

**ПОЗНЕДОКЕМБРИЙСКИЕ ТЕРРИГЕННЫЕ ПОРОДЫ АНАМАКИТ-МУЙСКОЙ ЗОНЫ
БАЙКАЛО-МУЙСКОГО ПОЯСА: ГЕОХИМИЯ И ДАННЫЕ ПО LA-ICP-MS
ДАТИРОВАНИЮ ДЕТРИТОВЫХ ЦИРКОНОВ**

Н.В. Дмитриева, Е.Ф. Летникова, М.М. Буслов, А.И. Прошенкин, Х. Джен*

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

** Dept. of Earth Sciences, University of Hong Kong, Pokfulam Road, Hong Kong*

Дана сравнительная геохимическая характеристика позднедокембрийских осадочных пород (усть-келянская и тулуинская толщи) Анамакит-Муйской зоны Байкало-Муйского пояса, определены условия осадконакопления, приведены первые результаты U-Pb LA-ICP-MS-датирования обломочных цирконов и Sm-Nd изотопные данные для отложений тулуинской толщи. В результате петрогеохимического исследования установлено, что рассматриваемые осадки являются «first cycle» породами, близкими по составу терригенным осадкам островных дуг. Весьма низкий уровень содержания в песчаниках усть-келянской толщи Th, Rb, Zr, Hf, LREE и повышенный — Co, Ni, Sc, V, Cr, Fe₂O₃* указывает на их сходство с отложениями океанических дуг, напротив, заметная обогащенность пород тулуинской толщи Zr, LREE, Th, Rb, Nb свидетельствует об их соответствии отложениям, образованным в условиях континентальных островных дуг или активной континентальной окраины. Изотопно-геохронологические исследования отложений тулуинской толщи отражают смешение детритового материала, образованного в результате эрозии неопротерозойских островодужных магматических ассоциаций с возрастом 625—700 млн лет, подобных развитым в Каралон-Мамаканской зоне (якорная и каралонская свиты) и более древних, подобных келянской (812—824 млн лет) и/или джалтукской сериям. Нижняя граница осадконакопления, судя по минимальному возрасту детритового циркона, соответствует 0.6 млрд лет.

Позднедокембрийские осадочные породы, LA-ICP-MS датирование, Nd-данные, условия осадконакопления.

**LATE PRECAMBRIAN TERRIGENOUS ROCKS OF THE ANAMAKIT-MUYA ZONE
OF THE BAIKAL-MUYA BELT: GEOCHEMISTRY AND RESULTS OF LA-ICP-MS DATING
OF DETRITAL ZIRCONS**

N.V. Dmitrieva, E.F. Letnikova, M.M. Buslov, A.I. Proshenkin, and H. Geng

A comparative geochemical characteristics of Late Precambrian sedimentary rocks (Ust'-Kelyana and Tuluya rock units) in the Anamakit-Muya zone of the Baikal-Muya belt is given, and the conditions of their sedimentation are considered. The first results of U-Pb (LA-ICP-MS) dating of detrital zircons and Sm-Nd isotope data on the Tuluya unit deposits are presented. Petrogeochemical study showed that the studied sediments are first-cycle rocks similar in composition to terrigenous island-arc sediments. The low contents of Th, Rb, Zr, Hf, and LREE and high contents of Co, Ni, Sc, V, Cr, and Fe₂O₃* in the sandstones of the Ust'-Kelyana unit evidence that these rocks are similar to oceanic-arc deposits. In contrast, the enrichment of the Tuluya unit rocks in Zr, LREE, Th, Rb, and Nb indicates their similarity to deposits of continental island arcs or active continental margin. Isotope-geochronological studies of the Tuluya rock unit showed the mixing of detrital material resulted from the erosion of Neoproterozoic island-arc igneous rock associations (625–700 Ma), like those in the Karalon-Mamakan zone (Yakor' and Karalon Formations), and more ancient associations, like the Kelyana (812–824 Ma) and/or Dzhaltuk Groups. Judging from the minimum age of detrital zircon, the lower boundary of sedimentation corresponds to 0.6 Ga.

Late Precambrian sedimentary rocks, LA-ICP-MS dating, Nd dates, sedimentation conditions

ВВЕДЕНИЕ

Байкало-Муйский пояс (БМП) входит в состав структур восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП), протягиваясь от северного побережья оз. Байкал до бассейна среднего течения р. Витим. С севера он граничит с Байкало-Патомским поясом позднедокембрийских структур пассивной окраины Сибирского кратона, а с юга с Баргузино-Витимским супертеррейном (рис. 1). Несмотря на достаточно длительный период исследований этого района [Салоп, 1964; Митрофанов, 1978, 1981; Козырева и др., 1990; Станевич, Файзулина, 1992; Макрыгина и др., 1993; Dobretsov et al., 1995; Коваленко и др., 1999; Конников и др., 1999; Рыцк и др., 2001, 2007а,б, 2011; Khain et al., 2002; Kovalenko et

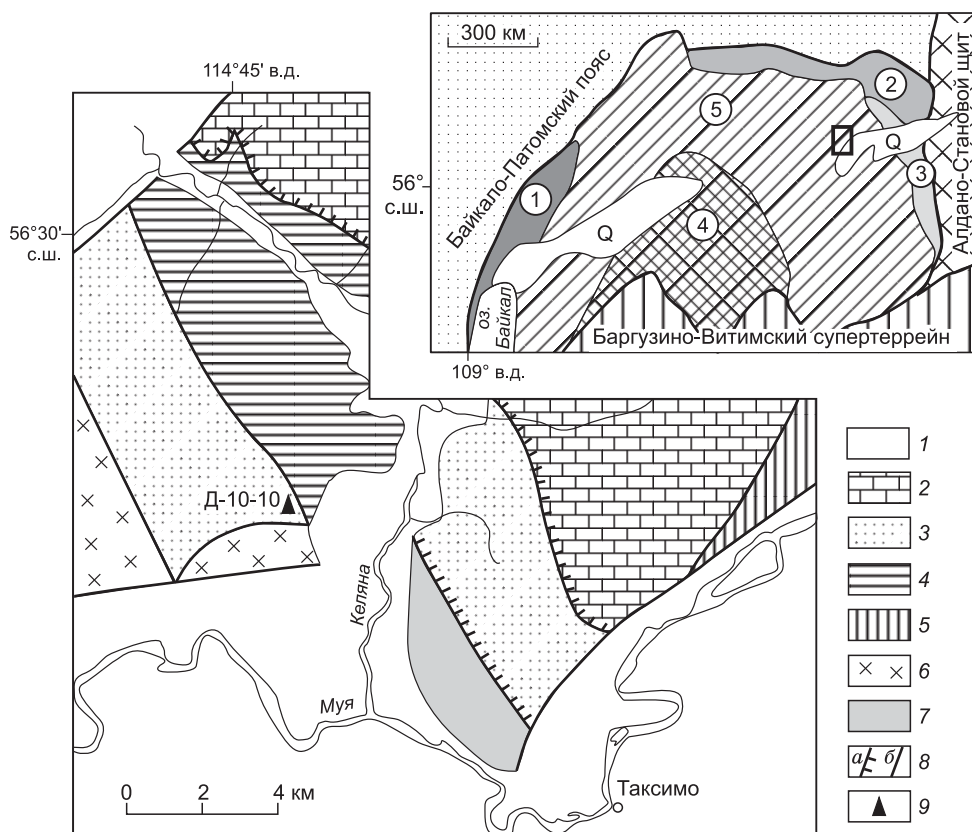


Рис. 1. Схема геологического строения Усть-Келянского участка, составленная по [Рыцк и др., 2001, 2007а] с упрощениями и изменениями авторов.

1 — четвертичные отложения; 2 — терригенно-карбонатная мамаканская серия (кембрий-поздний неопротерозой); 3—7 — поздний докембрий: 3 — вулканогенно-осадочная тулуинская толща (поздний неопротерозой); 4 — осадочно-вулканогенная усть-келянская толща (поздний неопротерозой); 5 — парамский вулканогенно-осадочный комплекс (неопротерозой); 6, 7 — интрузивные комплексы: 6 — «муийский» комплекс габбро-диорит-плаггиогранитов (поздний неопротерозой); 7 — парамский комплекс гипербазитов (по [Гусев и др., 1992] фрагмент реститового комплекса офиолитов) (поздний докембрий нерасчлененный); 8 — геологические границы — надвиги (а), разломы (б); 9 — место отбора пробы на изотопно-геохронологическое и Sm-Nd исследования. На врезке схема тектонических зон БМП: 1 — Кичерская; 2 — Каралон-Мамаканская; 3 — Парам-Шаманская; 4 — Катеро-Уакитская; 5 — Анамакит-Муийская. Прямоугольник — контуры геологической схемы.

al., 2004; Ярмолюк и др., 2006; и др.], многие вопросы неопротерозойского периода геологической истории ЦАСП остаются дискуссионными. Согласно данным последних исследований [Рыцк и др., 2007а,б, 2011], в истории формирования БМП выделены два цикла тектогенеза — раннебайкальский (1.00—0.72 млрд лет) и позднебайкальский (0.72—0.59 млрд лет). С каждым циклом связаны самостоятельные корообразующие процессы — 1.0—0.8 млрд лет, проявленные в Кичерской и Парам-Шаманской зонах, и 0.7—0.62 млрд лет, проявленные в Кичерской, Каралон-Мамаканской и Катеро-Уакитской зонах. Для большей части Анамакит-Муийской зоны, занимающей центральную часть БМП, характерно преобладание процессов ремобилизации раннедокембрийской континентальной коры при подчиненной роли неопротерозойских ювенильных источников. В настоящей статье приводятся результаты петрогеохимических и изотопно-геохронологических исследований позднедокембрийских терригенных пород Усть-Келянского участка Анамакит-Муийской зоны Байкало-Муийского пояса, позволяющие уточнить источники сноса и возраст осадконакопления.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ

В пределах БМП выделяются несколько тектонических зон (см. рис. 1). В данной работе в плане определения источников сноса исследуемых терригенных пород нас интересуют Анамакит-Муийская и Каралон-Мамаканская зоны. Краткая их характеристика дается по [Рыцк и др., 2001, 2007а, 2011]. В разрезе первой из них снизу вверх выделяются: 1 — метаморфические толщи джалтукской серии, в со-

ставе которых преобладают биотитовые, биотит-амфиболовые и известково-силикатные кристаллосланцы с прослоями амфиболитов; 2 — вулканогенно-осадочные породы парамской серии, включающие бимодальные метавулканиды с линзами туфоконгломератов, кварц-биотитовые сланцы, метапесчаники и карбонатные породы; 3 — основные и кислые метавулканиды усть-келянского вулканического комплекса (или келянской свиты (серии) по [Салоп, 1964]) (возраст риолитов 824 ± 2 млн лет [Рыцк и др., 2001]) и вулканогенно-осадочные породы усть-келянской толщи, сложенные песчаниками, алевролитами, песчанистыми и алевролитовыми сланцами, туффитами. С вулканидами ассоциируют породы габбро-диорит-плагиогранитного «муйского» комплекса (812 ± 19 млн лет). Синметаморфические гнейсограниты илеирского комплекса, фиксирующие пик регионального метаморфизма и деформаций, имеют возраст 784 ± 6 и 786 ± 9 млн лет [Рыцк и др., 2001]. Выше усть-келянской толщи с резким угловым и метаморфическим несогласием залегают вулканогенно-осадочные образования тулуинской толщи [Салоп, 1964], представленные конгломератами, песчаниками, алевролитами, полевошпат-кварц-серицитовыми, кварц-полевошпат-хлоритовыми, кварц-полевошпат-эпидот-хлоритовыми сланцами, перемежающимися с туфами и кислыми эффузивами. Степень преобразования пород тулуинской толщи не превышает начальной ступени зеленосланцевого метаморфизма. Докембрийские образования перекрыты практически неметаморфизованными терригенно-карбонатными породами мамаканской серии, которые по фаунистическим остаткам датированы поздним неопротерозоем-кембрием [Салоп, 1964].

Каралон-Мамаканская зона характеризуется двучленным строением. Нижняя часть сложена вулканидами каралонской и якорной свит (возраст не древнее 0.7 млрд лет (Sm-Nd изохронный метод) [Рыцк и др., 2001]. Вулканиды прорваны крупными габбро-диорит-плагиогранитными плутонами таллаинского комплекса (возраст плагиогранитов 625 ± 14 млн лет, габбро 604 ± 7 млн лет [Рыцк и др., 2007], гранодиорита 605 ± 6 млн лет [Рыцк и др., 2012]) и пироксенит-габбро-норитовыми интрузиями с возрастом 612 ± 34 млн лет [Изох и др., 1998]. Завершают разрез мощные вулканокластические и терригенные поздненеопротерозойские толщи (шумнинская, делюнская, якринская свиты).

Основные объекты исследования — позднекембрийские терригенные породы Анамакит-Муйской зоны Усть-Келянского участка (междуречье Келяна — Муя, правый берег среднего течения Келяна). Алевролиты и песчаники усть-келянской толщи обычно зеленые и зеленовато-серые. Кластический материал преобладает над цементом. Обломки представлены плагиоклазом, кварцем, эффузивами. Окатанность обломков различная. Цемент пелитовый, иногда карбонатный. Структура бластопсаммитовая или бластоалевролитовая. Текстура массивная, реже сланцеватая. Песчанистые и алевролитовые сланцы отличаются от алевролитов и песчаников лишь резко выраженной сланцевой текстурой.

Алевролиты и песчаники тулуинской толщи зеленые, зеленовато-серые, реже лиловые породы, большей частью сланцеватые. Обломочная часть представлена плагиоклазом, кварцем, иногда обломками пород. Среди акцессорных минералов присутствуют циркон, рудный минерал. Окатанность обломков различная. Цемент представляет собой хлоритово-серицитовый агрегат. Структура бластопсаммитовая или бластоалевролитовая. Сланцы окрашены большей частью в зеленый цвет, реже в лиловый. Структура пород лепидогранобластовая. Главными породообразующими минералами являются кварц, полевой шпат, серицит, хлорит, эпидот. В зависимости от преобладания того или другого минерала выделяются полевошпат-кварц-серицитовые, кварц-полевошпат-хлоритовые, кварц-полевошпат-эпидот-хлоритовые сланцы.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Для исследования петрогеохимических и изотопно-геохронологических особенностей позднекембрийских терригенных пород Анамакит-Муйской зоны отобраны образцы из усть-келянской и тулуинской толщ. Представительные химические составы изученных пород приведены ниже.

Основной химический состав образцов методом классической «мокрой химии» (аналитики Г.В. Бондарева, Е.Г. Колтунова) и определение содержаний V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Pb, Rb, Sc, Sr, Y, Zr, Nb, Ba методом РФА (аналитик А.Л. Финкельштейн) выполнены в Аналитическом центре Института земной коры СО РАН (г. Иркутск). В аналитическом центре ИГМ СО РАН определены полные спектры редких земель (РЗЭ), а также концентрации Ta, Hf, Cs методом ИСП-МС (аналитик — И.В. Николаева) и содержания U и Th гамма-спектрометрическим методом (аналитики А.С. Степин, Н.И. Чернакова).

Для U-Pb изотопного датирования были выделены акцессорные цирконы из пробы Д-10-10 (правобережье Келяны, среднее течение, $56^{\circ}26.410'$ с.ш., $114^{\circ}48.410'$ в.д.), представленной полевошпат-кварц-серицитовым сланцем. Выделение цирконов для U-Pb датирования проводилось в Аналитическом центре ИГМ СО РАН по стандартной методике, основанной на сочетании магнитной сепарации и разделения в тяжелых жидкостях. Подготовка навесок монофракций цирконов для изотопного анализа осуществлялась вручную под бинокулярным микроскопом. Изучение морфологии и внутреннего строения кристаллов цирконов проводилось в проходящем и отраженном свете. Внутреннее строение цирконов

было изучено по катодолюминесцентным изображениям. U-Pb изотопное датирование цирконов выполнено методом лазерной абляции на масс-спектрометре высокого разрешения с ионизацией в индуктивно связанной плазме Nu Instruments ICP-MS, соединенном с системой Resonetics RESolution M-50-HR Excimer Laser Ablation System, в Университете Гонконга, отдел наук о Земле. В качестве внешнего стандарта для U-Pb датирования был использован циркон 91500. Детали методики описаны в [Xia et al., 2011]. Измеренные величины обработаны с помощью программ «ICPMSDataCal» [Liu et al., 2010] и «Isoplot/Ex v.3.» [Ludwig, 2003]. Погрешности единичных анализов (отношения и возраст) приведены на уровне $\pm 1\sigma$. Все обсуждаемые далее изотопные датировки обломочных цирконов основаны на данных по $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$.

Определение изотопного состава Sm и Nd выполнено в Байкальском ЦКП СО РАН (г. Иркутск, аналитик С.И. Школьник). Подготовка проб осуществлялась по следующей схеме. Навеска 100 мг истертого образца разлагалась в смеси кислот $\text{HNO}_3\text{—HF—HClO}_4$ с использованием микроволновой печи. Выделение РЗЭ проводилось на смоле TRU Spec (EiChroM Industries, II. США). Последующее разделение Sm и Nd проводилось на колонках, заполненных смолой Ln Spec, по модифицированной методике [Pin, Zalduegui, 1997]. Измерения изотопных отношений Nd и Sm осуществлялись на приборе Finnigan MAT-262. Измеренные изотопные отношения нормализованы к отношению $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$. Коррекция на фракционирование проводилась по закону Рэлея. Для контроля качества работы прибора измерялся стандарт неодима JNd-1, в период измерений значение изотопного стандарта составляло $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512102 \pm 9$. При расчете ϵ_{Nd} и модельного возраста $T(\text{DM})$ использованы современные значения для CHUR (однородный хондритовый резервуар) — $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512638$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1967$ по [Jacobsen, Wasserburg, 1984] и DM (деплетированная мантия) — $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.513151$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.2136$, по [Goldstein, Jacobsen, 1988].

ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД

Петрогенные элементы. Представительные химические составы изученных пород приведены в табл. 1.

Содержание SiO_2 в рассматриваемых породах обеих толщ варьирует от 58 до 71 %. Осадки характеризуются довольно высоким суммарным содержанием ($\text{Fe}_2\text{O}_3^* + \text{MgO}$) (6—11 %) и концентрациями TiO_2 (0.5—1.3 %), а также повышенным содержанием Na_2O относительно K_2O ($\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 0.07\text{—}0.9$). При этом породы тулуинской толщи относительно песчаников усть-келянской отличаются несколько повышенными концентрациями в среднем (мас. %) SiO_2 (65 и 63 соответственно), K_2O (2.1 и 0.8) и пониженными — TiO_2 (0.78 и 1.03) и суммой ($\text{Fe}_2\text{O}_3^* + \text{MgO}$) (8.5 и 10.6).

На классификационной диаграмме М. Хиррона ($\lg(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3) - \lg(\text{Fe}_2\text{O}_3^*/\text{K}_2\text{O})$) [Herron, 1988], используемой для первичной систематики пород, точки составов рассматриваемых пород усть-келянской толщи соответствуют железистым глинистым сланцам и железистым песчанкам, а тулуинской — преимущественно ваккам и глинистым сланцам (рис. 2).

По поведению основных элементов, наиболее мобильных при процессах выветривания, можно судить об интенсивности выветривания пород в области сноса и петрогенной или литогенной природе осадков. В петрогенных породах обычно сохраняются исходные соотношения химических компонентов, свойственные магматическим породам в области эрозии. Для осадочных пород усть-келянской и тулуинской толщ характерны низкие $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ (3.2—5.7), соответствующие магматическим породам (от ~ 3.0 (базиты) до ~ 5.0 (кислые породы) [Roser et al., 1996]), высокая величина натриевого модуля ($\text{Na}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3 > 0.2$) [Юдович, 1981], отражающего степень выноса натрия в процессе химического выветривания, а также значения индекса химического изменения ($\text{CIA} = [\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO}^* + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})] \times 100$) [Nesbitt, Yong, 1982, 1984] от 50 до 65. Все это свидетельствует о невысокой степени выветривания тер-

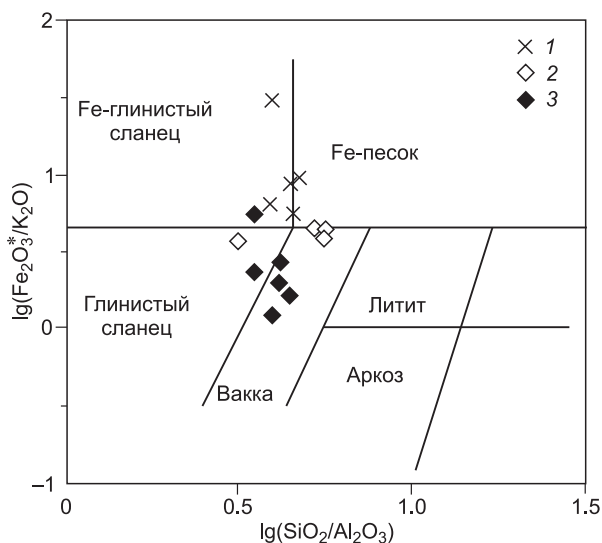


Рис. 2. Классификационная диаграмма ($\lg(\text{Fe}_2\text{O}_3^*/\text{K}_2\text{O}) - \lg(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$), по [Herron, 1988], для осадочных пород усть-келянской (1 — песчаники) и тулуинской толщ (2 — песчаники, алевролиты; 3 — сланцы).

Таблица 1. Содержания петрогенных (мас. %) и редких (г/г) элементов в представительных пробах осадочных пород усть-келянской и тулуинской толщ

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
	03-10	04-10	05-10	06-10	07-10	13-10	13а-10	14-10	15-10	08-10	09-10	10-10	10а-10	11-10	12-10
SiO ₂	61.11	60.66	61.95	63.45	65.43	67.07	66.46	71.3	57.64	67.18	67.04	59.44	64.64	60.66	64.5
TiO ₂	1.26	0.86	0.82	1.3	0.9	0.75	0.72	0.54	0.88	0.63	0.74	0.95	0.9	0.79	0.68
Al ₂ O ₃	15.71	15.34	13.22	13.93	14.41	11.82	12.37	12.76	18	14.92	15.83	16.68	15.52	16.91	16.05
Fe ₂ O ₃	2.57	2.23	2.31	1.84	2.48	1.89	1.96	3.13	3.65	1.19	1.55	3.95	2.94	3.31	3.81
FeO	4.83	6.63	3.86	4.87	3.86	3.94	3.97	1.5	4.02	3	2.66	1.93	2.52	2.12	0.74
MnO	0.1	0.16	0.13	0.1	0.08	0.17	0.14	0.06	0.11	0.1	0.08	0.1	0.07	0.11	0.05
MgO	3.41	4.47	2.99	3.63	3.16	4.84	5.04	1.66	3.71	1.75	1.95	3.59	2.49	2.97	2.42
CaO	2.21	1.22	4.47	1.8	1.09	1.71	1.34	1.04	0.98	1.43	0.41	1.77	0.98	3.13	1.12
Na ₂ O	3.58	3.88	3.64	3.58	3.64	2.73	2.95	4.76	3.33	4.43	5.39	4.88	4.05	6.33	3.98
K ₂ O	1.2	0.27	0.67	0.79	1.17	1.31	1.37	1.23	2.25	2.81	1.71	2.66	2.92	1.03	3.91
P ₂ O ₅	0.23	0.25	0.32	0.2	0.21	0.18	0.18	0.12	0.23	0.19	0.15	0.31	0.2	0.23	0.17
П.п.п.	3.85	4.12	3.04	3.41	3.36	3.28	3.35	1.73	4.81	2.1	2.39	2.94	2.72	2.16	2.58
Na ₂ O + K ₂ O	4.78	4.15	4.31	4.37	4.81	4.04	4.32	5.99	5.58	7.24	7.1	7.54	6.97	7.36	7.79
K ₂ O/Na ₂ O	0.34	0.07	0.18	0.22	0.32	0.48	0.46	0.26	0.68	0.63	0.32	0.55	0.72	0.16	0.98
Fe ₂ O ₃ * + MgO	10.81	13.33	9.16	10.34	9.50	10.67	10.97	6.29	11.38	5.94	6.16	9.47	7.95	8.4	6.97
SiO ₂ /Al ₂ O ₃	3.89	3.95	4.69	4.55	4.54	5.67	5.37	5.59	3.20	4.50	4.23	3.56	4.16	3.59	4.02
Na ₂ O/Al ₂ O ₃	0.23	0.25	0.28	0.26	0.25	0.23	0.24	0.37	0.19	0.30	0.34	0.29	0.26	0.37	0.25
CIA	59	64	—	59	61	57	59	54	65	54	58	55	58	50	56
ЖМ	0.44	0.56	0.45	0.45	0.42	0.48	0.46	0.35	0.41	0.28	0.26	0.34	0.34	0.31	0.27
ТМ	0.080	0.056	0.062	0.093	0.062	0.063	0.058	0.042	0.049	0.042	0.047	0.057	0.058	0.047	0.042
ФМ	0.18	0.22	0.15	0.16	0.15	0.16	0.17	0.09	0.2	0.09	0.09	0.16	0.12	0.14	0.11
НКМ	0.30	0.27	0.33	0.31	0.33	0.34	0.35	0.47	0.31	0.49	0.45	0.45	0.45	0.44	0.49
ЩМ	2.98	14.37	5.43	4.53	3.11	2.08	2.15	3.87	1.48	1.58	3.15	1.83	1.39	6.15	1.02
U	1.0	1.2	1.2	1.5	1.6	2.1	1.8	1.8	2.1	2.5	2.0	2.5	3.3	2.0	2.6
Th	2.5	3.8	4.0	3.7	4.0	5.5	6.4	7.0	4.6	5.4	7.5	7.5	9.8	6.2	8.3
Rb	25	6	14	18	26	30	32	29	53	62	56	71	82	23	120
Sr	150	73	133	110	130	205	215	330	80	210	174	420	100	1100	290
Ba	330	125	180	240	280	610	570	430	620	1480	530	950	776	580	840
Zr	190	146	140	170	150	140	145	125	150	180	250	220	250	180	150
Hf	5.9	—	—	5.1	4.5	4.6	—	3.7	—	6.1	—	6.5	—	—	4.2
Nb	6	5.2	5	6	5	7	6	6	6	5	7	7	7	7	7
Ta	0.43	—	—	0.45	0.39	0.52	—	0.64	—	0.43	—	0.63	—	—	0.77
Y	27	29	23	30	26	20	20	19	28	20	36	24	29	19	23
Sc	17	16.5	12	16	15	10	9.5	8	20	9.5	11.5	11.6	10	12	6.6
V	200	140	130	150	127	106	100	51	155	93	76	116	91	76	51
Cr	166	127	170	220	160	250	210	57	82	110	52	93	62	73	45
Co	21	30	16	19	20	22	21	9	28	8	7	19	16	17	12
Ni	55	56	64	61	61	140	140	41	63	35	27	74	49	72	38
Cu	14	77	22	28	14	4	4	2.5	62	14	21	7	4	7	4
Zn	56	65	46	47	47	88	85	47	98	44	91	88.5	69	100	64
Pb	8	6.4	6	6	6.6	9	10	11	10	10	10.5	10	9	8	12

Примечание. 1—5 — усть-келянская толща, песчаники; 6—15 — тулуинская толща: 6—9 — песчаники, алевриты; 10—15 — полевошпат-кварц-серицитовые, кварц-полевошпат-хлоритовые сланцы. Fe₂O₃* — общее железо. CIA = [Al₂O₃/(Al₂O₃ + CaO* + Na₂O + K₂O)]·100 (в мол. кол.) — индекс химического изменения. CaO* — количество CaO только в силикатных минералах [Nesbitt, Yong, 1982, 1984]. Петрохимические модули [Юдович, Кетрис, 2000]: ЖМ (железный) = (Fe₂O₃ + FeO + MnO)/(TiO₂ + Al₂O₃), ТМ (титановый) = TiO₂/Al₂O₃, ФМ (фемический) = (Fe₂O₃ + FeO + MnO + MgO)/SiO₂, НКМ (модуль нормированной щелочности) = (Na₂O + K₂O)/Al₂O₃, ЩМ = Na₂O/K₂O.

Таблица 2. Содержания редкоземельных элементов (г/т) в представительных пробах осадочных пород усть-келянкой и тулуинской толщ

Элемент	1	2	3	4	5	6	7	8
	Д-03-10	Д-06-10	Д-07-10	Д-13-10	Д-14-10	Д-08-10	Д-10-10	Д-12-10
La	21	29	27	26	19	22	39	25
Ce	44	58	56	51	37	46	76	53
Pr	6.0	6.5	6.5	6.7	4.3	6.2	9.6	6
Nd	24	27	27	25	16	25	36	23
Sm	5.3	6.0	5.9	4.6	3.9	4.7	6.1	4.8
Eu	1.6	1.9	1.8	1.1	1.1	1.1	1.8	1.3
Gd	5.1	5.8	5.3	4.1	3.3	4.6	6.0	4
Tb	0.9	0.9	0.8	0.7	0.5	0.7	0.8	0.6
Dy	5.3	5.2	4.9	3.8	2.9	3.8	4.9	3.9
Ho	1.1	0.9	0.9	0.8	0.6	0.8	0.9	0.7
Er	3.2	2.8	2.5	2.2	1.6	2.2	2.6	1.9
Tm	0.5	0.4	0.4	0.3	0.2	0.3	0.4	0.3
Yb	3.4	2.7	2.6	2.3	1.8	2.1	2.8	2.1
Lu	0.5	0.4	0.4	0.3	0.3	0.3	0.4	0.3
(La/Yb) _n	4.2	7.2	7.0	7.8	7.2	7.1	9.4	8.0
(La/Sm) _n	2.5	3.0	2.9	3.6	3.1	2.9	3.9	3.3
(Gd/Yb) _n	1.2	1.7	1.6	1.4	1.5	1.8	1.8	1.5
Eu/Eu*	0.9	0.98	0.98	0.8	0.9	0.7	0.9	0.9

Примечание. 1—3 — усть-келянская толща, песчаники, алевролиты; 4—8 — тулуинская толща: 4, 5 — песчаники; 6—8 — полевошпат-кварц-серицитовые, кварц-полевошпат-хлоритовые сланцы.

ригенного материала и позволяет рассматривать изучаемые осадки как петрогенные или «first cycle» породы.

Редкоземельные и редкие элементы. Содержания редких и редкоземельных элементов в представительных пробах усть-келянкой и тулуинской толщ приведены в табл. 1, 2.

Песчаники усть-келянкой толщи характеризуются умеренно фракционированными спектрами распределения редкоземельных элементов (РЗЭ) с невысоким отношением легких лантаноидов к тяжелым ((La/Yb)_n = 4—7) и отсутствием европиевой аномалии (Eu/Eu* = 0.93—0.98) (см. табл. 2, рис. 3, а). Такой тип распределения весьма сходен с ассоциирующими островодужными метавулканидами келянской серии среднего и основного состава. Андезитобазальты усть-келянкой участка характеризуются (La/Yb)_n = 3—6.8 и Eu/Eu* = 0.84—0.88 [Цыганков, 2005]. По сравнению с постархейским глинистым сланцем (РААС) [Тейлор, Мак-Леннан, 1988] породы обеднены легкими РЗЭ.

Содержания редких элементов, нормированных по РААС, в песчаниках усть-келянкой толщи показаны на рис. 3, б. Для них характерны повышенные или близкие РААС содержания (г/т) — Sc (12—17), V (130—200), Cr (160—220), Co (16—30), Ni (55—64), Hf (4.5—5.9), Y (26—30) и пониженные — Rb (6—26), Ba (125—330), Sr (73—150), Zr (140—190), Th (2.5—4.0), La (21—29), Nb (5—6).

Спектры распределения РЗЭ для песчаников и сланцев тулуинской толщи характеризуются в той или иной степени выраженной отрицательной европиевой аномалией (Eu/Eu* = 0.7—0.9) и несколько повышенным в сравнении с песчаниками усть-келянкой толщи соотношением легких и тяжелых РЗЭ ((La/Yb)_n) = 7—9. Максимальные отношения (La/Yb)_n = 8—9.4 установлены для сланцев тулуинской толщи (см. табл. 2, рис. 4, а). Относительно РААС все осадочные породы тулуинской толщи обеднены как легкими, так и тяжелыми РЗЭ.

Содержания редких элементов (в среднем) в породах тулуинской толщи близки или ниже РААС, за исключением Sr (1.9 × РААС) и Ba (1.3 × РААС) в сланцах и Ni (1.7 × РААС) в песчаниках. Относительно пород усть-келянкой толщи в породах тулуинской отмечается увеличение концентраций (г/т) — Rb (23—120), Ba (430—1480), Sr (80—1100), Th (4.6—9.8). Наиболее обогащены этими элементами сланцы тулуинской толщи. Для них также установлены максимальные содержания относительно всех рассматриваемых пород Zr (150—250 г/т), Hf (4.2—6.5 г/т) (см. рис. 4, б, табл. 1).

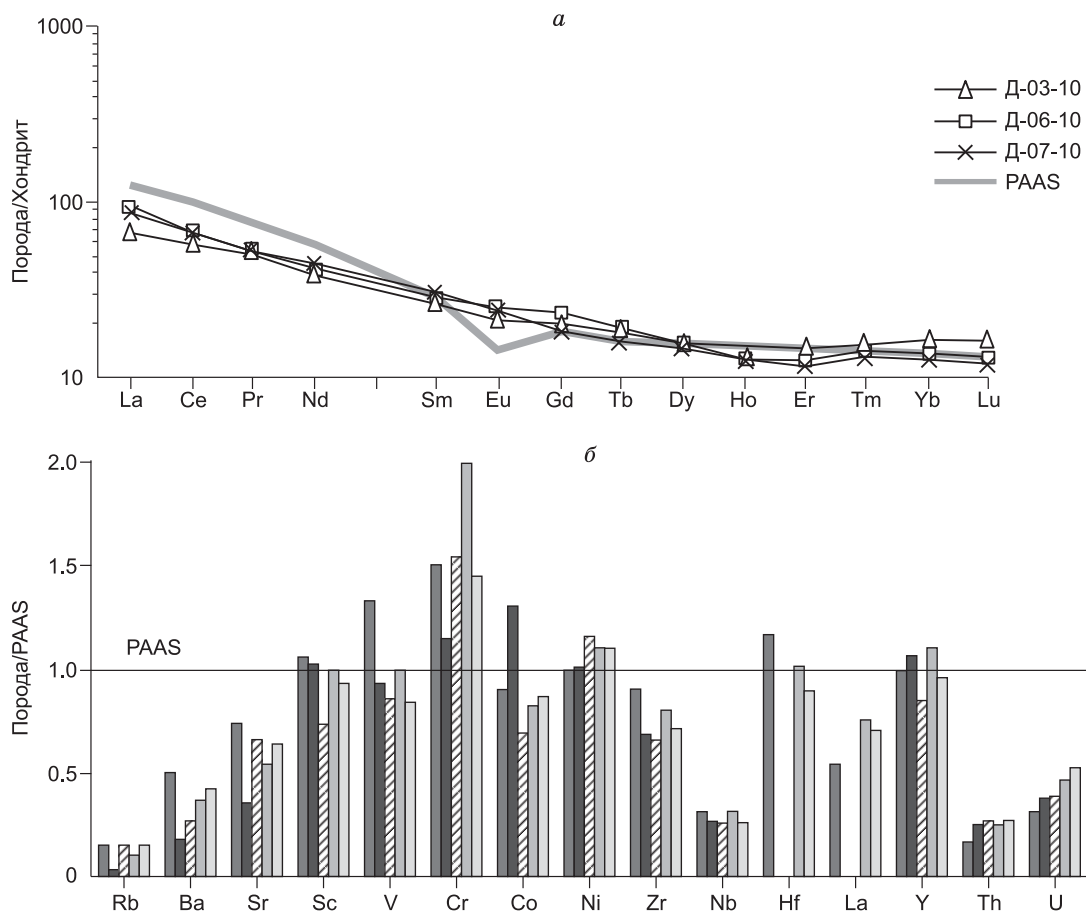


Рис. 3. Нормированные по хондриту [Boynon, 1984] спектры распределения РЗЭ (а) и нормированные по PAAS [Тейлор, Мак-Леннан, 1988] содержания редких элементов (б) для песчаников усть-келянской толщи.

Номера проб соответствуют номерам в табл. 2.

Изотопно-геохронологические исследования. Обломочные цирконы, выделенные из образца полевошпат-кварц-серицитового сланца (Д-10-10), представлены преимущественно прозрачными слабоокрашенными светло-коричневыми зернами, с сохранившимися в той или иной мере удлиненно-призматическими очертаниями. Судя по катодоллюминесцентным изображениям изученных цирконов, большинство зерен имеет магматическую осцилляторную зональность. Для некоторых зерен характерно наличие незональных участков или криволинейных извилистых зон, что может быть признаком их метаморфической переработки.

Геохронологические данные приведены в табл. 3. В пробе циркона преобладают зерна с U-Pb возрастами, попадающими в интервалы 613—707 и 834—893 млн лет. На гистограмме U-Pb-изотопных возрастов (конкордантность > 95 %) (рис. 5, б), вычисленных по отношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, наблюдаются пики, отвечающие 638—640, 661—674 и 834—836, 892—893 млн лет. Кроме того, в пробе присутствуют зерна с возрастом 577—587 млн лет, которые, судя по внутренней структуре, вероятнее всего, являются метаморфогенными.

Этот же образец (Д-10-10) был выбран для определения модельного $T_{\text{Nd}}(\text{DM})$ возраста. Порода характеризуется близкой к среднекоровому (0.12) величиной $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ (0.1) (табл. 4), что позволяет использовать величину одностадийного модельного возраста $T_{\text{Nd}}(\text{DM})$ для определения усредненного возраста источников сноса метатерригенных пород. Величина ϵ_{Nd} была рассчитана на 600 млн лет (минимальный возраст детритовых цирконов). Полученное значение $T_{\text{Nd}}(\text{DM})$ составляет 913 млн лет, а $\epsilon_{\text{Nd}} = +4.2$.

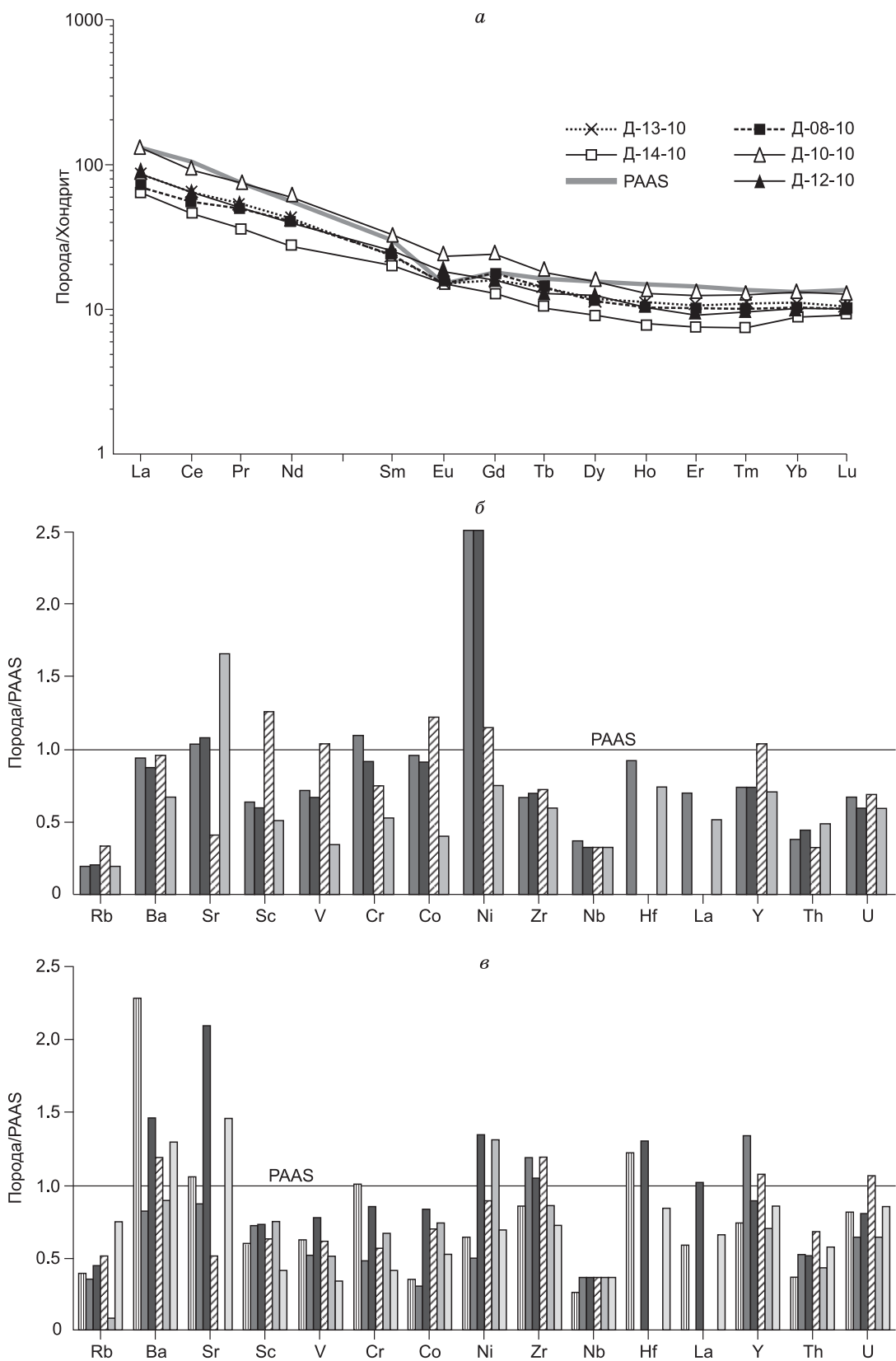


Рис. 4. Нормированные по хондриту [Boynon, 1984] спектры распределения РЗЭ (а) для осадочных пород тулуинской толщи и нормированные по PAAS [Тейлор, Мак-Леннан, 1988] содержания редких элементов для песчаников (б) и сланцев (в) тулуинской толщи.

Номера проб соответствуют номерам в табл. 2.

Таблица 3. **U-Pb изотопные данные для цирконов из полевошпат-кварц-серицитового сланца тулуинской толщи**

Номер точки анализа	Изотопные отношения $\pm 1\sigma$			Возраст по отношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, млн лет $\pm 1\sigma$	C, %
	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$		
Д-10-10-1	0.1384 \pm 0.0009	1.2956 \pm 0.0149	0.0672 \pm 0.0008	835.7 \pm 4.9	99
Д-10-10-2	0.1085 \pm 0.0007	1.1240 \pm 0.0130	0.0750 \pm 0.0007	664.0 \pm 3.8	87
Д-10-10-3	0.1041 \pm 0.0005	0.8799 \pm 0.0067	0.0613 \pm 0.0003	638.4 \pm 4.1	99
Д-10-10-4	0.1382 \pm 0.0009	1.2946 \pm 0.0159	0.0679 \pm 0.0008	834.2 \pm 4.9	99
Д-10-10-5	0.1417 \pm 0.0013	1.3040 \pm 0.0119	0.0667 \pm 0.0002	854.2 \pm 7.2	99
Д-10-10-6	0.1118 \pm 0.0009	1.1726 \pm 0.0121	0.0761 \pm 0.0005	683.2 \pm 5.2	87
Д-10-10-7	0.1484 \pm 0.0012	1.3766 \pm 0.0121	0.0673 \pm 0.0002	892.1 \pm 6.9	98
Д-10-10-8	0.1080 \pm 0.0008	0.9276 \pm 0.0073	0.0623 \pm 0.0002	661.2 \pm 4.5	99
Д-10-10-9	0.0998 \pm 0.0005	1.1152 \pm 0.0098	0.0812 \pm 0.0006	613.1 \pm 3.1	81
Д-10-10-10	0.1082 \pm 0.0007	0.9285 \pm 0.0078	0.0667 \pm 0.0002	662.4 \pm 4.5	99
Д-10-10-11	0.0937 \pm 0.0005	0.8192 \pm 0.0065	0.0634 \pm 0.0004	577.2 \pm 3.1	95
Д-10-10-12	0.1274 \pm 0.0009	1.1797 \pm 0.0108	0.0671 \pm 0.0003	773.2 \pm 5.3	98
Д-10-10-13	0.1102 \pm 0.0007	0.9233 \pm 0.0108	0.0608 \pm 0.0002	674.0 \pm 6.6	99
Д-10-10-14	0.1486 \pm 0.0012	1.3776 \pm 0.0121	0.0672 \pm 0.0002	892.9 \pm 6.9	98
Д-10-10-16	0.1081 \pm 0.0007	0.9275 \pm 0.0072	0.0623 \pm 0.0002	661.8 \pm 4.5	99
Д-10-10-17	0.1042 \pm 0.0007	0.8800 \pm 0.0068	0.0612 \pm 0.0003	639.0 \pm 4.2	99
Д-10-10-18	0.1159 \pm 0.0007	1.0520 \pm 0.0084	0.0658 \pm 0.0003	706.8 \pm 4.1	97
Д-10-10-19	0.1382 \pm 0.0007	1.2947 \pm 0.0121	0.0678 \pm 0.0002	834.6 \pm 4.9	99
Д-10-10-20	0.0953 \pm 0.0007	0.8273 \pm 0.0071	0.0629 \pm 0.0003	586.7 \pm 3.9	96
Д-10-10-21	0.1096 \pm 0.0011	0.9218 \pm 0.0105	0.0609 \pm 0.0002	670.4 \pm 6.6	99
Д-10-10-22	0.1411 \pm 0.0013	1.3020 \pm 0.0119	0.0679 \pm 0.0002	850.9 \pm 7.2	99
Д-10-10-23	0.1097 \pm 0.0011	0.9219 \pm 0.0105	0.0608 \pm 0.0002	671.1 \pm 6.6	99
Д-10-10-24	0.1044 \pm 0.0007	0.8802 \pm 0.0068	0.0612 \pm 0.0003	640.3 \pm 3.8	99

Примечание. C — степень конкордантности.

Таблица 4. **Sm-Nd изотопные данные для полевошпат-кварц-серицитового сланца тулуинской толщи и пород Анамакит-Муйской зоны, выбранных для расчета по модели бинарного смешения**

Порода, номер пробы	Sm,	Nd,	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	T^* , млн лет	$T(\text{DM})$, млн лет	ϵ_{Nd}
	г/г						
Анамакит-Муйская зона							
Тулуинская толща							
Туфопесчаник (Д-10-10)	6.1	36	0.10199023	0.512482 \pm 8	600	913	+4.2
Келянская серия							
Риолит (477/1)	8.75	45.1	0.1176	0.511640	825	2388	-11.1
Джалтукская серия							
Амфиболовый сланец (95016-1)	7.42	32.3	0.1393	0.512346	1000	1648	+1.7
Каралон-Мамаканская зона							
Якорная толща							
Риолит (Як-12)	2.82	12.40	0.1379	0.512800	675	707	+8.2

Примечание. T^* — возраст, принятый для расчета ϵ_{Nd} .

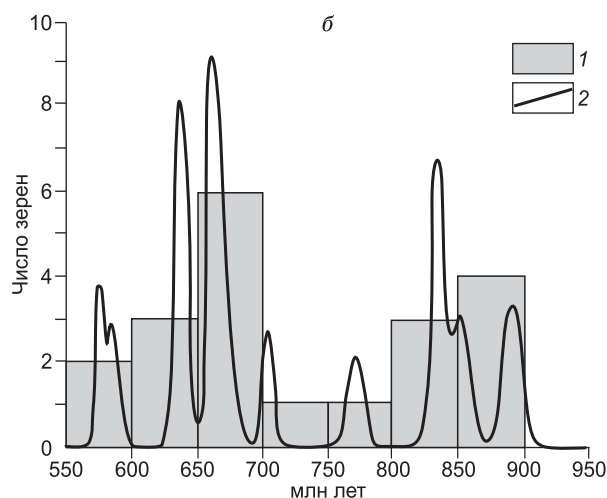
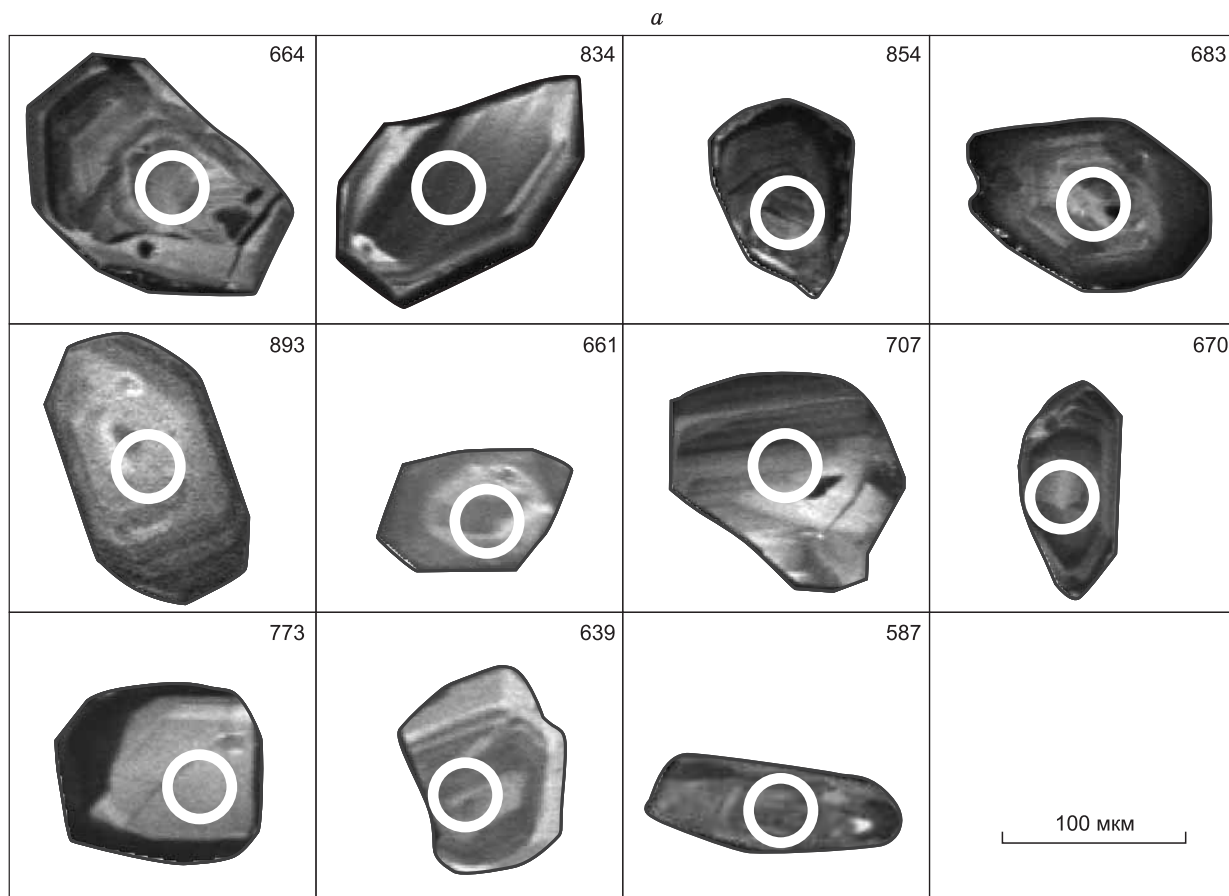


Рис. 5. *a* — катодолуминесцентные изображения и U-Pb-изотопный возраст (млн лет) и *b* — гистограмма U-Pb-изотопных возрастов, вычисленные по отношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, ряда зерен обломочных цирконов из полевошпат-кварц-серицитового сланца тулуинской толщи (обр. Д-10-10).

1 — количество зерен, 2 — относительная вероятность.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Петрохимические данные в сочетании с особенностями распределения редких элементов в породах позволяют проводить реконструкции состава протолитов, определение тектонического режима как областей сноса, так и самого бассейна осадконакопления. В настоящее время для этих целей широко используются редкоземельные элементы, Th, Sc и ряд др. (например, высокозарядные) [Тейлор, Мак-Леннан, 1988; McLennan et al., 1993; Cullers, 2000; и др.]. Это связано с тем, что вышеперечисленные элементы почти без потерь перемещаются из областей размыва в области осадконакопления, наследуя геохимическую специфику источников сноса. Принятая авторами методика реконструкции протолитов метаморфических пород базируется на представлении об изохимизме регионального метаморфизма в отношении ряда химических элементов. Проведенные ранее исследования [Петров, Макрыгина, 1975;

Макрыгина, 1981] зональных метаморфических комплексов показывают, что на этапе регионального метаморфизма (до проявления мигматизации) изменения в составе пород незначительны и затрагивают лишь наиболее подвижные компоненты (H_2O , В и др.). Подобные результаты были получены при исследовании геохимии гранулитов канского и шарыжалгайского комплексов юго-запада Сибирского кратона, где была установлена инертность Th и редкоземельных элементов (РЗЭ) при гранулитовом метаморфизме умеренных давлений [Ножкин, Туркина, 1993]. В данной работе было проведено детальное геохимическое исследование пород, незатронутых процессами мигматизации, калишпатизации или другими метасоматическими преобразованиями.

Для разграничения осадочных, вулканогенно-осадочных и вулканогенных пород были использованы петрохимические модули [Юдович, Кетрис, 2000]. Примесь пирокластики или вулканокластики основного состава надежно диагностируется по признакам повышенной магнезиальности ($MgO > 3\%$), железистости ($ЖМ = (Fe_2O_3 + FeO + MnO)/(TiO_2 + Al_2O_3)$), титанистости ($ТМ = TiO_2/Al_2O_3$ и TiO_2) и фемичности ($ФМ = (Fe_2O_3 + FeO + MnO + MgO)/SiO_2$), которые часто коррелируют между собой. Кроме того, для них характерна повышенная величина натровости ($ЩМ = Na_2O/K_2O$). Вулканогенно-осадочные породы кислого состава узнаются по повышенной общей щелочности и пониженной титанистости.

Песчаники усть-келянкой толщи характеризуются повышенными содержаниями $MgO (> 3\%)$, ЩМ (3—14) и довольно высокими значениями фемического модуля ФМ (0.15—0.22), что позволяет отнести эти породы к «псевдоосадочным» и предположить их происхождение за счет основной пирокластики или вулканокластики. В рассматриваемой совокупности метаосадков тулуинской толщи отчетливо выделились две группы. Первая, к которой относятся почти все песчаники, характеризуется повышенными содержаниями $MgO (> 3\%)$, ЩМ (1.5—3.9), ЖМ (0.35—0.48) и ФМ (0.10—0.20). Эти признаки указывают на присутствие в области сноса вулканогенных пород основного состава. Высокая общая щелочность ($K_2O + Na_2O$) 7—7.8%, обуславливающая гиперщелочной состав ($HKM = 0.44—0.49$) ($HKM = (Na_2O + K_2O)/Al_2O_3$), а также положительная корреляция ТМ и ЖМ ($r = 0.86$), характерные для пород второй группы (куда попадают все сланцы), могут означать, что мы имеем дело с осадками, образованными преимущественно за счет разрушения вулканитов кислого состава.

Определение состава источника сноса обломочного материала с помощью диаграммы М.Р. Бхатия [Bhatia, 1983] показало, что песчаники усть-келянкой толщи образовались в результате разрушения пород базитового и андезитового составов (рис. 6, а). Источниками сноса для песчаников тулуинской толщи послужили более кислые породы гранодиоритового состава. В образовании полевошпат-кварц-серицитовых сланцев тулуинской толщи дополнительно принимали участие кислые породы, обогащенные как Na_2O , так и K_2O .

Подтверждением этому служит диаграмма [Тейлор, Мак-Леннан, 1988], где видно, что фигуративные точки составов песчаников усть-келянкой и тулуинской толщ образуют ряд между породами андезибазальтового и плагиориолитового составов (см. рис. 6, б). На присутствие дополнительного К-Na гранитоидного источника сноса для сланцев тулуинской толщи указывает отклонение фигуративных точек в сторону кислых пород, обогащенных K_2O и Na_2O .

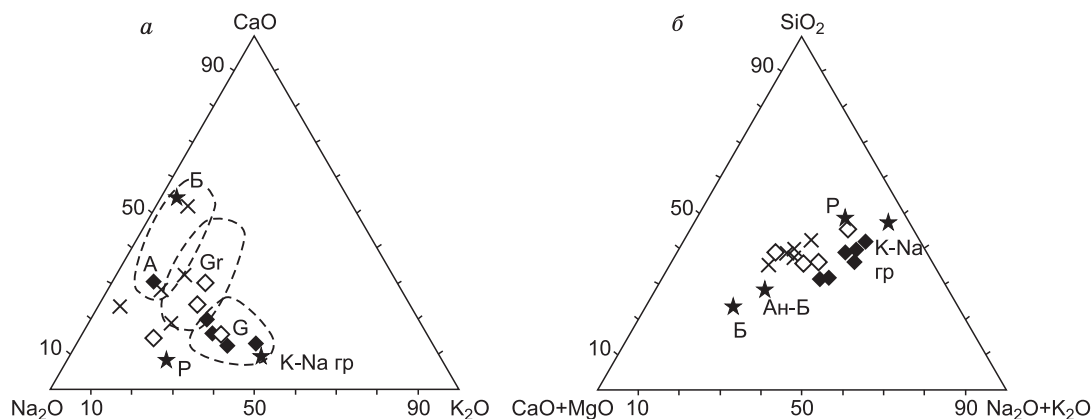


Рис. 6. Источники обломочного материала для терригенных пород усть-келянкой и тулуинской толщ на основании диаграммы М.Р. Бхатия [Bhatia, 1983] (а) и Тейлора, Мак-Леннана [1988] (б).

Усл. обозн. см. на рис. 2. Поля на диграмме, по [Bhatia, 1983]: G — граниты, Gr — гранодиориты, А — андезиты. Звездочки — составы пород островодужной ассоциации БМП (усть-келянская зона), по [Цыганков, 2005]: Б — базальты, Ан-Б — андезибазальты, P — плагиориолиты, К-Na гр — К-Na граниты Сунукитского массива (возраст 774 млн лет).

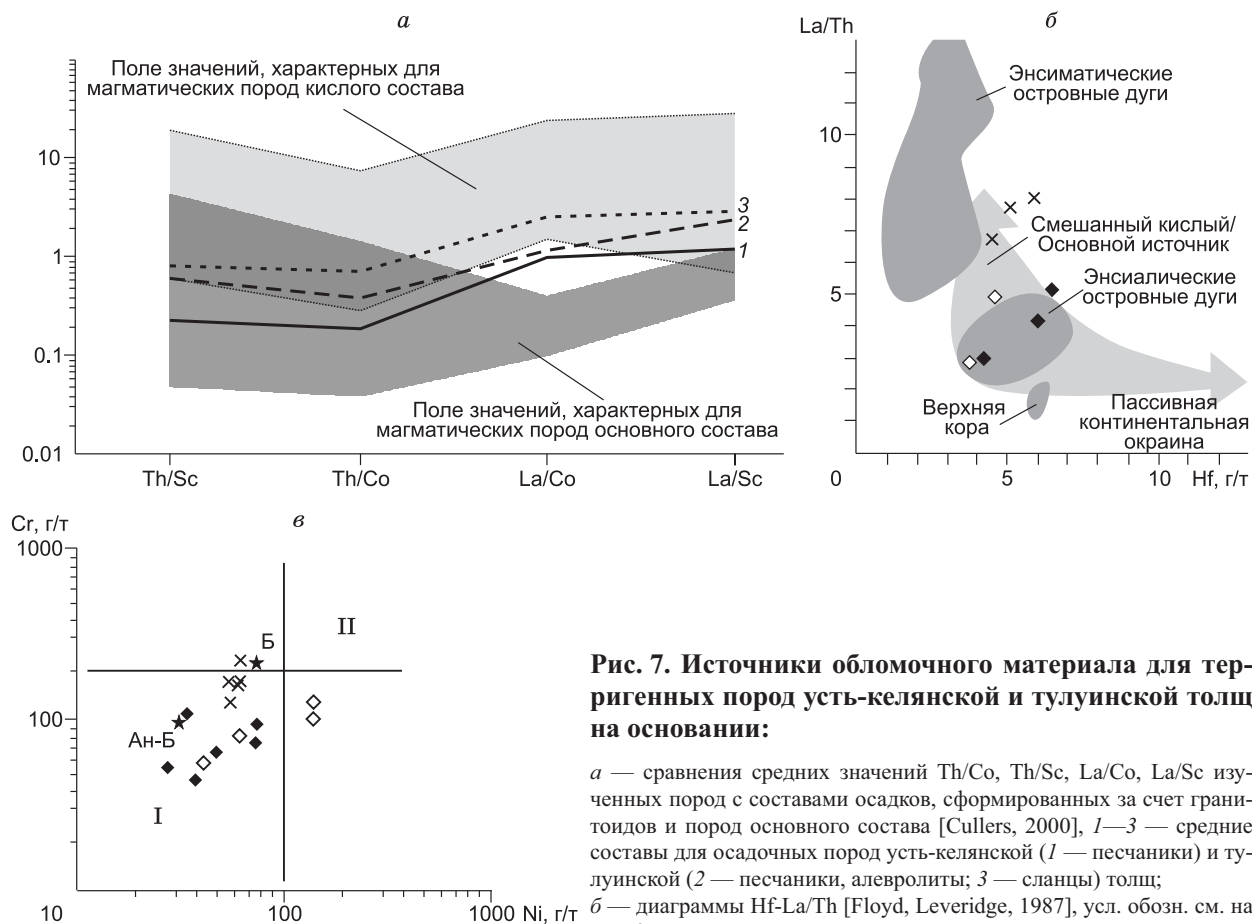


Рис. 7. Источники обломочного материала для терригенных пород усть-келянкой и тулуинской толщ на основании:

a — сравнения средних значений Th/Co, Th/Sc, La/Co, La/Sc изученных пород с составами осадков, сформированных за счет гранитоидов и пород основного состава [Cullers, 2000], 1—3 — средние составы для осадочных пород усть-келянкой (1 — песчаники) и тулуинской (2 — песчаники, алевролиты; 3 — сланцы);
б — диаграммы Hf-La/Th [Floyd, Leveridge, 1987], усл. обозн. см. на рис. 2;

в — диаграммы Cr-Ni, поля на диаграмме, по [Тейлор, Мак-Леннана, 1988] (I — постархейские породы, II — архейские породы), усл. обозн. см. на рис. 2, звездочки — составы пород островодужной ассоциации БМП (усть-келянкой зона) по [Цыганков, 2005] (Б — базальты, Ан-Б — андезибазальты).

Распределение и уровни концентраций редких элементов (PЗЭ, Th, Sc, Zr, Nb, Cr, Ni и др.) и их отношений (например, Th/Co, Th/Sc, La/Co, La/Sc) также дают важную информацию о составе пород в области сноса.

Сравнение средних значений Th/Co, Th/Sc, La/Co, La/Sc изученных пород с составами осадков, сформированных за счет гранитоидов и пород основного состава [Cullers, 2000] показывает, что песчаники усть-келянкой толщи преимущественно образованы за счет пород основного состава, а при формировании отложений тулуинской толщи требуется вклад гранитоидного материала, более ощутимый в составе сланцев (рис. 7, *a*).

На диаграмме Hf—La/Th [Floyd, Leveridge, 1987] фигуративные точки составов песчаников усть-келянкой толщи сконцентрированы около поля энсиматических островных дуг, а составы пород тулуинской толщи попадают в поле более кислых пород (см. рис. 7, *б*).

Содержания Cr и Ni в изученных породах заметно варьируют, но в целом соответствуют содержаниям в постархейских сланцах (см. рис. 7, *в*). При этом составы песчаников усть-келянкой толщи с наиболее высокими содержаниями Cr сконцентрированы между составами пород базальтового и андезибазальтового составов, а в отложениях тулуинской толщи весьма заметна роль пород с пониженными концентрациями Cr.

Для анализа палеогеодинамических обстановок питающих провинций рассматриваемых пород были использованы как главные, так и редкие элементы. Б. Розер и К. Корш разработали диаграмму SiO₂—(K₂O/Na₂O) [Roser, Korsch, 1986] с тремя полями: 1) пассивных континентальных окраин, 2) активных континентальных окраин и 3) океанических дуг. Данная диаграмма достаточно широко используется в практике палеогеодинамических реконструкций. Практически все точки составов песчаников усть-келянкой толщи на этой диаграмме локализованы в области значений, характерных для острово-

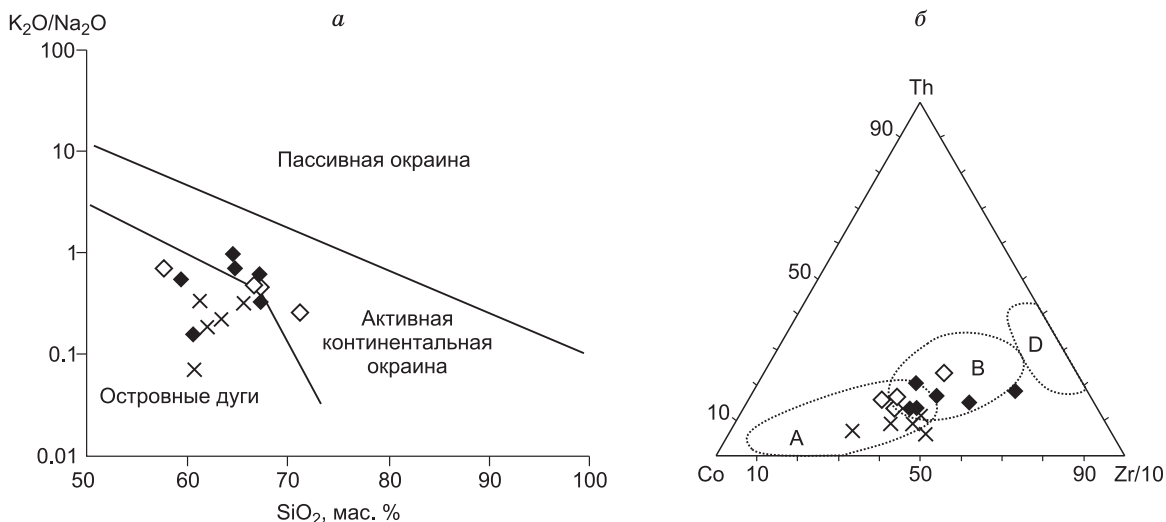


Рис. 8. Положение фигуративных точек составов осадочных пород усть-келянской и тулуинской толщ на диаграммах Б. Розера и К. Корша SiO_2 — (K_2O/Na_2O) [Roser, Korsch, 1986] (a) и М. Бхатия и К. Крука [Bhatia, Crook, 1984] (б).

Поля: А — океанические островные дуги, В — континентальные островные дуги, D — пассивные окраины континентов. Усл. обозн. см. рис. 2.

дужных осадочных образований, а отложения тулуинской толщи соответствуют образованиям активной континентальной окраины (рис. 8, a). По редкоэлементному составу рассматриваемые осадки также схожи с граувакками островных дуг [Bhatia, Crook, 1986]. Весьма низкий уровень содержания в песчаниках усть-келянской толщи Th, Rb, Zr, Hf, LREE и повышенный — Co, Ni, Sc, V, Cr, Fe_2O_3 * указывает на их принадлежность к отложениям океанических дуг, напротив, заметная обогащенность пород тулуинской толщи Zr, LREE, Th, Rb, Nb свидетельствует об их образовании в условиях энсиалических островных дуг или активной континентальной окраины. Это заключение подтверждается положением фигуративных точек метасадочных пород на дискриминационных диаграммах Бхатия [Bhatia, Crook, 1986] (см. рис. 8, б).

Полученные геохронологические данные позволяют предположить, что возраст протолитов терригенных отложений тулуинской толщи находится в интервале 0.9—0.6 млрд лет с последующим метаморфизмом на рубеже 577—587 млн лет. В изученном образце преобладают цирконы с U-Pb изотопными датировками 613—707 млн лет. Этому этапу (0.7—0.62 млн лет) в строении БМП соответствуют проявления островодужного и окраинно-континентального дифференцированного магматизма (якорная и каралонская толщи). Вулканыты каралонской и якорной толщ характеризуются положительными ϵ_{Nd} (+6.4...+8.2) и $T_{Nd}(DM) = 0.88$ —0.65 млрд лет [Рыцк и др., 2011]. Присутствующие в изученном образце тулуинской толщи цирконы с возрастом 834—893 млн лет, а также Nd-изотопные данные ($\epsilon_{Nd} = +4.2$ и $T_{Nd}(DM) = 913$ млн лет) отражают поступление в бассейн осадочного материала из более древних источников. В качестве потенциальных источников сноса терригенного материала могут быть рассмотрены породы Анамакит-Муйской зоны: вулканыты келянской серии с ассоциирующими породами «муйского комплекса» с возрастом 812—824 млн лет ($\epsilon_{Nd} = -2.4$...-11.1 и $T_{Nd}(DM) = 1.7$ —2.4 млрд лет [Рыцк и др., 2007a,б]) или джалтукской ($\epsilon_{Nd} = +1.4$...+1.7, $T_{Nd}(DM) = 1.6$ —1.7 млрд лет [Рыцк и др., 2007a,б]) серии. Чтобы количественно оценить участие этих пород в формировании осадков тулуинской толщи, в качестве одного из конечных членов смешения использован изотопный состав Nd риолита якорной толщи, обладающего наиболее высокими величинами ϵ_{Nd} и минимальным модельным возрастом (обр. Як-12 [Рыцк и др., 2001]). Для другого члена смешения, характеризующего древнюю добавку, приняты изотопно-геохимические параметры риолита келянской (обр. 477/1 [Рыцк и др., 2001]) и джалтукской серий (обр. 95016-1 [Рыцк и др., 2007a,б]) (см. табл. 4). Результаты расчета по модели бинарного смешения, описываемой уравнением¹, показывают, что осадки тулуинской толщи могут содержать примесь материала, образованного при эрозии пород келянской 8 % и/или джалтукской — 45 % серий.

¹ $X_c = [(\epsilon_{mx} - \epsilon_2)Nd_2] / [\epsilon_{mx}(Nd_2 - Nd_1) - (\epsilon_2Nd_2 - \epsilon_1Nd_1)]$, где ϵ_{mx} , ϵ_1 и ϵ_2 — значения ϵ_{Nd} для результирующей смеси (метасадков), первого (породы Анамакит-Муйской зоны) и второго (риолит якорной толщи) компонентов соответственно, Nd_1 и Nd_2 — содержание Nd в первом и втором компонентах, X_c — доля первого компонента.

ВЫВОДЫ

Таким образом, в результате петрогеохимического и изотопно-геохронологического исследования установлено следующее.

1. По петрохимическому составу рассматриваемые осадки усть-келянской и тулуинской толщ являются петрогенными или «first cycle» породами. Характерные для них значения CIA от 50 до 66 и $Na_2O/Al_2O_3 > 0.2$ свидетельствуют о невысокой степени выветривания пород в источнике сноса.

2. Распределение главных, редких и редкоземельных элементов свидетельствует о том, что наиболее вероятным источником сноса для песчаников усть-келянской толщи служили породы основного состава, а при формировании отложений тулуинской толщи требуется вклад гранитоидного материала, более ощутимый в составе сланцев.

3. Палеогеодинамические реконструкции обстановок осадконакопления показали, что осадочные породы обеих толщ соответствуют грауваккам субдукционных обстановок. Весьма низкий уровень содержания в песчаниках усть-келянской толщи Th, Rb, Zr, Hf, LREE и повышенный — Co, Ni, Sc, V, Cr, $Fe_2O_3^*$ указывает на их сходство с отложениями океанических дуг, напротив, заметная обогащенность пород тулуинской толщи Zr, LREE, Th, Rb, Nb свидетельствует об их соответствии отложениям, образованным в условиях континентальных островных дуг или активной континентальной окраины.

4. Полученные геохронологические данные позволяют предположить, что возраст протолитов терригенных отложений тулуинской толщи находится в интервале 0.9—0.6 млрд лет, с последующим метаморфизмом на рубеже 577—587 млн лет. Изотопно-геохронологические исследования отложений тулуинской толщи отражают смешение детритового материала, образованного в результате эрозии островодужных магматических ассоциаций с возрастом 625—700 млн лет, подобных развитым в Каралон-Мамаканской зоне (якорная и каралонская свиты) и более древних, подобных келянской (812—824 млн лет) и/или джалтукской сериям. Нижняя граница осадконакопления, судя по минимальному возрасту детритового циркона, соответствует 0.6 млрд лет.

Авторы выражают благодарность рецензентам за критические замечания, способствовавшие улучшению качества работы.

Работа выполнена в рамках проекта НИР ИГМ СО РАН «Геодинамическая эволюция Центрально-Азиатского складчатого пояса и юго-запада Сибирской платформы» при финансовой поддержке интеграционного проекта СО, УрО, ДВО РАН «Субдукционные и орогенные бассейны Северной Евразии: литологические и изотопно-геохимические индикаторные характеристики, минерогения» и грантов РФФИ № 12-05-00586 и № 12-05-00591.

ЛИТЕРАТУРА

Гусев Г.С., Песков А.И., Соколов С.К. Палеогеодинамика Муйского сегмента протерозойского Байкало-Витимского пояса // Геотектоника, 1992, № 2, с. 72—86.

Изох А.Э., Гибшер А.С., Журавлев Д.З., Балыкин П.А. Sm-Nd данные о возрасте ультрабазит-базитовых массивов восточной ветви Байкало-Муйского офиолитового пояса // ДАН, 1998, т. 360, № 1, с. 88—92.

Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Ковач В.П., Будников С.В., Журавлев Д.З., Козаков И.К., Котов А.Б., Рыцк Е.Ю., Сальникова Е.Б. Корообразующие магматические процессы при формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса: Sm-Nd изотопные данные // Геотектоника, 1999, № 3, с. 21—41.

Козырева И.В., Конников А.З., Травин Л.В. Метаморфизм нижнедокембрийских образований Северо-Муйской глыбы и ее обрамления (Средневитимская горная страна) // Геология и геохронология докембрия Сибирской платформы и ее обрамления. Л., Наука, 1990, с. 67—88.

Конников Э.Г., Цыганков А.А., Врублевская Т.Т. Байкало-Муйский вулканоплутонический пояс: структурно-вещественные комплексы и геодинамика. М., ГЕОС, 1999, 163 с.

Макрыгина В.А. Геохимия регионального метаморфизма и ультраметаморфизма умеренных и низких давлений. Новосибирск, Наука, 1981, 198 с.

Макрыгина В.А., Конников Э.Г., Неймарк Л.А., Пахольченко Ю.А., Посохов В.Ф., Сандмирова Г.П., Томиленко А.А., Цыганков А.А., Врублевская Т.Т. О возрасте гранулит-чарнокитового комплекса в нюрдундуканской свите Северного Прибайкалья (парадокс геохронологии) // ДАН, 1993, т. 332, № 4, с. 486—489.

Митрофанов Г.Л. Эволюция тектонических структур и этапы становления континентальной земной коры в Северо-Западном Забайкалье // Тектоника и металлогения Восточной Сибири. Иркутск, 1978, с. 38—57.

Митрофанов Г.Л. Байкальский мегакомплекс внутренних зон Байкальской горной области. Тектоника Байкальского (рифейского) мегакомплекса Сибири // Новосибирск, ИГиГ, 1981, с. 73—87.

Ножкин А.Д., Туркина О.М. Геохимия гранулитов // Тр. ОИГГМ СО РАН, 1993, вып. 817, 223 с.
Петров Б.В., Макрыгина В.А. Геохимия регионального метаморфизма и ультраметаморфизма. Новосибирск, Наука, 1975, 342 с.

Рыцк Е.Ю., Амелин Ю.В., Ризванова Н.Г., Крымский Р.Ш., Митрофанов Г.Л., Митрофанова Н.Н., Переляев В.И., Шалаев В.С. Возраст пород Байкало-Муйского складчатого пояса // Стратиграфия и геологическая корреляция, 2001, т. 9, № 4, с. 3—15.

Рыцк Е.Ю., Ковач В.П., Коваленко В.И., Ярмолюк В.В. Структура и эволюция континентальной коры Байкальской складчатой области // Геотектоника, 2007а, № 6, с. 23—51.

Рыцк Е.Ю., Макеев А.Ф., Глебовицкий В.А., Федосеев А.М. Ранневендский возраст многофазных габбро-гранитных комплексов Каралон-Мамаканской зоны Байкало-Муйского пояса: новые U-Pb данные по циркону // ДАН, 2007б, т. 415, № 4, с. 535—538.

Рыцк Е.Ю., Ковач В.П., Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Богомолов Е.С., Котов А.Б. Изотопная структура и эволюция континентальной коры Восточно-Забайкальского сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса // Геотектоника, 2011, № 5, с. 17—51.

Рыцк Е.Ю., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Великославинский С.Д., Андреев А.А., Алексеев И.А., Яковлева С.З., Федосеев А.М. U-Pb геохронология габбро-диорит-тоналит-гранодиоритовых интрузий Байкало-Муйского пояса // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания. Вып. 10. Иркутск, Институт земной коры СО РАН, 2012, т. 2, с. 57.

Салоп Л.И. Геология Байкальской горной области. М., Недра, 1964, т. 1, 516 с.; т. 2, 1967, 700 с.

Станевич А.М., Файзулина А.М. Микрофоссилии в стратиграфии позднего докембрия Байкало-Патомской горной области. М., Недра, 1992, 26 с.

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

Цыганков А.А. Магматическая эволюция Байкало-Муйского вулканоплутонического пояса в позднем докембрии. Новосибирск, Изд-во СО РАН, 2005, 306 с.

Юдович Я.Э. Региональная геохимия осадочных пород. Л., Наука, 1981, 276 с.

Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Основы литохимии. СПб., Наука, 2000, 479 с.

Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Ковач В.П., Рыцк Е.Ю., Козаков И.К., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. Ранние стадии формирования Палеоазиатского океана: результаты геохронологических, изотопных и геохимических исследований позднерифейских и венд-кембрийских комплексов Центрально-Азиатского складчатого пояса // ДАН, 2006, т. 410, № 5, с. 657—662.

Dobretsov N.L., Berzin N.A., Buslov M.M. Opening and tectonic evolution of the Paleo-Asian ocean // Intern. Geol. Rev., 1995, v. 37, p. 335—360.

Bhatia M.R. Plate tectonics and geochemical compositions of sandstones // J. Geol., 1983, v. 91, p. 611—627.

Bhatia M.R., Crook K.A.W. Trace element characteristics of graywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins // Contr. Miner. Petrol., 1986, v. 92, p. 181—193.

Boynton W.V. Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies / Ed. P. Henderson // Rare earth element geochemistry. Elsevier, 1984, p. 63—114.

Cullers R.L. The geochemistry of shales, siltstones, and sandstones of Pennsylvanian-Permian age, Colorado, USA: implications for provenance and metamorphic studies // Lithos, 2000, v. 51, p. 181—203.

Floyd P.A., Leveridge B.E. Tectonic environment of the Devonian Gramscatho basin, south Cornwall: framework mode and geochemical evidence from turbiditic sandstones // J. Geol. Soc. London, 1987, v. 144, p. 531—542.

Goldstein S.J., Jacobsen S.B. Nd and Sr isotopic systematics of river water suspended material: implication for crustal evolution // Earth Planet. Sci. Lett., 1988, v. 87, p. 249—265.

Herron M.M. Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data // J. Sed. Petrol., 1988, v. 58, p. 820—829.

Jacobsen S.B., Wasserburg G.M. Sm-Nd evolution of chondrites. II // Earth Planet. Sci. Lett., 1984, v. 67, p. 137—150.

Khain E.V., Bibikova E.V., Salnikova E.V., Kröner A., Gibsher A.S., Didenko A.N., Degtyarev K.E., Fedotova A.A. The Paleo-Asian ocean in the Neoproterozoic and early Paleozoic: new geochronological data and paleotectonic reconstruction // Precamb. Res., 2002, v. 2296, p. 1—30.

Kovalenko V.I., Yarmolyuk V.V., Kovach V.P., Kотов А.Б., Kozakov I.K., Salnikova E.B., Larin A.M. 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.

Liu Y., Gao S., Hu Z., Gao C., Zong K., Wang D. Continental and oceanic crust recycling-induced melt-peridotite interactions in the Trans-North China Orogen: U-Pb dating, Hf isotopes and trace elements in zircons of mantle xenoliths // *J. Petrol.*, 2010, v. 51, p. 537—571.

Ludwig K.R. ISOPLOT 3.00: A geochronological toolkit for Microsoft Excel. 2003. Berkeley, Berkeley Geochronology Center, California.

McLennan S.M., Hemming S.R., McDaniel D.K., Hanson G.N. Geochemical approaches to sedimentation, provenance and tectonics // *Processes controlling the composition of clastic sediments* / Eds. M.J. Johnsson, A. Basu. *Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.*, 1993, v. 284, p. 21—40.

Nesbitt H.W., Yong G.M. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites // *Nature*, 1982, v. 299, p. 715—717.

Nesbitt H.W., Yong G.M. Prediction of some weathering trends of plutonic and volcanic rocks based on thermodynamic and kinetic considerations // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1984, v. 48, p. 1523—1534.

Pin C., Zalduegui J.F. Sequential separation of light-rare-earth elements, thorium and uranium by miniaturized extraction chromatography: application to isotopic analyses of silicate rocks // *Anal. Chim. Acta*, 1997, v. 339, p. 79—89.

Roser B.P., Cooper R.A., Nathan S., Tulloch A.J. Reconnaissance sandstone geochemistry, provenance, and tectonic setting of the lower Paleozoic terranes of the West Coast and Nelson, New Zealand // *N.Z. J. Geol. Geophys.*, 1996, v. 39, p. 1—16.

Roser B.D., Korsch R.J. Determination of tectonic setting of sandstone-mudstone suites using SiO₂ content and K₂O/Na₂O ratio // *J. Geol.*, 1986, v. 94, p. 635—650.

Xia X.P., Sun M., Geng H.Y., Sun Y.L., Wang Y.J., Zhao G.C. Quasisimultaneous determination of U-Pb and Hf isotope compositions of zircon by excimer laser-ablation multiple-collector ICPMS // *J. Anal. Atom. Spectr.*, 2011, v. 26, p. 1868—1871.

*Поступила в редакцию
14 марта 2013 г.*