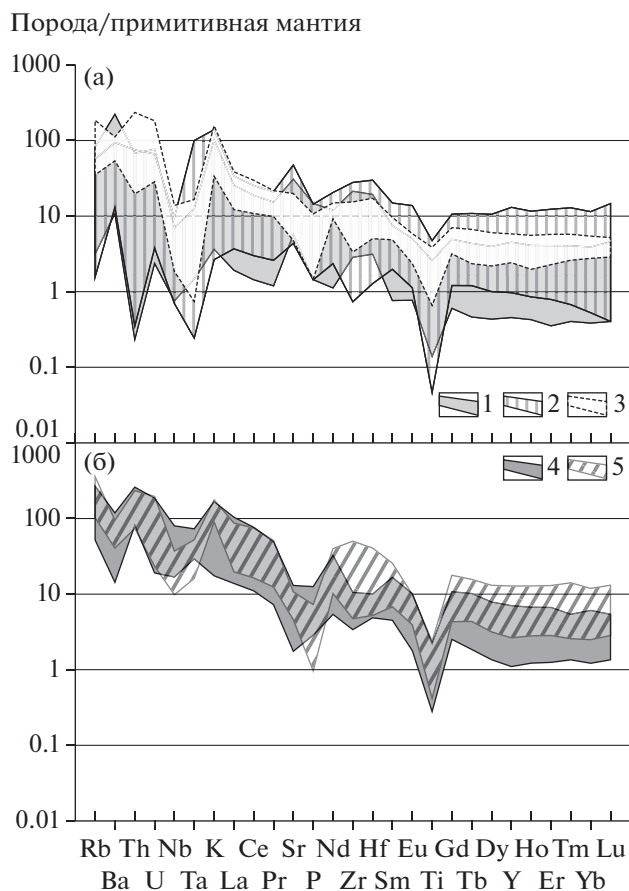


**Рис. 2.** Петрохимические классификационные диаграммы для гранитоидов Озёрной зоны, Монгольского и Гобийского Алтая: (а) –  $\text{SiO}_2$ – $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$  по (Петрографический ..., 2009); (б) –  $\text{SiO}_2$ – $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ – $\text{CaO}$  по (Frost et al., 2001); (в) –  $\text{A}/\text{NK}$ – $\text{A}/\text{CNK}$  по (Maniar, Piccoli, 1989); (г) –  $\text{Hf}$ – $\text{Rb}$ – $\text{Ta}$  по (Harris et al., 1986). 1–3 – раннепалеозойские гранитоиды Озёрной зоны: 1 – островодужного этапа, 2 – аккреционного этапа, 3 – постаккреционного этапа; 4, 5 – гранитоиды Монгольского и Гобийского Алтая: 4 – среднепалеозойские синкинематические, 5 – позднепалеозойские посткинематические. Данные химического состава гранитоидов по (Ковач и др., 2011; Козаков и др., 2007; Руднев и др., 2009, 2012, 2013, 2016; Ярмюлюк и др., 2011).

этапа отличаются от них повышенной щелочностью. По тектонической классификации (Harris и др., 1986) гранитоиды всех трех групп попадают, главным образом, в поле гранитов вулканических дуг (рис. 2г). Спектры распределения микроэлементов (рис. 3а) в гранитоидах всех трех этапов идентичны между собой и отличаются характерными надсубдукционными особенностями: минимумы Nb, Ta, Ti, максимумы Rb, Ba, K, Sr. По первичным изотопным характеристикам Nd гранитоиды разных этапов формирования коры Озёрной зоны также практически не различаются между собой и совпадают с соответствующими параметрами вмещающих их офиолитовых и островодужных комплексов (рис. 4).

#### Монгольский и Гобийский Алтай

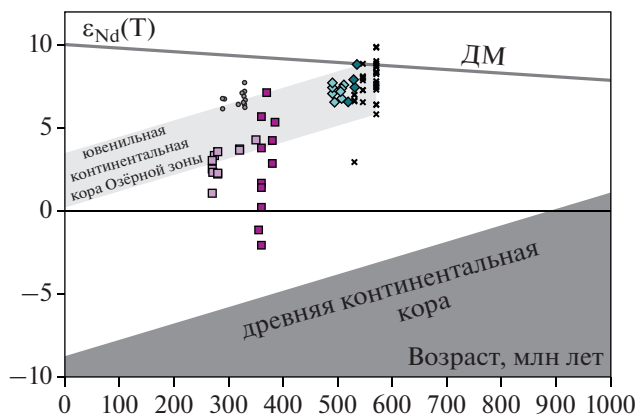
Структуры Монгольского и Гобийского Алтая обрамляют с юга и юго-запада поздненеопротерозойские–кембрийские палеоокеанические комплексы Озёрной зоны. Здесь распространены преимущественно раннепалеозойские терригенные, карбонатно-терригенные породы с подчиненной долей вулканогенного материала, метаморфизованные в условиях зеленосланцевой и амфиболитовой (до гранулитовой) фаций. Эта мощная (до 4–6 км) терригенная толща представляет собой турбидиты аккреционного клина, формировавшиеся на активной континентальной окраине Сибирского палеоконтинента (Козаков и др., 2019; Jiang et al., 2017). Среди осадков доминируют граувакки, то есть они образовались в основном за счет разру-



**Рис. 3.** Нормированные к составу примитивной мантии (Sun, McDonough, 1989) концентрации микроэлементов в гранитоидах Озёрной зоны, Монгольского и Гобийского Алтая.

1–3 – раннепалеозойские гранитоиды Озёрной зоны: 1 – островодужного этапа, 2 – аккреционного этапа, 3 – постаккреционного этапа; 4, 5 – гранитоиды Монгольского и Гобийского Алтая: 4 – среднепалеозойские синкинематические, 5 – позднепалеозойские посткинематические. Концентрации микроэлементов в гранитоидах по (Ковач и др., 2011; Козаков и др., 2007; Руднев и др., 2009, 2012, 2013, 2016; Ярмолюк и др., 2011).

шения ювенильных вулканогенных комплексов. Спектр возрастов детритовых цирконов указывает на значительную роль раннепалеозойских пород в источнике осадков (Jiang et al., 2017), но также свидетельствует о подчиненном участии более древних комплексов. Эти данные указывают на то, что терригенные породы формировались преимущественно за счет разрушения пород Озёрной зоны и расположенных к северо-востоку от нее Дзабханского и Тувино-Монгольского микроконтинентов, возраст фундамента которых варьирует от архея до неопротерозоя (Козаков и др., 2003, 2017; Ярмолюк и др., 2017; Летникова и др., 2017; Kuzmichev et al., 2001, 2005; Kröner et al., 2015).



**Рис. 4.** Диаграмма изменения изотопного состава в гранитах в зависимости от возраста Nd ( $\epsilon_{Nd}(T)$ ). ДМ – линия эволюции деплетированной мантии. Косые крестики – изотопный состав Nd пород островодужных и офиолитовых комплексов Озёрной зоны по (Коваленко и др., 1996а; Ковач и др., 2011); серые кружки – изотопный состав Nd гранитоидов Заалтайской Гоби по (Саватенков и др., 2016). Другие условные обозначения см. на рис. 2.

Терригенные комплексы Монгольского и Гобийского Алтая вмещают многочисленные массивы средне- и позднепалеозойских гранитоидов, которые по геологическому положению подразделяются на две группы. В первую группу входят граниты, локализованные среди глубоко метаморфизованных кристаллических комплексов. Формирование этих гранитов происходило в среднем палеозое в интервале ~400–360 млн лет назад одновременно с региональным метаморфизмом (Козаков и др., 2007, 2019), в связи с чем они могут рассматриваться как синкинематические. Граниты слагают преимущественно жильные тела или небольшие массивы и представлены гранатсодержащими двуслюдяными разностями, аплитами или пегматоидными гранитами. По химическому составу породы этой группы преимущественно отвечают гранитам и лейкогранитам повышенной щелочности (кальциево-щелочным и щелочно-кальциевым по (Frost et al., 2001)) пересыщенным глиноземом (A/CNK до 1.26) (рис. 2), что хорошо согласуется с их минеральным составом. Их микроэлементные характеристики сходны с составами синколлизонных, постколлизонных и внутриплитных гранитов (Harris et al., 1986).

Во вторую группу входят массивные преимущественно биотитовые гранитоиды, слагающие массивы площадью до ~1500 км<sup>2</sup>, занимающие отчетливое посткинематическое положение. Они формировались в позднем палеозое в интервале ~330–270 млн лет (Козаков и др., 2007). По составу породы этой группы (рис. 2) также отвечают гранитам и лейкогранитам повышенной щелочности (кальциево-щелочным и щелочно-кальци-

евым по (Frost et al., 2001)), однако они не столь пересыщены глиноземом (A/CNK до 1.02). На дискриминационной диаграмме (Harris et al., 1986) часть составов попадает в поля синколлизионных и постколлизионных гранитов, а часть смещена в область гранитов вулканических дуг. На диаграммах нормированных концентраций микроэлементов (рис. 3б) эти гранитоиды близки к гранитоидам первой группы, отличаясь от них повышенными концентрациями Zr, Hf и тяжелых редкоземельных элементов при более выраженном Ta-Nb минимуме.

В целом гранитоиды обеих групп Монгольского и Гобийского Алтая отличаются от гранитоидов Озёрной зоны не столь выраженным минимумом Nb и Ta, наличием минимума Sr и более высокими концентрациями легких редкоземельных элементов, Rb, Th, U (рис. 3). Это хорошо согласуется с доминированием осадочных пород аккреционного клина в источнике гранитоидов Монгольского и Гобийского Алтая.

В тектоническом отношении среднепалеозойские синкинематические гранитоиды связываются с субдукцией океанической коры Палеоазиатского океана под Алтайскую активную окраину Сибирского палеоконтинента и с последующей аккрецией к ней системы энсиматических островных дуг Заалтайской Гоби и Восточной Джунгарии (Козаков и др., 2019). Позднепалеозойские посткинематические гранитоиды формировались вне связи с субдукционными процессами в анорогенной или постколлизионной обстановке (Козаков и др., 2007; Kozlovsky et al., 2015). Однако сходство составов этих разновозрастных и различающихся по геодинамической позиции гранитоидов свидетельствует о единстве плавящегося протолита, хотя и с большой долей его неоднородности.

## МЕТОДИКА ИЗОТОПНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Sm-Nd изотопные анализы гранитоидов проводились в Институте геологии и геохронологии докембрия РАН (ИГГД, г. Санкт-Петербург). После дробления и истирания валовой пробы навеска 100 мг разлагалась в смеси концентрированных кислот HF-HNO<sub>3</sub>-HClO<sub>4</sub> при 120°C в течение 48 ч. Перед разложением к пробе добавлялся смешанный трассер <sup>149</sup>Sm-<sup>150</sup>Nd для определения концентраций Sm и Nd методом изотопного разбавления. Выделение суммы РЗЭ проводилось на ионообменной смоле BioRad AG1-X8 200–400 меш. После этого Sm и Nd выделялись на ионообменный смоле Ln-resin.

Определение изотопного состава Nd проводилось на многоколлекторном твердофазном масс-спектрометре Triton. Величина холостого опыта составляла: 0.3 нг для Sm, 0.5 нг для Nd. Воспро-

изводимость изотопных анализов контролировалась определением состава стандарта JNdi-1 (Tanaka et al., 2000) (<sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd = 0.512115). За период измерений величина <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd в стандарте JNdi-1 составила 0.512098 ± 9 (2σ, 12 измерений). Изотопный состав Nd нормализован по величине <sup>146</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd = 0.7219. Результаты анализа стандартного образца BCR-1 (6 измерений): Sm = 6.47 мкг/г, Nd = 28.13 мкг/г, <sup>147</sup>Sm/<sup>144</sup>Nd = 0.1380, <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd = 0.512642 ± 14. Воспроизводимость определения концентраций Sm и Nd, вычисленная на основании многократных анализов стандарта BCR-1, соответствует ±0.5%, при этом воспроизводимость отношения <sup>147</sup>Sm/<sup>144</sup>Nd составляет ±0.3%.

Изотопный состав Pb гранитоидов определялся по пороодообразующим для них полевым шпатам. Последние отличаются относительно высоким содержанием Pb и низкими содержаниями U и Th. Аналитическая процедура изучения полевых шпатов предусматривала предварительное кислотное выщелачивание с целью удаления продуктов вторичных изменений (Овчинникова и др., 2009). Изотопное исследование очищенного остатка проводилось в ИГГД РАН по методике, изложенной в работе (Овчинникова и др., 2009). Измерение изотопного состава Pb и U проводилось на многоколлекторном масс-спектрометре Triton. Описание методики и режимов измерения приведено в работе (Саватенков и др., 2018). Общий уровень лабораторного загрязнения Pb не превышал 0.1 нг. Поправка изотопных отношений Pb на фракционирование проводилась по методике двойного изотопного разбавления с использованием трассера <sup>235</sup>U-<sup>204</sup>Pb-<sup>207</sup>Pb (Мельников, 2005). Определение концентраций U и Pb, а также расчет отношения <sup>238</sup>U/<sup>204</sup>Pb в полевых шпатах проводились методом изотопного разбавления с использованием вышеупомянутого трассера. Результаты анализа изотопного состава Pb в стандартном образце BCR-2 (6 измерений): <sup>206</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb = 18.7556 ± 0.0061, <sup>207</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb = 15.6235 ± 0.0057, <sup>208</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb = 38.728 ± 0.018 (2σ). Отношение <sup>238</sup>U/<sup>204</sup>Pb в полевых шпатах, наряду с концентрациями Pb и U, определялось для поправки на радиогенный свинец и за исключением двух образцов находилось в интервале 0.14–0.86. В работе использованы первичные изотопные отношения Pb, рассчитанные на возраст соответствующих гранитов с учетом измеренных в полевых шпатах отношений <sup>238</sup>U/<sup>204</sup>Pb. Различие между измеренными отношениями <sup>206</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb и <sup>207</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb и этими же отношениями, пересчитанными на возраст гранитов, составляет 0.06–0.4 и 0.004–0.03% соответственно.

Модельный параметр μ<sub>СК</sub> (μ = <sup>238</sup>U/<sup>204</sup>Pb) рассчитывался согласно двустадийной модели Стейси–Крамперса (Stacey, Kramers, 1975). Ранее, при

изучении изотопной систематики Pb в гранитах, локализованных в пределах среднепалеозойских ювенильных комплексов Заалтайской Гоби (Саватенков и др., 2016), было выявлено хорошее соответствие геохронологического возраста гранитов их модельному Pb-Pb возрасту в рамках двухстадийной модели Стейси–Крамерса. Это дало нам основание использовать указанную модель и для характеристики изотопного состава Pb в гранитоидах Озёрной зоны, Монгольского и Гобийского Алтая.

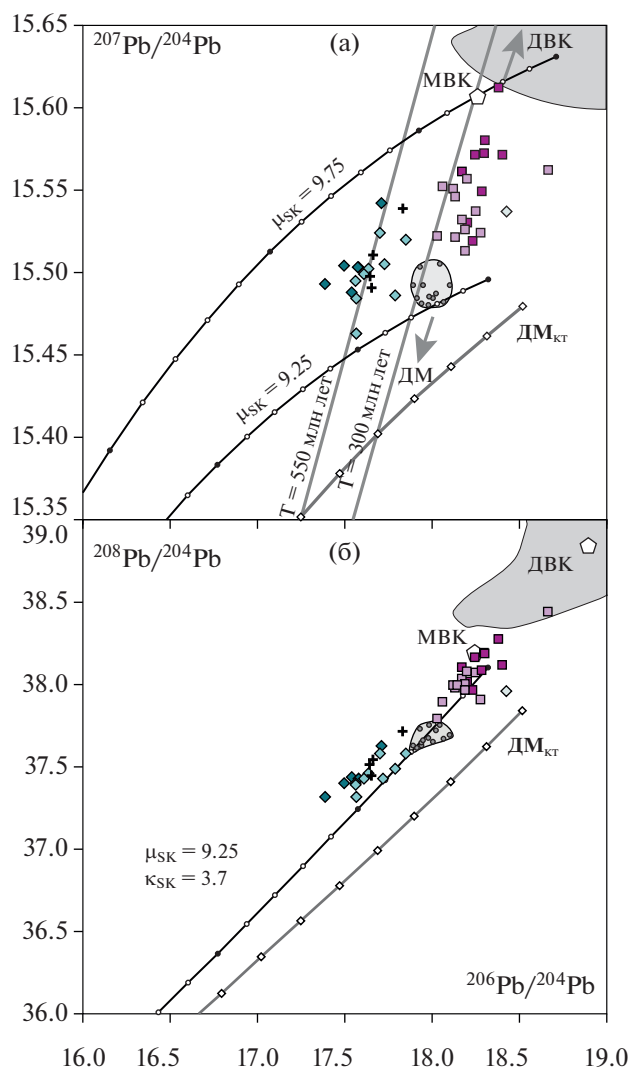
Результаты определения изотопного состава свинца в полевых шпатах изученных гранитоидов, параметр  $\mu_{SK}$  и данные об изотопном составе Nd по породе в целом приведены в табл. 1.

## РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

### Озёрная зона

Изотопные составы свинца полевых шпатов гранитоидов вынесены на диаграммы в координатах  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  и  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  (рис. 5). Для большинства образцов гранитов Озёрной зоны, представляющих различные этапы ее формирования (островодужный, аккреционный и постаккреционный), фигуративные точки изотопных характеристик Pb на диаграмме  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  (рис. 5а) образуют достаточно компактную группу. Все эти гранитоиды формировались в интервале времени ~540–460 млн лет и установленные для них изотопные характеристики Pb близки к геохрону с возрастом 550 млн лет (здесь и далее возраст геохрон по двухстадийной модели Стейси–Крамерса (Stacey, Kramers, 1975)). Эти данные также свидетельствуют о том, что разные по возрасту, тектонической природе и составу гранитоиды Озёрной зоны не имеют систематических различий в изотопных характеристиках Pb.

По сравнению с постаккреционными гранитоидами Заалтайской Гоби (Саватенков и др., 2016) изотопные составы Pb гранитоидов Озёрной зоны смещены в область более низких отношений  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ . Гранитоиды Заалтайской Гоби формировались в основном в интервале 340–290 млн лет и на диаграмме  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  (рис. 5а) смещены к геохрону 300 млн лет. Поэтому расхождение на графике изотопных составов Pb гранитоидов этих тектонических структур отражает, прежде всего, различный возраст сопоставляемых комплексов. В то же время изотопные характеристики Pb в раннепалеозойских гранитоидах Озёрной зоны отвечают более высоким значениям модельных параметров  $\mu_{SK}$  по сравнению с гранитоидами Заалтайской Гоби (рис. 5а). Следует отметить, что, несмотря на вариации изотопных характеристик Pb в гранитах Озёрной зоны,



**Рис. 5.** Диаграммы изотопного состава Pb в координатах  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  и  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  гранитоидов Озёрной зоны, Монгольского и Гобийского Алтая.

ДВК и МВК – модельные Pb-изотопные параметры древней и молодой верхней континентальной коры на момент времени 0.4 млрд лет, согласно (Kramers, Tolstikhin, 1997), ДМ – деплетированная мантия. Серые поля в верхних правых углах диаграмм – оценки изотопного состава Pb верхней континентальной коры, согласно (Millot и др., 2004). Кривые эволюции изотопного состава Pb: ДМ<sub>КТ</sub> – в деплетированной верхней мантии по модели Крамерса–Толстихина (Kramers, Tolstikhin, 1997), черные кривые линии – по модели Стейси–Крамерса (Stacey, Kramers, 1975) для различных значений  $\mu_{SK}$ . Отрезки между значками на модельных линиях соответствуют временным интервалам 100 млн лет. Серые прямые на диаграмме (а) – геохроны, согласно двухстадийной модели Стейси–Крамерса для возрастов 550 и 300 млн лет. Прямые крестики – гранитоиды обрамления Тувино–Монгольского микроконтинента по (Овчинникова и др., 2009). Другие условные обозначения см. на рис. 2 и 4.

Таблица 1. Результаты определений изотопного состава Pb и Nd гранитоидов Озёрной зоны, Монгольского и Гобийского Алтая

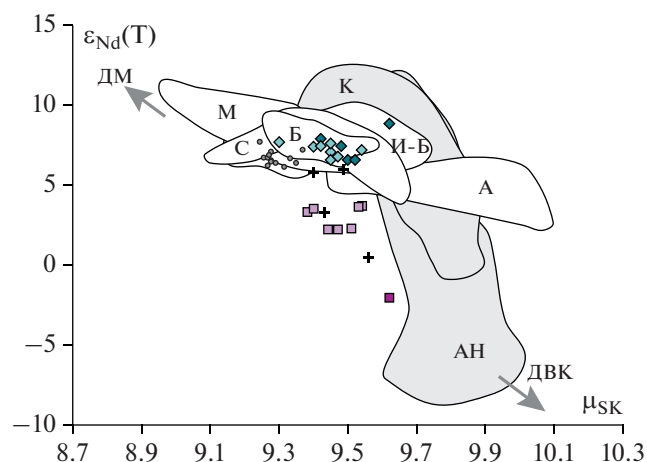
Номер образца (источник*)	Массив (номер на рис. 1)	Порода	Возраст, млн лет	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$\mu_{\text{5K}}^{**}$	Sm, мкг/г	Nd, мкг/г	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} \pm 2\sigma$	$\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$
Озёрная зона												
Островоудужный этап												
PM-72-06 (1)	Харанурский (1)	Кварцевый диорит	529	17.544	15.488	37.44	9.42	1.66	6.23	0.1614	$0.512921 \pm 5$	7.9
PM-46-05 (1)	Харанурский (1)	Тоналит	531	17.577	15.503	37.42	9.48	0.70	3.4	0.1243	$0.512768 \pm 4$	7.5
PM-40-13 (1)	Харанурский (1)	Лейко-плаггиогранит	510	17.584	15.503	37.43	9.48					
PM-50-07 (2)	Бумбат-хаирханский (2)	Плаггиогранит	535	17.711	15.542	37.63	9.62	0.43	2.00	0.1307	$0.512859 \pm 6$	8.8
PM-21-05 (1)	Шара-тологийский (3)	Тоналит	519	17.392	15.493	37.32	9.50	1.83	9.52	0.1162	$0.512701 \pm 3$	6.6
PM-12-05 (1)	Шара-тологийский (3)	Плаггиогранит	519	17.499	15.504	37.40	9.52	2.76	13.02	0.1283	$0.512742 \pm 2$	6.6
Аккреционный этап												
XP-2014 (3, 4)	Хиргиснурский (4)	Тоналит	490	17.614	15.499	37.43	9.45	2.64	13.90	0.1147	$0.512737 \pm 3$	7.1
PM-27-05 (1)	Хиргиснурский (4)	Тоналит	495	17.624	15.466	37.32	9.30	3.88	18.18	0.1291	$0.512811 \pm 6$	7.7
PM-30-05 (1)	Хиргиснурский (4)	Плаггиогранит	495	17.623	15.466	37.32	9.30					
PM-7-05 (1)	Шара-тологийский (3)	Тоналит	494	17.566	15.495	37.40	9.45	3.52	14.18	0.1501	$0.512823 \pm 2$	6.6
PM-24-05 (1)	Шара-тологийский (3)	Плаггиогранит	494	17.792	15.486	37.49	9.33					
PM-52-07 (5)	Бумбат-хаирханский (2)	Кварцевый диорит	507	17.569	15.484	37.41	9.40	2.89	11.06	0.1578	$0.512887 \pm 3$	7.4
PM-47-07 (5)	Бумбат-хаирханский (2)	Тоналит	507	17.853	15.520	37.58	9.47	1.99	9.68	0.1243	$0.512745 \pm 4$	6.8
PM-67-07 (2)	Гундузинский (5)	Кварцевый диорит	505	17.706	15.524	37.58	9.54	2.74	9.68	0.1709	$0.512921 \pm 5$	7.2
PM-69-07 (2)	Гундузинский (5)	Плаггиогранит	511	17.640	15.502	37.46	9.45	1.44	6.31	0.1381	$0.512829 \pm 4$	7.6
ДАР-1 (о.д.)	Даривский (6)	Плаггиогранит	490	17.723	15.501	37.43	9.42	1.09	5.32	0.1235	$0.512784 \pm 3$	7.4
Постколлизийный этап												
PM-38-05 (1)	Айрыгнурский (7)	Лейкогранит	465	18.429	15.537	37.96	9.40					
Монгольский и Гобийский Алтай												
Синкинематические среднепалеозойские граниты												
4465 (о.д.)	Бодончинский (8)	Пегматоидный гранит	360	18.384	15.612	38.27	9.74					
4465-1 (о.д.)	Бодончинский (8)	Пегматоидный гранит	360	18.407	15.571	38.12	9.55					



Таблица 1. Окончание

Номер образца (источник*)	Массив (номер на рис. 1)	Порода	Возраст, млн лет	<sup>206</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	<sup>207</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	<sup>208</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	μ <sub>СК</sub> **	Sm, мкг/г	Nd, мкг/г	<sup>147</sup> Sm/ <sup>144</sup> Nd	<sup>143</sup> Nd/ <sup>144</sup> Nd ± 2σ	ε <sub>Nd</sub> (T)
4464-1 (о.д.)	Бодончинский (8)	Гранатовый аплит	360	18.300	15.572	38.20	9.58					
4464-4 (6)	Бодончинский (8)	Пегматоидный гранит	360	18.307	15.580	38.199	9.62	2.64	9.73	0.1635	0.512454 ± 8	-2.1
4423 (о.д.)	Цогтский (9)	Гранит	360	18.251	15.571	38.16	9.59					
4423-1 (о.д.)	Цогтский (9)	Гранит	360	18.291	15.549	38.09	9.49					
4423-3 (о.д.)	Цогтский (9)	Пегматоидный гранит	360	18.206	15.530	38.02	9.42					
4423-4 (о.д.)	Цогтский (9)	Пегматоидный гранит	360	18.237	15.519	37.97	9.37					
4424-1 (о.д.)	Цогтский (9)	Гранит	360	18.177	15.561	38.11	9.56					
Посткинематические позднепалеозойские граниты												
4469 (6)	Бидж (10)	Гранит	280	18.668	15.562	38.44	9.47	10.9	42.9	0.1532	0.512675 ± 11	2.3
4422 (о.д.)	Цогтский (9)	Гранит	280	18.136	15.521	37.98	9.40	3.56	22.5	0.0957	0.512636 ± 5	3.6
4422-1 (6)	Цогтский (9)	Гранит	280	18.174	15.532	38.03	9.44	2.5	14.2	0.1066	0.512587 ± 17	2.2
СХ-3 (6)	Улан-Чулунский (11)	Гранодиорит	274	18.279	15.525	37.91	9.38	3.73	18.34	0.1218	0.512675 ± 3	3.3
4426 (о.д.)	Цогтский (9)	Аплит	330	18.191	15.513	37.96	9.35					
4426-1 (о.д.)	Цогтский (9)	Гранатовый аплит	330	18.192	15.526	38.00	9.41					
4426-3 (о.д.)	Цогтский (9)	Аплит	330	18.255	15.537	38.07	9.44					
ЮМ-38/17 (о.д.)	Баян-Ундерский (12)	Гранит	271	18.141	15.547	38.00	9.51	11.13	54.83	0.1227	0.512626 ± 2	2.3
ЮМ-34/21 (о.д.)	Баян-Лэгский (13)	Гранодиорит	318	18.122	15.551	38.00	9.53	6.22	30.86	0.1219	0.5126691 ± 2	3.7
ЮМ-34/22 (о.д.)	Баян-Лэгский (13)	Гранит	318	18.200	15.557	38.08	9.54	10.50	51.31	0.1238	0.5126768 ± 2	3.7
4400 (о.д.)	Гоби-Алтайский (14)	Гранит	270	18.033	15.522	37.79	9.43					
4400-1 (о.д.)	Гоби-Алтайский (14)	Гранит	270	18.061	15.552	37.90	9.56					

Примечание. \*Значения возраста, характеристика массива и изотопный состав Nd взяты из работ: 1 – Руднев и др., 2009, 2 – Руднев и др., 2012, 3 – Ярмолюк и др., 2011, 4 – Ковач и др., 2011, 5 – Руднев и др., 2013, 6 – Козаков и др., 2007, о.д. – оригинальные данные; \*\* μ<sub>СК</sub> – модельный параметр μ (<sup>238</sup>U/<sup>204</sup>Pb), рассчитанный согласно двухстадийной модели Стейси–Крамерса (Stacey, Kratens, 1975).



**Рис. 6.** Диаграмма в координатах  $\mu_{SK}-\epsilon_{Nd}(T)$ . Очерчены поля изотопных характеристик вулканитов современных энсиматических дуг: А – Антильской, Б – Бисмарка, И-Б – Изу-Бонинской, М – Марианской, С – Соломоновой. Серые поля – изотопные характеристики вулканитов современных активных окраин: АН – Анды, К – Каскадные горы. Данные для современных вулканитов взяты из интернет-ресурса GEOROC. Другие условные обозначения на рис. 2 и 4.

изотопные составы Nd в этих гранитах варьируют незначительно ( $\epsilon_{Nd}(T) = +6.1 \dots +8.8$ ) (рис. 6).

На диаграмме в координатах  $^{206}Pb/^{204}Pb-^{208}Pb/^{204}Pb$  (рис. 5б) фигуративные точки изотопных характеристик Pb гранитов Озёрной зоны образуют поле, которое находится левее модельной линии эволюции изотопного состава Pb в деплетированной мантии (Kramers, Tolstikhin, 1997) и ниже поля изотопных составов Pb гранитоидов Заалтайской Гоби. При этом граниты, представляющие различные тектонические обстановки, как и в случае изотопных отношений с ураногенными Pb, не проявляют систематических различий в изотопных характеристиках торогенного Pb.

#### *Монгольский и Гобийский Алтай*

Фигуративные точки изотопных составов Pb в гранитах Алтая на диаграмме в координатах  $^{206}Pb/^{204}Pb-^{207}Pb/^{204}Pb$  (рис. 5а) располагаются правее поля изотопных составов Pb гранитоидов Озёрной зоны и выше поля гранитоидов Заалтайской Гоби (Саватенков и др., 2016), образуя тренд от этого поля вдоль геохроны 300 млн лет в сторону состава верхней континентальной коры (Millot et al., 2004). На диаграмме в координатах  $^{206}Pb/^{204}Pb-^{208}Pb/^{204}Pb$  (рис. 5б) фигуративные точки изотопных характеристик Pb гранитов Алтая располагаются выше модельной линии эволюции изотопного состава Pb в деплетированной мантии (Kramers, Tolstikhin, 1997), тяготея к линии эволюции изотопного состава Pb, согласно

модели Стейси–Крамера с  $\kappa_{SK} = 3.7$  ( $\kappa = ^{232}Th/^{238}U$ ). Из рисунков 5а и 5б видно, что изотопный состав Pb среднепалеозойских синкинематических гранитов характеризуется в среднем более высокими отношениями  $^{206}Pb/^{204}Pb$ ,  $^{207}Pb/^{204}Pb$  и  $^{208}Pb/^{204}Pb$  по сравнению с позднепалеозойскими посткинematическими гранитами, т.е. их изотопные составы Pb смещены в направлении составов пород древней верхней континентальной коры.

Изотопный состав Nd гранитоидов двух групп Монгольского и Гобийского Алтая показывает значительные вариации (рис. 4), причем для ранних среднепалеозойских гранитов они более существенны:  $\epsilon_{Nd}(T)$  от  $-2.1$  до  $+6.1$ , что свидетельствует о значительной неоднородности их источника. На диаграмме в координатах  $\mu_{SK}-\epsilon_{Nd}(T)$  (рис. 6) составы гранитов Алтая образуют линейную отрицательную корреляцию, соединяющую области составов деплетированной мантии и древней верхней континентальной коры. При этом синкинематические граниты характеризуются наиболее высокими долями древнего корового компонента по двум изотопным системам.

#### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Полученные результаты свидетельствуют о существенных различиях в изотопном составе Pb и Nd гранитоидов Озёрной зоны, Монгольского и Гобийского Алтая, которые в свою очередь отличаются от гранитоидов Заалтайской Гоби (Саватенков и др., 2016). Точки изотопного состава Pb гранитоидов Озёрной зоны на диаграмме  $^{206}Pb/^{204}Pb-^{207}Pb/^{204}Pb$  (рис. 5а) компактно группируются вблизи геохроны 550 млн лет. При этом ряд точек отклоняется от этой группы либо вдоль геохроны, либо в сторону более высоких значений отношения  $^{206}Pb/^{204}Pb$ . Гранитоиды Алтая выделяются тем, что их составы распределены вдоль геохроны 300 млн лет выше поля составов гранитоидов Заалтайской Гоби. Наблюдаемые отклонения от геохрон изотопных характеристик Pb в гранитах вдоль оси  $^{206}Pb/^{204}Pb$  в пределах каждой из выделенных групп можно объяснить перераспределением радиогенного Pb между полевыми шпатами и U-содержащими минералами в ходе посткристаллизационного преобразования пород, как это отмечалось в работе (Саватенков и др., 2016). В отличие от них вариации  $^{207}Pb/^{204}Pb$  являются результатом участия в формировании гранитных расплавов источников с длительной эволюцией U-Th-Pb изотопной системы и различающихся по U/Pb отношению.

С одной стороны, низкие значения начальных отношений  $^{208}Pb/^{204}Pb$  (рис. 5б) в гранитах Озёрной зоны, по сравнению с гранитами Заалтайской Гоби, связаны с более древним возрастом

первых, что обуславливает более низкую долю радиогенного  $^{208}\text{Pb}$ . С другой стороны, высокие значения отношений  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  в гранитах Алтая, по сравнению с одновозрастными с ними гранитами Заалтайской Гоби (Саватенков и др., 2016), связаны с присутствием в источнике Алтайских гранитов значительной доли древнего корового компонента, характеризующегося высоким отношением  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ .

Сопоставление изотопных характеристик Pb в изученных гранитоидах с данными об их изотопном составе Nd определенно указывает на то, что вариации этих параметров в гранитоидах различных тектонических структур обусловлены разными механизмами роста континентальной коры. Об этом свидетельствует график (рис. 6), на котором представлено распределение точек изотопных характеристик в координатах  $\mu_{\text{SK}}-\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$ . Составы гранитоидов Озёрной зоны варьируют в основном в отношении параметра  $\mu_{\text{SK}}$ , тогда как гранитоиды Алтая демонстрируют очевидную отрицательную корреляцию между  $\mu_{\text{SK}}$  и  $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$ . Рассмотрим поведение изотопных систем Pb и Nd в процессах корообразования отдельно для Озёрной зоны, Монгольского и Гобийского Алтая.

#### *Озёрная зона*

Напомним, что изученные гранитоиды Озёрной зоны формировались на сближенных во времени островодужном, аккреционном и постаккреционном этапах корообразования и представлены преимущественно низкощелочными плагиоклазовыми разновидностями (кварцевыми диоритами, тоналитами, плагиогранитами). Эти породы характеризуют этапы раннепалеозойского роста ювенильной коры в ЦАОП. Основной группе гранитоидов Озёрной зоны свойственна существенная дисперсия значений  $\mu_{\text{SK}}$  от 9.30 до 9.54 при небольших вариациях  $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$  от +6 до +8 (рис. 6, 7а, 7б). Такие соотношения изотопных характеристик Pb и Nd является типичными для большинства вулканических комплексов современных энсиматических вулканических дуг (рис. 6). При этом повышенные по сравнению с деплетированной мантией значения  $\mu_{\text{SK}}$  могут свидетельствовать либо об участии обогащенной мантии НМУ в источнике примитивных островодужных магм, которые впоследствии продуцировали гранитоидные расплавы через кристаллизационную дифференциацию или коровый анатексис, либо о вовлечении вещества верхней континентальной коры в источник гранитоидов.

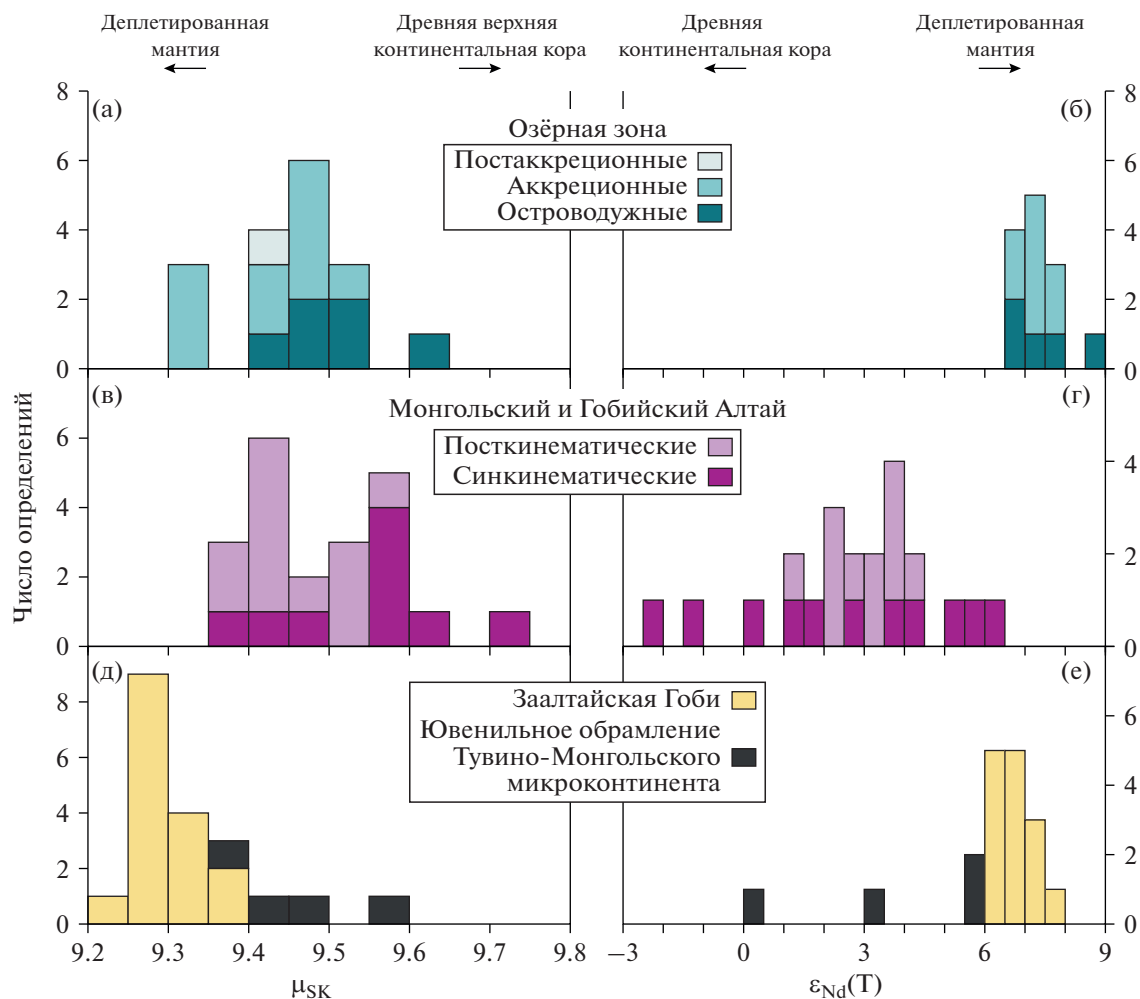
Участие обогащенной мантии НМУ предполагалось при интерпретации изотопных составов Pb в породах вулканических комплексов как древних (например, палеозойские офиолиты Северного Китая, Liu et al., 2014), так и современных

(океаническая дуга Изу-Бонин, Isuzuka et al., 2007). Однако вулканы с изотопно-геохимическими характеристиками, отвечающими обогащенной мантии, как правило, выделяются химическим составом (повышенная щелочность, высокие содержания несовместимых элементов). Так, в случае островодужных вулканических комплексов Изу-Бонин обогащенные изотопные характеристики Pb (повышенное содержание радиогенного компонента), а также Nd и Sr в наибольшей степени проявлены в высококальциевых породах шошонитовой серии. Среди вулканических комплексов Озёрной зоны, с которыми ассоциируют исследуемые граниты, доминируют породы толеитовой серии с геохимическими характеристиками, типичными для островных дуг (Коваленко и др., 1996а, 1996б; Ковач и др., 2011). Выделяются лишь отдельные ассоциации, отвечающие по составу породам океанических островов и сформированные при участии геохимически обогащенных источников, но они распространены локально (Коваленко и др., 1996а) и поэтому не могли влиять на Nd-Pb изотопные характеристики большинства изученных гранитов, локализованных вне районов проявления подобных ассоциаций.

Очевидно, причина повышенных значений  $\mu_{\text{SK}}$  и значительного их разброса при выдержанном умеренно-деплетированном изотопном составе Nd может быть связана с участием в формировании расплавов вещества осадков океанического дна. Согласно (Plank, Lungmuir, 1998), океанические осадки характеризуются наибольшей степенью обогащения Pb относительно примитивной мантии по сравнению с другими несовместимыми элементами. При этом изотопный состав Pb в этих осадках близок к характеристикам верхней континентальной коры. Следовательно, участие вещества океанических осадков в формировании расплавов могло привести к более высокой степени дисперсии изотопного состава Pb в породах островодужных комплексов по сравнению с Nd.

Таким образом, мы полагаем, что изотопные характеристики основной группы гранитоидов Озёрной зоны можно рассматривать, как отвечающие составу ювенильного источника, участвовавшего в формировании островной дуги за счет деплетированной мантии и субдуцированных осадков. При этом последние практически не оказывали влияние на изотопный состав Nd. Параметры этого источника следующие:  $\mu_{\text{SK}} \sim 9.42$  и  $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T}) \sim +8$ .

Следует отметить, что изотопные характеристики Pb в гранитах позднеопротерозойского—раннепалеозойского северо-восточного обрамления Тувино-Монгольского микроконтинента (Овчинникова и др., 2009) проявляют сходство с изотопными характеристиками Pb в гранитах Озёрной зоны (рис. 5а, 7а, 7д). Однако их вариации согласуются с существенными изменениями изо-



**Рис. 7.** Гистограммы распределения изотопных характеристик Pb ( $\mu_{SK}$ ) и Nd ( $\epsilon_{Nd}(T)$ ) гранитоидов: (а), (б) – Озёрной зоны, (в), (г) – Монгольского и Гобийского Алтая, (д), (е) – Заалтайской Гоби по (Саватенков и др., 2016) и обрамления Тувино-Монгольского микроконтинента по (Овчинникова и др., 2009).

топного состава Nd (от 0 до +6), что указывает на значительное участие в их образовании древнекорового компонента (рис. 6, 7е). Это обусловлено тем, что источником сноса для терригенных отложений обрамления Тувино-Монгольского микроконтинента служили его ранне- и позднедокембрийские кристаллические комплексы (Козаков и др., 2003; Летникова и др., 2017).

#### Монгольский и Гобийский Алтай

Особенностью изученных гранитоидов Монгольского и Гобийского Алтая является то, что их становление происходило в два разорванных во времени этапа в разных геодинамических обстановках. Среднепалеозойские синкинематические гранитоиды формировались на активной континентальной окраине и в аккреционных условиях; позднепалеозойские граниты формировались в постколлизийных или анорогенных условиях (Козаков

и др., 2007, 2019; Kozlovsky et al., 2015). При этом составы гранитоидов имеют сходные черты, что говорит о близости их источников и  $P$ - $T$ - $fH_2O$  условий выплавления. Повышенная щелочность гранитоидов за счет высоких содержаний  $K_2O$ , доминирование среди них пересыщенных глиноземом пород, согласующихся с составами син- и постколлизийных гранитоидов (рис. 2), свидетельствуют о том, что их протолитом очевидно, служили метатерригенные отложения Алтайского аккреционного клина.

Формирование гранитоидов Алтая происходило существенно позднее гранитоидов Озёрной зоны, поэтому на диаграмме  $^{206}Pb/^{204}Pb$ – $^{207}Pb/^{204}Pb$  (рис. 5а) их составы смещены вправо в область более молодых модельных возрастов. С одной стороны, они образуют вытянутую вдоль геохроны группу, которая прослеживается от поля составов ювенильной среднепалеозойской коры Заалтай-

ской Гоби в сторону состава древней верхней континентальной коры. С другой стороны, вариации значений  $\mu_{SK}$  (преимущественно 9.35–9.59) в этих гранитоидах практически полностью совпадают с таковыми для гранитоидов Озёрной зоны с небольшим смещением в сторону более высоких значений, свойственных древней верхней континентальной коре (рис. 7в). При этом значения  $\mu_{SK}$  ювенильной коры Заалтайской Гоби (Саватенков и др., 2016) оказываются более низкими, т.е. более приближенными к деплетированной мантии (рис. 7д).

Иные соотношения наблюдаются для изотопных характеристик Nd, которые в гранитоидах Алтая (особенно в синкинематических) показывают существенную дисперсию  $\epsilon_{Nd}(T)$  от  $-2.1$  до  $+6.1$  (рис. 4, 7в), свидетельствуя, во-первых, о неоднородности протолита, а во-вторых, о заметном участии в нем древнекорового материала. Позднепалеозойские посткинематические гранитоиды более однородны по изотопному составу Nd:  $\epsilon_{Nd}(T)$  от  $+1.1$  до  $+4.3$  (рис. 4, 7в). Очевидно, значительная дисперсия изотопных характеристик Nd в ранних гранитоидах, представленных малыми жильными телами, вызвана тем, что они наследуют локальные изотопные неоднородности осадочного протолита. Поздние посткинематические более крупные массивы, являющиеся результатом масштабного плавления, представляют усредненные изотопные характеристики плавящегося материала. При этом изотопный состав Nd этого протолита отличается от ювенильной коры как Озёрной зоны, так и Заалтайской Гоби (рис. 7б, 7в, 7е).

Установленные соотношения изотопных характеристик Pb и Nd в гранитоидах Монгольского и Гобийского Алтая и расположенных с юга и севера террейнов с разновозрастной ювенильной корой (позднеопротерозойской–раннепалеозойской Озёрной зоны и среднепалеозойской Заалтайской Гоби) могут внести дополнительные ограничения в представления о формировании метатерригенных толщ Алтайского аккреционного клина. В соответствии с данными о возрасте детритовых цирконов из терригенных пород Монгольского Алтая (Jiang et al., 2017), эта толща формировалась преимущественно за счет разрушения пород Озёрной зоны (0.47–0.51 млрд лет) с подчиненной ролью более древних комплексов Тувино-Монгольского или Дзобханского микроконтинентов (0.7–2.7 млрд лет). С этим согласуется доминирование граувакк среди осадков Алтая (Jiang et al., 2017). Изотопные характеристики Pb в гранитоидах Алтая и Озёрной зоны, выраженные через параметр  $\mu_{SK}$ , во многом идентичны (рис. 7а, 7в), подтверждая, что источником Pb для терригенных пород могли служить породы ювенильной коры Озёрной зоны. В то же время изотопные харак-

теристики Nd иллюстрируют более существенную роль в Алтайских осадках древнекорового материала. Эти расхождения связаны с особенностью осадконакопления на Алтайской активной континентальной окраине, где осадочная толща формировалась преимущественно за счет механического переноса терригенного материала с континентального источника без существенной химической дифференциации. В таких условиях поступление Pb и Nd происходило с близко пропорциональной скоростью, что обуславливает очевидную корреляцию изотопных характеристик Pb и Nd в продуктах плавления осадков на диаграмме в координатах  $\mu_{SK}-\epsilon_{Nd}(T)$ , характерную для континентальных окраин (рис. 6).

#### *Изотопные системы Pb и Nd в процессах ювенильного корообразования в ЦАОП*

Гранитоиды Озёрной зоны и Заалтайской Гоби, т.е. двух террейнов с ювенильной континентальной корой, сформированной в островодужных условиях, обнаруживают ограниченные вариации изотопных характеристик Nd ( $\epsilon_{Nd}(T)$  от 6.1 до 8.8) при существенных различиях в изотопных характеристиках Pb (рис. 7а, 7д) и значительной их дисперсии в гранитах Озёрной зоны. Установленные параметры ювенильного источника гранитов Озёрной зоны  $\mu_{SK} \sim 9.42$  и  $\epsilon_{Nd}(T) \sim +8$  отличаются от таковых для Заалтайской Гоби:  $\mu_{SK} \sim 9.29$  и  $\epsilon_{Nd}(T) \sim +7$  (рис. 7д, 7е). По изотопному составу Pb ювенильная кора Заалтайской Гоби (Саватенков и др., 2016) более деплетированная, тогда как по изотопному составу Nd практически не отличается. Причина этих различий, очевидно, связана с различной геодинамической обстановкой, в которой формировались островные дуги Озёрной зоны и Заалтайского Гоби. Геологические комплексы Озёрной зоны располагаются по обрамлению Тувино-Монгольского и Дзобханского композитных микроконтинентов. Эти микроконтиненты имеют длительную историю аккреции к их раннедокембрийским ядрам (Гагранской глыбе в первом и Байдарикскому блоку во втором) раннеопротерозойских палеоокеанических комплексов разной геодинамической природы: островодужных, океанических островов и плато, аккреционных призм (Козаков и др., 2003, 2017; Ярмолюк и др., 2017; Летникова и др., 2017; Kuzmichev et al., 2001, 2005; Kröner et al., 2015). Заложение островодужных комплексов Озёрной зоны произошло в позднем неопротерозое, основной островодужный этап развития пришелся на начало кембрия, а аккреционный – на конец кембрия–начало ордовика (Ярмолюк и др., 2011). В такой ситуации, вероятно, островодужная система Озёрной зоны располагалась недалеко от отмеченных микроконтинентов и могла быть отделена небольшими окраинными морями, не препятствующими по-

ступлению терригенного материала с микроконтинентов с зону субдукции.

Островодужные комплексы Заалтайской Гоби и их продолжение в Восточную Джунгарию развивались в среднем палеозое как энсиматические островные дуги, вероятно, вдалеке от палеоконтинентов вплоть до их аккреции к Алтайской континентальной окраине в конце девона (Козаков и др., 2019). При этом на протяжении всего раннего и среднего палеозоя сама Алтайская окраина Сибирского палеоконтинента была активной, что препятствовало обильному дальнему выносу с континента в палеоокеаническую область терригенного материала, который осаждался в глубоководном желобе и вовлекался в субдукцию, формируя отложения аккреционного клина. В связи с этим Pb-изотопные характеристики ювенильной коры Заалтайской Гоби наиболее приближены к деплетированной мантии.

Интересной особенностью всех изученных гранитоидов Озёрной зоны, Монгольского и Гобийского Алтая и Заалтайской Гоби является повышенное отношение Th/U по сравнению с деплетированной мантией, согласно модели Крамерса и Толстикина (Kramers, Tolstikhin, 1997). Это выражается в едином тренде составов в координатах  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ — $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  (рис. 5б), вытянутом вдоль линии эволюции изотопного состава Pb с  $\kappa_{\text{СК}} = 3.7$  и  $\mu_{\text{СК}} = 9.25$ . Указанный тренд располагается выше линии эволюции деплетированной мантии. Как показано выше, деплетированная мантия является доминирующим источником при формировании ювенильной континентальной коры террейнов ЦАОП. Очевидно, такое повышенное отношение Th/U является характерной чертой деплетированной мантии Палеоазиатской провинции.

## ВЫВОДЫ

Полученные новые данные об изотопном составе Pb гранитоидов Озёрной зоны, Монгольского и Гобийского Алтая совместно с Nd-изотопными характеристиками иллюстрируют некоторые особенности процессов роста континентальной коры в террейнах ЦАОП:

1. Изотопные характеристики Pb и Nd в гранитоидах трех последовательных этапов эволюции позднепротерозойской—раннепалеозойской коры Озёрной зоны — островодужного, аккреционного и постаккреционного — не показывают систематических различий между собой. Вариации изотопного состава Pb в гранитоидах отражают разную степень участия в источнике гранитоидов ювенильного мантийного компонента и верхней континентальной коры. Усредненные характеристики изотопного состава мантийного

источника ювенильной континентальной коры Озёрной зоны следующие:  $\mu_{\text{СК}} \sim 9.42$  и  $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T}) \sim +8$ .

2. Изотопные характеристики Pb и Nd средне—позднепалеозойских гранитоидов Монгольского и Гобийского Алтая отражают неоднородность их источника, которым являлись метатерригенные породы Алтайского аккреционного клина. Эти осадочные породы формировались за счет продуктов разрушения ближайших островодужных комплексов Озёрной зоны, поставивших Pb и Nd с ювенильными изотопными характеристиками, и отдаленных Тувино-Монгольского и Дзабханского микроконтинентов, являющихся источником терригенного материала с древнекоровыми изотопными характеристиками.

3. Различия изотопных составов Pb при сходном составе Nd в ювенильных источниках гранитоидов Озёрной зоны и ранее изученной Заалтайской Гоби (Саватенков и др., 2016) ( $\mu_{\text{СК}} \sim 9.42$  и  $9.29$ ,  $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T}) \sim +8$  и  $+7$  соответственно) связываются с различным палеоокеаническим положением соответствующих островодужных террейнов. Озёрная зона развивалась в обрамлении микроконтинентов с докембрийской корой (Тувино-Монгольского и Дзабханского), которые поставляли терригенный материал в источники гранитоидов. Заалтайская Гоби представляла собой систему энсиматических островных дуг, отделенных от Сибирского палеоконтинента зоной субдукции под континент, препятствовавшей дальнему выносу терригенного материала с континента.

4. Гранитоиды Озёрной зоны, Монгольского и Гобийского Алтая и Заалтайской Гоби, в том числе с доминированием ювенильного мантийного материала в источнике, характеризуются повышенным отношением Th/U по сравнению с деплетированной мантией по модели Крамерса и Толстикина (Kramers, Tolstikhin, 1997). Их составы аппроксимируются линией эволюции изотопного состава Pb с  $\kappa_{\text{СК}} = 3.7$  и  $\mu_{\text{СК}} = 9.25$ . Повышенное отношение Th/U, вероятно, является характерной чертой деплетированного мантийного источника Палеоазиатской провинции.

*Благодарности.* Авторы выражают благодарность рецензенту статьи А.В. Чугаеву, чьи замечания позволили существенно улучшить понимание материала, а также И.К. Козакову за предоставленные для исследований образцы гранитоидов Монгольского и Гобийского Алтая.

*Источники финансирования.* Работа выполнена в лабораториях ИГГД РАН, ИГЕМ РАН и ИГМ СО РАН в рамках Государственных заданий № 0136-2019-0012 и 0153-2019-0005, а также при поддержке РФФИ и МОКНСМ (проекты №№ 20-05-00401, 18-05-00105, 19-05-00434, 20-55-44001).

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Коваленко В.И., Пухтель И.С., Ярмолюк В.В. и др. Sm-Nd изотопная систематика офиолитов Озёрной зоны (Монголия) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1996а. Т. 4. № 1. С. 3–9.
- Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Ковач В.П. и др. Вариации источников магм щелочных гранитоидов и связанных с ними пород Халдзан-Буретгейской группы массивов (Западная Монголия) по изотопным (неодим, стронций и кислород) и геохимическим данным // Петрология. 2004. Т. 12. № 6. С. 563–585.
- Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Пухтель И.С. и др. Магматические породы и источники магм офиолитов Озёрной зоны, Монголия // Петрология. 1996б. Т. 4. № 5. С. 453–495.
- Ковач В.П., Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. и др. Состав, источники и механизмы формирования континентальной коры Озёрной зоны каледонид Центральной Азии II. Геохимические и Nd-изотопные данные // Петрология. 2011. Т. 19. № 4. С. 417–444.
- Козаков И.К., Ковач В.П., Бибикова Е.В. и др. Возраст и источники гранитоидов зоны сочленения каледонид и герцинид Юго-Западной Монголии: геодинамические следствия // Петрология. 2007. Т. 15. № 2. С. 126–150.
- Козаков И.К., Ковач В.П., Ярмолюк В.В. и др. Корообразующие процессы в геологическом развитии Тувино-Монгольского массива: Sm-Nd изотопные и геохимические данные по гранитоидам // Петрология. 2003. Т. 11. № 5. С. 491–512.
- Козаков И.К., Козловский А.М., Ярмолюк В.В. и др. Геодинамические обстановки формирования поли- и многометаморфических комплексов Южно-Алтайского метаморфического пояса, Центрально-Азиатский складчатый пояс // Петрология. 2019. Т. 27. № 3. С. 223–257.
- Козаков И.К., Кузнецов А.Б., Эрдэнэжаргал Ч. и др. Неопротерозойские комплексы фундамента шельфового чехла Дзабханского террейна восточного сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2017. Т. 25. № 1. С. 3–16.
- Крук Н.Н. Континентальная кора Горного Алтая: этапы формирования и эволюции, индикаторная роль гранитоидов // Геология и геофизика. 2015. Т. 56. С. 1403–1423.
- Летникова Е.Ф., Школьник С.И., Летников Ф.А. и др. Основные этапы тектоно-магматической активности Тувино-Монгольского микроконтинента в докембрии: данные U-Pb-датирования цирконов // Докл. АН. 2017. Т. 474. С. 599–604.
- Мельников Н.Н. Погрешности метода двойного изотопного разбавления при изотопном анализе обыкновенного свинца // Геохимия. 2005. № 12. С. 1333–1339.
- Овчинникова Г.В., Крылов Д.П., Козаков И.К. и др. Источники гранитоидов Тувино-Монгольского массива и его обрамления по данным изотопного состава свинца, неодима и кислорода // Петрология. 2009. Т. 17. № 6. С. 613–622.
- Петрографический кодекс России: Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования // Под ред. О.А. Богатикова, О.В. Петрова, А.Ф. Морозова; отв. ред. Л.В. Шарпенко. 3-е изд., испр. и доп. СПб.: ВСЕГЕИ, 2009. 200 с.
- Руднев С.Н., Изох А.Э., Борисенко А.С., Гаськов И.В. Гранитоидный магматизм и металлогения Озёрной зоны Западной Монголии (на примере Бумбатхаирханского ареала) // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. С. 265–286.
- Руднев С.Н., Изох А.Э., Борисенко А.С. и др. Раннепалеозойский гранитоидный магматизм Бумбатхаирханского ареала Озёрной зоны Западной Монголии (геологические, петрохимические и геохронологические данные) // Геология и геофизика. 2012. Т. 53. С. 557–578.
- Руднев С.Н., Изох А.Э., Ковач В.П. и др. Возраст, состав, источники и геодинамические условия формирования гранитоидов северной части Озёрной зоны Западной Монголии: механизмы роста палеозойской континентальной коры // Петрология. 2009. Т. 17. № 5. С. 470–508.
- Руднев С.Н., Ковач В.П., Пономарчук В.А. Венд-раннекембрийский островодужный плагиогранитоидный магматизм Алтае-Саянской складчатой области и озерной зоны Западной Монголии (геохронологические, геохимические и изотопные данные) // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. С. 1628–1647.
- Саватенков В.М., Козловский А.М., Ярмолюк В.В., Смирнова З.Б. Изотопные характеристики свинца гранитоидов в герцинидах Центрально-Азиатского складчатого пояса как отражение процессов ювенильного корообразования // Докл. АН. 2016. Т. 470. С. 335–339.
- Саватенков В.М., Ярмолюк В.В., Козловский А.М. и др. Изотопный (Nd, Pb) состав гранитоидов Хангайского батолита как индикатор корообразующих процессов в истории геологического развития Центрально-Азиатского орогенного пояса // Петрология. 2018. Т. 26. № 4. С. 358–375.
- Ярмолюк В.В., Ковач В.П., Коваленко В.И. и др. Состав, источники и механизмы формирования континентальной коры Озёрной зоны каледонид Центральной Азии: I. Геологические и геохронологические данные // Петрология. 2011. Т. 19. № 1. С. 83–107.
- Ярмолюк В.В., Ковач В.П., Козаков И.К. и др. Механизмы формирования континентальной коры Центрально-Азиатского складчатого пояса // Геотектоника. 2012. № 4. С. 3–27.
- Ярмолюк В.В., Козловский А.М., Лебедев В.И. Неопротерозойские магматические комплексы Сонгинского блока (Монголия): к проблеме образования и корреляции докембрийских террейнов Центрально-Азиатского орогенного пояса // Петрология. 2017. Т. 25. № 4. С. 362–394.
- Dolgoplova A., Seltmann R., Armstrong R. et al. Sr-Nd-Pb-Hf isotope systematics of the Hugo Dummett Cu-Au porphyry deposit (Oyu Tolgoi, Mongolia) // Lithos. 2013. V. 164–167. P. 47–64.
- Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J. et al. A Geochemical Classification for Granitic Rocks // J. Petrol. 2001. V. 42. P. 2033–2048.
- Hala J. Pb isotopes – A multi-function tool for assessing tectonothermal events and crust-mantle recycling at late

- Archaean convergent margins // *Lithos*. 2018. V. 320–321. P. 207–221
- Harris N.B.W., Pearce J.A., Tindle A.G. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism // Eds. M.P. Coward, A.C. Rles. *Collision Tectonics*. Geol. Soc. Lon. Spec. Publ. 1986. V. 19. P. 67–81.
- Ishizuka O., Taylor R. N., Yuasa M. et al. Processes controlling along-arc isotopic variation of the southern Izu-Bonin arc // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2007. V. 8. <https://doi.org/10.1029/2006GC001475>
- Jahn B.-M. The Central Asian Orogenic Belt and growth of the continental crust in the Phanerozoic // Eds. J. Malpas, C.J.N. Fletcher, J.R. Ali, J.C. Aitchison. *Aspects of the Tectonic Evolution of China*. Geol. Soc. Lon. Spec. Publ. 2004. V. 226. P. 73–100.
- Jian P., Kröner A., Jahn B.-M. et al. Zircon dating of Neoproterozoic and Cambrian ophiolites in West Mongolia and implications for the timing of orogenic processes in the central part of the Central Asian Orogenic Belt // *Earth Sci. Rev.* 2014. V. 133. P. 62–93.
- Jiang Y.D., Schulmann K., Kröner A. et al. Neoproterozoic-early paleozoic peri-Pacific accretionary evolution of the Mongolian Collage System: Insights from geochemical and U-Pb zircon data from the ordovician sedimentary wedge in the Mongolian Altai // *Tectonics*. 2017. V. 36. P. 2305–2331.
- Kovalenko V.I., Yarmolyuk V.V., Kovach V.P. et al. Isotope provinces, mechanisms of generation and sources of the continental crust in the Central Asian Mobil Belt: geological and isotopic evidence // *J. Asian Earth Sci.* 2004. V. 23. P. 605–627.
- Kozlovsky A.M., Yarmolyuk V.V., Salnikova E.B. et al. Late Paleozoic anorogenic magmatism of the Gobi Altai (SW Mongolia): tectonic position, geochronology and correlation with igneous activity of the Central Asian Orogenic Belt // *J. Asian Earth Sci.* 2015. V. 113. P. 524–541.
- Kramers J.D., Tolstikhin I.N. Two terrestrial lead isotope paradoxes, forward transport modelling, core formation and the history of the continental crust // *Chem. Geol.* 1997. V. 139. P. 75–110.
- Kröner A., Kovach V., Belousova E. et al. Reassessment of continental growth during the accretionary history of the Central Asian Orogenic Belt // *Gondw. Res.* 2014. V. 25. P. 103–125.
- Kröner A., Lehmann J., Schulmann K. et al. Lithostratigraphic and geochronological constraints on the evolution of the Central Asian Orogenic Belt in SW Mongolia: Early Paleozoic rifting followed by late Paleozoic accretion // *Amer. J. Sci.* 2010. V. 310. P. 523–574.
- Kröner A., Kovach V.P., Kozakov I.K. et al. Zircon ages and Nd-Hf isotopes in UHT granulites of the Ider Complex: A cratonic terrane within the Central Asian Orogenic Belt in NW Mongolia // *Gondw. Res.* 2015. V. 27. P. 1392–1406.
- Kruk N.N., Rudnev S.N. Vladimirov A.G. et al. Early–middle Paleozoic granulites in Gorny Altai, Russia: Implications for continental crust history and magma sources // *J. Asian Earth Sci.* 2011. V. 42. P. 928–948.
- Kuzmichev A., Kröner A., Hegner E. et al. The Shishkhd ophiolite, northern Mongolia: A key to the reconstruction of a Neoproterozoic island-arc system in central Asia // *Prec. Res.* 2005. V. 138. P. 125–150.
- Kuzmichev A.B., Bibikova E.V., Zhuravlev D.Z. Neoproterozoic (800 Ma) orogeny in the Tuva-Mongolia Massif (Siberia): island arc–continent collision at the northeast Rodinia margin // *Prec. Res.* 2001. V. 110. P. 109–126.
- Lehmann J., Schulmann K., Lexa O., Corsini M. et al. Structural constraints on the evolution of the Central Asian Orogenic Belt in SW Mongolia // *Amer. J. Sci.* 2010. V. 310. P. 575–628.
- Liu X., Xu J., Castillo P.R. et al. The Dupal isotopic anomaly in the southern Paleo-Asian Ocean: Nd-Pb isotope evidence from ophiolites in Northwest China // *Lithos*. 2014. V. 189. P. 185–200.
- Maniar P.D., Piccoli P.M. Tectonic discrimination of granitoids // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1989. V. 101. P. 635–643.
- Millot R., Allegre C.-J., Gaillardet J., Roy S. Lead isotopic systematics of major river sediments: a new estimate of the Pb isotopic composition of the Upper Continental Crust // *Chemical Geology*. 2004. V. 203. P. 75–90.
- Pfander J.A., Jochum K.P., Kozakov I.K. et al. Coupled evolution of back-arc and island arc-like mafic crust in the late-Neoproterozoic Agardag Tes-Chem ophiolite, Central Asia: evidence from trace element and Sr-Nd-Pb isotope data // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2002. V. 143. P. 154–174.
- Plank T., Langmuir C.H. The chemical composition of subducting sediment and its consequences for the crust and mantle // *Chem. Geol.* 1998. V. 145. P. 325–394.
- Stacey J.S., Kramers J.D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1975. V. 26. P. 207–221.
- Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Eds. A.D. Saunders, M.J. Norry. *Implications for mantle composition and processes, Magmatism in the Ocean Basins*. Geol. Soc. Spec. Publ., London. 1989. V. 42. P. 313–345.
- Tanaka T., Togashi S., Kamioka H. et al. JNdi-1: A neodymium isotopic reference in consistency with LaJolla neodymium // *Chem. Geol.* 2000. V. 168. P. 279–281.
- Tong Y., Wang T., Jahn B.-M. et al. Post-accretionary Permian granulites in the Chinese Altai orogen: Geochronology, petrogenesis and tectonic implications // *Amer. J. Sci.* 2014. V. 314. P. 80–109.
- Wang T., Jahn B.-M., Kovach V.P. et al. Nd-Sr isotopic mapping of the Chinese Altai and implications for continental growth in the Central Asian Orogenic Belt // *Lithos*. 2009. V. 110. P. 359–372.
- Xiao W.J., Windley B.F., Yuan C. et al. Paleozoic multiple subduction-accretion processes of the southern Altaids // *Amer. J. Sci.* 2009. V. 309. P. 221–270.
- Yarmolyuk V.V., Kovalenko V.I., Kozlovsky A.M. et al. Crust-forming processes in the Hercynides of the Central Asian Foldbelt // *Petrology*. 2008. V. 16. P. 679–709.
- Zartman R.E., Doe B.R. Plumbotectonics – the model // *Tectonophysics*. 1981. V. 75. P. 35–162.

Интернет-ресурс GEOROC: <http://georoc.mpch-mainz.gwdg.de>



## Pb and Nd Isotopic Data for Granites from the Lake Zone, Mongolian and Gobi Altai with Implications for Crustal Growth of the Central Asian Orogenic Belt

V. M. Savatenkov<sup>1,2</sup>, A. M. Kozlovsky<sup>3</sup>, V. V. Yarmolyuk<sup>3</sup>, S. N. Rudnev<sup>4</sup>, and Ts. Oyunchimeg<sup>5</sup>

<sup>1</sup>*Institute of Precambrian Geology and Geochronology, Russian Academy of Sciences, St. Petersburg, Russia*

<sup>2</sup>*Institute of Earth Sciences, St. Petersburg State University, St. Petersburg, Russia*

<sup>3</sup>*Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy, and Geochemistry, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

<sup>4</sup>*Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, Russia*

<sup>5</sup>*Institute of Geology, Mongolian Academy of Sciences, Ulaanbaatar, Mongolia*

The studied isotopic characteristics of the Pb and Nd of granitoids from the Lake zone, Mongolian and Gobi Altai illustrate the features of the continental crust growth of heterogeneous terranes of the Central Asian orogenic belt. Granitoids of the island-arc, accretion, and post-accretion stages with age 535–440 Ma were studied within the Late Neoproterozoic – Early Paleozoic Lake Zone juvenile crust. Their isotopic characteristics of Pb and Nd do not differ from each other and illustrate the dominance of juvenile material in the source of granitoids of all three stages. An insignificant contribution of terrigenous sediments in the source of granitoids provides dispersion of the Pb isotopic composition with a weak effect on the Nd isotopic composition. In the Mongolian and Gobi Altai, Middle Paleozoic (~380–355 Ma) syntkinematic and Late Paleozoic (~350–270 Ma) postkinematic granitoids were studied. The isotopic compositions of Pb and Nd of these granitoids reflect a significant heterogeneity of their source, which were mainly terrigenous rocks of the Altai accretion wedge metamorphized to varying degrees from greenschist to granulite facies. The dominant provenance of Altai terrigenous sediments was the Lake Zone juvenile crust with the subordinate provenance was the Tuva-Mongolian and Dzabhan microcontinents, supplying material with highly radiogenic Pb and Nd. The Pb isotopic characteristics of the granitoids from the Lake Zone, Mongolian and Gobi Altai, and also the Trans-Altai Gobi (Savatenkov et al., 2016) show that their mantle source has an increased Th/U ratio compared to the depleted mantle (Kramers, Tolstikhin, 1997). This is a hallmark of the depleted mantle source of the Paleo-Asian province. Juvenile continental crust terrains of the Central Asian orogenic belt (Lake Zone and Trans-Altai Gobi) were formed in various tectonics positions. The island-arc complexes of the Lake Zone developed near the Precambrian Tuva-Mongolian and Dzabhan microcontinents, which supplied terrigenous material with highly radiogenic Pb to the sources of granitoids. The Trans-Altai Gobi was a system of ensimatic island arcs separated from the Siberian paleocontinent by a subduction zone under the continent, which prevented the transport of ancient terrigenous material from the continent.

*Keywords:* Central Asian orogenic belt, granite, Pb and Nd isotopic data, sources of magmatic rocks, crustal growth