

РАННЕДОКЕМБРИЙСКИЕ ВЫСОКОМЕТАМОРФИЗОВАННЫЕ ТЕРРИГЕННЫЕ ПОРОДЫ ГРАНУЛИТОГНЕЙСОВЫХ БЛОКОВ ШАРЫЖАЛГАЙСКОГО ВЫСТУПА

(юго-запад Сибирского кратона)

О.М. Туркина^{1,2}, В.П. Сухоруков^{1,2}

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

² Новосибирский национальный исследовательский университет,
630090, Новосибирск, ул. Пирогова, 2, Россия

Представлены результаты изучения химического и изотопного Sm-Nd состава высокометаморфизованных терригенных пород Китойского и северо-западной части Иркутского блоков Шарыжалгайского выступа Сибирской платформы и их сопоставления с парагнейсами юго-востока Иркутского блока. Высокометаморфизованные терригенные породы Китойского и северо-западной части Иркутского блоков представлены высокоглиноземистыми гранат-силлиманит-кордиеритсодержащими парагнейсами, протолиты которых по главным элементам отвечают преимущественно аргиллитам и пелитовым аргиллитам.

Низкоглиноземистые биотитовые гнейсы Китойского блока наиболее вероятно имели магматические протолиты, сходные по петрогеохимическим характеристикам с внутриплитными вулканами. Главным фактором, определяющим состав изученных высокоглиноземистых парагнейсов, является накопление большинства редких некогерентных элементов с глинистой фракцией осадка, что отражается в прямой зависимости между их концентрациями и Al_2O_3 . Индикатором участия материала из базитового источника в образовании высокоглиноземистых пород служит содержание Cr и Ni, положительно коррелирующих с MgO и независимых от Al_2O_3 . Вклад мафического источника сноса в образовании терригенного материала возрастает от Китойского к северо-западной части Иркутского блока.

Высокоглиноземистые и гранат-биотитовые парагнейсы юго-восточной части Иркутского блока при общем сходстве распределения редких элементов с аналогичными породами северо-западных районов (Китойский и северо-западная часть Иркутского блока) отличаются повышенным содержанием Th и наличием отчетливого Eu минимума, что является результатом изменения характера кислого источника сноса. Участие кислых калиевых магматических пород в формировании терригенных осадков юго-востока согласуется с их накоплением после неогарнейских коллизионных процессов: метаморфизма и гранитообразования, тогда как седиментация в Китойском блоке и на северо-западе Иркутского предшествовала им.

Изотопные Sm-Nd характеристики указывают на формирование осадков Китойского и северо-западной части Иркутского блоков преимущественно за счет размыва коры палео-мезоархейского возраста и участие палеопротерозойских ювенильных пород в образовании метаосадков юго-востока Иркутского блока. Таким образом, изменения в редкоэлементном и изотопном составе высокометаморфизованных терригенных пород отражают процессы рециклинга и роста континентальной коры Шарыжалгайского выступа в неогарней-палеопротерозойское время.

Ранний докембрий, метаосадочные породы, редкие элементы, источники сноса, Sm-Nd изотопный состав, рост и рециклинг коры, Шарыжалгайский выступ.

EARLY PRECAMBRIAN HIGH-GRADE METAMORPHOSED TERRIGENOUS ROCKS OF GRANULITE–GNEISS TERRANES OF THE SHARYZHALGAI UPLIFT (southwestern Siberian craton)

O.M. Turkina and V.P. Sukhorukov

We present results of geochemical and Sm–Nd isotope studies of high-grade metaterrigenous rocks of the Kitoi and northwestern Irkut terranes of the Sharyzhalgai uplift on the Siberian Platform in comparison with paragneisses of the southeastern Irkut terrane. The metasedimentary rocks of the first region are high-alumina garnet–sillimanite–cordierite-bearing paragneisses; their protoliths were mostly mudstones and pelitic mudstones by major-element composition. The low-alumina biotite gneisses of the Kitoi terrane formed, most likely, from magmatic protoliths similar in petrochemical features to intraplate volcanics. The major factor controlling the composition of the studied high-alumina paragneisses is precipitation of most of incompatible trace elements in the clay fraction of sediments, as evidenced from the positive correlation between trace-element and Al_2O_3 contents. The Cr and Ni contents, showing a positive correlation with MgO and no correlation with Al_2O_3 , are an indicator of the contribution of the mafic-source material to the formation of high-alumina rocks. The contribution of a mafic source-derived material to the formation of terrigenous rocks increases in passing

from Kitoi to northwestern Irkut terrane. The high-alumina and garnet–biotite paragneisses of the southeastern Irkut terrane are similar in trace-element patterns to the analogous rocks of the Kitoi terrane and northwestern part of the Irkut terrane but show higher Th contents and a distinct negative Eu anomaly related to the change in the composition of the felsic source. The participation of felsic potassic igneous rocks in the formation of the southeastern terrigenous sediments is consistent with their deposition after the Neoproterozoic collision processes (metamorphism and granite magmatism), whereas sedimentation in the Kitoi and northwestern Irkut terranes preceded them. The Sm–Nd isotope characteristics indicate that the latter sediments formed mostly as a result of the erosion of the Paleo-Mesoarchean crust, whereas the metasediments of the southeastern Irkut terrane formed with the participation of Paleoproterozoic juvenile rocks. Thus, the variations in the trace-element and isotope compositions of the high-grade metamorphosed terrigenous rocks reflect recycling and growth of the continental crust of the Sharyzhalgai uplift during the Neoproterozoic–Paleoproterozoic transition.

Early Precambrian, metasedimentary rocks, trace elements, provenances, Sm–Nd isotope composition, growth and recycling of crust, Sharyzhalgai uplift

ВВЕДЕНИЕ

Инертное поведение редкоземельных и ряда других редких и петрогенных элементов при гранулитовом метаморфизме, за исключением проявления мигматизации и частичного плавления, создает потенциальную возможность для детального изучения высокометаморфизованных терригенных осадков как индикаторов состава питающих провинций и процессов формирования и эволюции континентальной коры. Анализ геохимических особенностей древних терригенных осадков позволяет проследить эволюцию их коровых источников, в том числе выявить вероятные изменения редкоэлементного и изотопного составов осадков на границе архей—протерозой [Тейлор, МакЛеннан, 1988; Condie, 1993; и др.]. Раннедокембрийские высокометаморфизованные терригенные породы широко развиты в Иркутском и Китойском гранулитогнейсовых блоках Шарыжалгайского выступа в юго-западной части Сибирского кратона. Для высокоглиноземистых (гранат–кордиерит–биотитовых) и гранат–биотитовых парагнейсов юго-восточной части Иркутского блока выявленные вариации концентраций Fe, Ti, Cr, Ni, Sc и величин Cr/Th и La/Sc отражают различную долю мафических пород в питающей провинции, тогда как наличие отчетливого европиевого минимума фиксирует вклад кислых калиевых магматических пород в осадконакопление [Туркина, Урманцева, 2009]. В данной работе представлены результаты изучения минерального, химического и изотопного Sm–Nd состава раннедокембрийских метатерригенных пород Иркутского и Китойского блоков Шарыжалгайского выступа. Различное структурное положение и время метаморфизма метатерригенных пород юго-восточной части Иркутского (1.85—1.86 млрд лет) и Китойского (~2.5—2.6 млрд лет) блоков свидетельствует об их разновозрастности [Poller et al., 2005; Туркина и др., 2010; Глебовицкий и др., 2011] и позволяет проследить изменение состава осадков от архей к палеопротерозою, а следовательно, оценить эволюцию коры данного сегмента.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ, СОСТАВ И ВОЗРАСТ ПОРОД ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ШАРЫЖАЛГАЙСКОГО ВЫСТУПА

Шарыжалгайский выступ представляет собой южное обнаженное окончание Тунгусской провинции фундамента Сибирской платформы (рис. 1, А). В его структуре с северо-запада на юго-восток выделены четыре блока: Булунский и Онотский гранит–зеленокаменные, Китойский и Иркутский гранулитогнейсовые; их границами служат региональные разломы северо-западного и субмеридионального простирания (см. рис. 1, Б). Онотский и Булунский блоки образованы плагиогнейсами и плагиогранитоидами тоналит–трондьемит–гранодиоритового состава и метаосадочно–вулканогенными отложениями зеленокаменных поясов [Ножкин и др., 2001; Туркина, Ножкин, 2008]. Китойский и Иркутский блоки, образующие большую часть Шарыжалгайского выступа, сложены однотипными породными ассоциациями, включающими ортогнейсы среднего и кислого состава, метабазиты, гранат–биотитовые и высокоглиноземистые кордиерит- и силлиманитсодержащие гнейсы, мраморы и кальцифиры, и метаморфизованными от амфиболитовой до гранулитовой фации [Ножкин, Туркина, 1993; Ножкин и др., 2001; Гладкочуб и др., 2005; Poller et al., 2005]. В обоих блоках для метамагматических пород по цирконам установлены два этапа метаморфизма: 2.55—2.6 и 1.85—1.86 млрд лет, которые коррелируют с образованием гранитов (2.53—2.54 и 1.85—1.86 млрд лет) [Гладкочуб и др., 2005; Poller et al., 2005; Сальникова и др., 2007; Turkina et al., 2012]. В метаморфическом комплексе юго-восточной части Иркутского блока (разрез по побережью о. Байкал) выделены две толщи. Первая сложена метамагматическими породами: гиперстенсодержащими и биотитовыми ортогнейсами и метабазитами. Их протолиты были сформированы преимущественно в неархее ~2.7 млрд лет и испытали двухкратный высокотемператур-

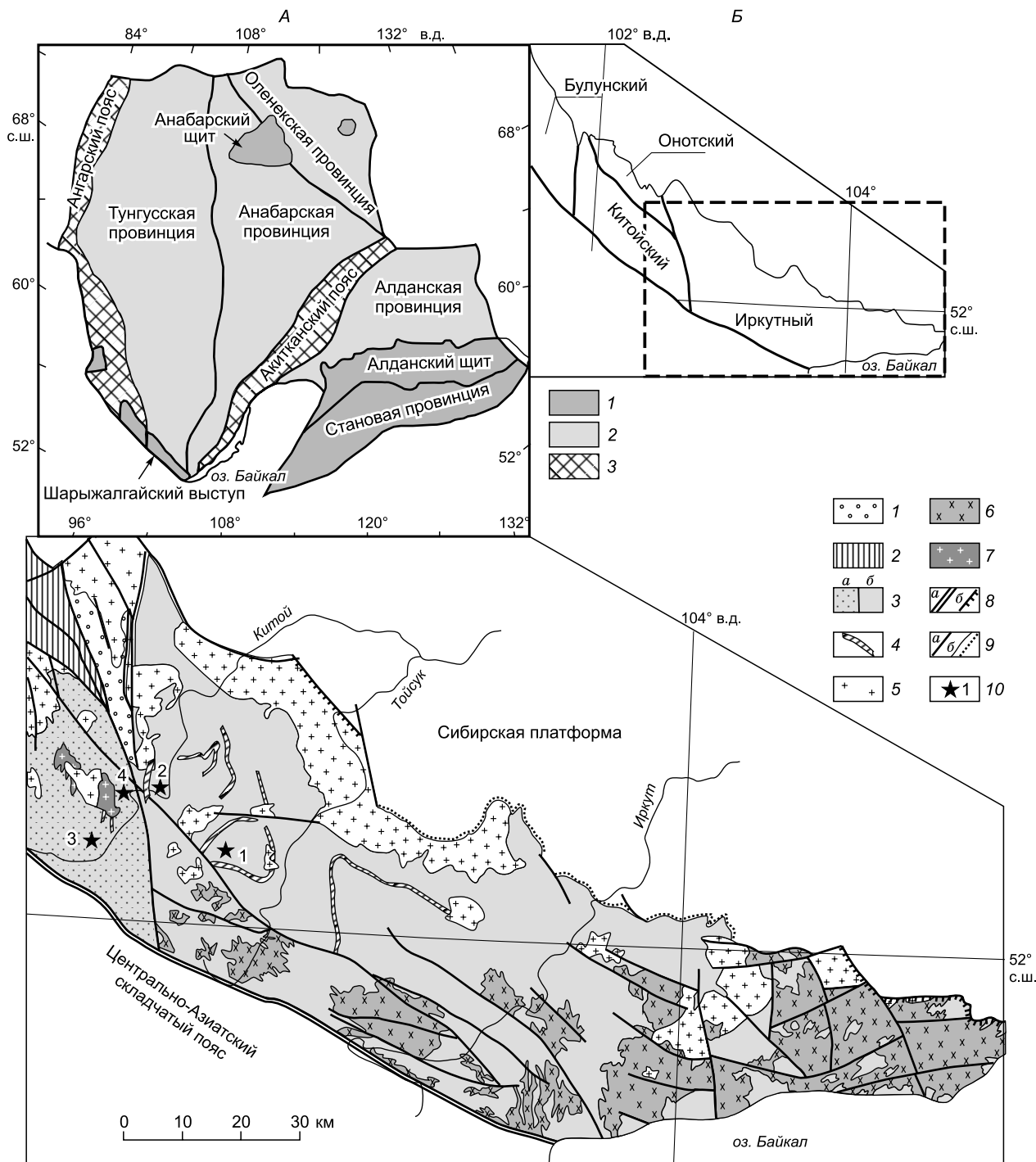


Рис. 1. Геологическая схема юго-восточной части Шарыжалгайского выступа.

1 — нижнепротерозойские отложения, 2 — отложения Онетского зеленокаменного пояса, 3 — гранулитогнейсовый комплекс (а — Китойский, б — Иркутский блоки), 4 — маркирующие слои, 5—7 — гранитоиды: 5 — палеопротерозойские, 6 — архей-палеопротерозойские нерасчлененные, 7 — неархейские, 8 — главные разломы (а), надвиги (б), 9 — прочие разломы (а), несогласное залегание (б), 10 — участки отбора проб: 1, 2 — северо-западная часть Иркутского блока: 1 — водораздел рек Тойсук и Китой и 2 — междуречье Китой—Холомха; 3, 4 — Китойский блок: 3 — Китойское силлиманитовое месторождение, 4 — левобережье р. Китой. На врезке А — главные тектонические элементы Сибирского кратона, по [Rosen et al., 1994; Donskaya et al., 2009]. 1 — выступы фундамента, 2 — погребенный фундамент, 3 — палеопротерозойские орогенные пояса. На врезке Б — схема блоков Шарыжалгайского выступа. Рамкой показан контур геологической схемы на рис. 1.

ный метаморфизм в конце неоархея и палеопротерозое [Туркина и др., 2009; Turkina et al., 2012]. Накопление осадочных протолитов гранатсодержащих и высокоглиноземистых гнейсов и кальцифиров второй толщи произошло в палеопротерозое (≤ 1.95 млрд лет) и завершилось метаморфизмом ~ 1.85 млрд лет назад [Туркина и др., 2010; Урманцева и др., 2012]. Напротив, для высокоглиноземистых гнейсов Китайского блока (район Китайского силлиманитового месторождения) на основании датирования акцессорных (монацит) и пороодообразующих (гранат) минералов показано проявление метаморфизма на рубеже архея и палеопротерозоя, тогда как время осадконакопления не определено [Глебовицкий и др., 2011]. Время метаморфизма для пород северо-западной части Иркутского блока также оценивается ~ 2.6 млрд лет [Poller et al., 2005].

СТРУКТУРНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ МЕТАОСАДОЧНЫХ ПОРОД ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ШАРЫЖАЛГАЙСКОГО ВЫСТУПА

На юго-востоке Иркутского блока (побережье о. Байкал, бассейн р. Иркут) гранат-биотитовые и высокоглиноземистые кордиерит- и силлиманитсодержащие парагнейсы образуют самостоятельную толщу, слагающую широкие зоны между гранито(чарнокито)гнейсовыми куполами (см. рис. 1). В составе этой толщи доминируют гранат-биотитовые гнейсы, нередко мигматизированные и инъецированные жильными гранатсодержащими гранитами [Туркина, Урманцева, 2009]. Кордиеритсодержащие и гиперстен-биотитовые разности встречаются в виде относительно маломощных прослоев. Метаморфизованные карбонатные и силикатно-карбонатные породы (мраморы и кальцифиры) пространственно ассоциируют и иногда переслаиваются с гранат-биотитовыми и высокоглиноземистыми гнейсами, что свидетельствует в пользу седиментогенной природы гнейсов [Урманцева и др., 2012]. Протолиты парагнейсов, как уже отмечалось, имеют палеопротерозойский возраст в интервале 1.95—1.85 млрд лет [Туркина и др., 2010].

На северо-западе Иркутского блока (водораздел рек Китой и Тойсук) высокоглиноземистые гнейсы с гранатом, кордиеритом и силлиманитом установлены в виде относительно маломощных (до 50 м) «прослоев» (пластин), которые чередуются с гиперстенсодержащими ортогнейсами кислого состава (см. рис. 1, участок 1). Аналогичное структурное положение занимают высокоглиноземистые гнейсы в зоне сочленения Иркутского и Китайского блоков, в междуречье Китоя и Холомхи, где маломощная (10—20 м) пластина гранат-кордиеритовых гнейсов залегает среди кислых гиперстеновых ортогнейсов (см. рис. 1, уч. 2). Наряду с высокоглиноземистыми разностями на водоразделе рек Китой и Тойсук и в районе р. Холомха присутствуют также гранат-биотитовые и гранат-ортопироксен-биотитовые парагнейсы [Бадашкова и др., 2011, 2013]. Породы северо-западной части Иркутского блока метаморфизованы на рубеже 2623 ± 32 млн лет [Poller et al., 2005] и интродуцированы коллизийными гранитами с возрастом 2.53 млрд лет [Гладкочуб и др., 2005].

В Китайском блоке (бассейн р. Китой выше устья р. Холомха) установлены высокоглиноземистые силлиманит-кордиерит-гранат-биотитовые (\pm андалузит) и гранат-биотитовые гнейсы района Китайского силлиманитового месторождения (гора Уныман Барон) (см. рис. 1, уч. 3) и низкоглиноземистые лейкократовые биотитовые гнейсы (левобережье р. Китой) (см. рис. 1, уч. 4), которые рассматривались в составе разных метаморфических толщ. В районе Китайского месторождения высокоглиноземистые и гранат-биотитовые гнейсы «подстилаются» амфиболовыми гнейсами и амфиболитами [Левицкий и др., 2010]. Протолиты парагнейсов испытали метаморфизм на рубеже архея и палеопротерозоя [Глебовицкий и др., 2011]. Низкоглиноземистые биотитовые гнейсы с маломощными согласными и секущими лейкосомами «подстилаются» горизонтом кальцифиров, содержащих силикатные минералы (биотит, кварц, амфибол, гранат), что может свидетельствовать в пользу осадочного происхождения гнейсов.

Высокоглиноземистые гнейсы из всех изученных участков Китайского и северо-западной части Иркутского блоков характеризуются сходной минеральной ассоциацией $Grt + Bt + Sil + Pl + Qtz \pm Crd \pm Spl \pm Орх \pm Kfs^*$. В образцах гнейсов Китайского месторождения установлены широкие вариации содержания Grt (5—35 %) и силлиманита (5—10 %), редко встречается кордиерит (до 15 %) и отсутствует Орх, тогда как ортопироксен, шпинель и кордиерит типичны для гнейсов северо-западной части Иркутского блока. Реже в районе месторождения встречаются силлиманит-биотитовые (\pm андалузит) (Sil + And до 30 %) и гранат-биотитовые гнейсы. Акцессорные минералы высокоглиноземистых гнейсов включают циркон, апатит, рутил, монацит и ильменит. Низкоглиноземистые биотитовые гнейсы Китайского блока — это лейкократовые породы, содержащие не более 10 % буро-коричневого биотита, реже встречается сине-зеленый амфибол и иногда единичные зерна граната. В их составе преобладают калиевый полевой шпат, плагиоклаз и кварц примерно в равных соотношениях. Акцессорные минералы представлены цирконом, апатитом и алланитом.

* Символы минералов, по Р. Кретцу [Kretz, 1983].

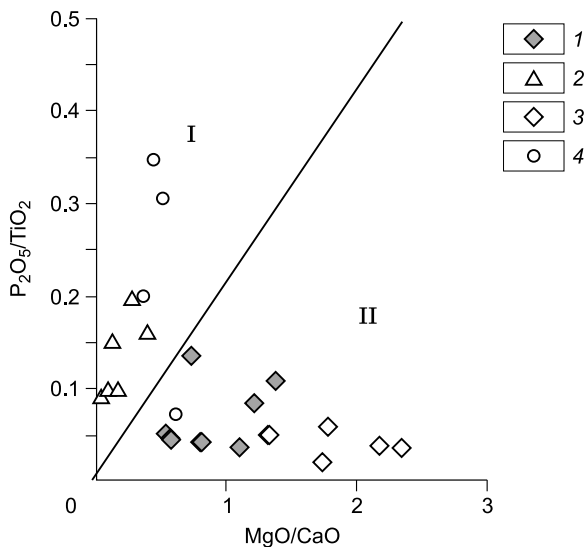
МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Содержание петрогенных элементов определено рентгенофлуоресцентным методом на рентгеноспектральном анализаторе VRA-20R в Аналитическом центре ИГМ СО РАН (г. Новосибирск), погрешности определения не превышают 5 отн. %. Концентрации редких и редкоземельных элементов установлены методом ICP-MS на масс-спектрометре высокого разрешения ELEMENT (Finnigan Mat) с ультразвуковым распылителем U-5000AT+ (Аналитический центр ИГМ СО РАН). Пределы обнаружения редкоземельных и высокозарядных элементов составляют от 0.005 до 0.1 мкг/г. Точность анализа составляла в среднем 2—7 отн. %.

Определения концентраций и изотопного состава Sm и Nd проведены в Геологическом институте КНЦ РАН (г. Апатиты) на семиканальном масс-спектрометре Finnigan MAT-262 (RPQ) в статическом режиме по методике, описанной в работе [Баянова, 2004]. Холостое внутривлабораторное загрязнение составило 0.06 нг для Sm и 0.3 нг для Nd. Точность определения концентраций Sm и Nd $\pm 0.2\%$ (2σ), изотопных отношений $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} \pm 0.2\%$ (2σ), $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} \pm 0.003\%$ (2σ). Измеренные отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ нормализованы к $^{148}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.251578$, что соответствует отношению $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$, и приведены к $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.511860$ в Nd стандарте La Jolla. Качество измерений контролировалось измерением изотопных стандартов, за период исследования средневзвешенные значения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ по стандарту La Jolla ($N = 15$) составили 0.511833 ± 15 (2σ). Одностадийный модельный возраст — $T_{\text{Nd}}(\text{DM})$ рассчитан относительно деплетированной мантии (DM) с параметрами $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.2136$ и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.51315$ [Goldstein, Jacobsen, 1988], величины ϵ_{Nd} определены относительно CHUR ($^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1967$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512638$ [Jacobsen, Wasserburg, 1984]).

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ГЛАВНЫХ И РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ И ИЗОТОПНЫЙ Sm-Nd СОСТАВ МЕТАОСАДОЧНЫХ ПОРОД

Петрогенные элементы. На диаграмме MgO/CaO — $\text{P}_2\text{O}_5/\text{TiO}_2$ (рис. 2) высокоглиноземистые гранат-кордиерит-силлиманитсодержащие и гранат-биотитовые гнейсы располагаются в области парапород. На их метаосадочное происхождение указывает также высокая глиноземистость (Al_2O_3 преимущественно от 16 до 26 %, за исключением двух образцов гранат-биотитовых гнейсов Китайского месторождения с $\text{Al}_2\text{O}_3 = 13$ —15 %). Низкоглиноземистые биотитовые гнейсы Китайского блока и гиперстенсодержащие ортогнейсы северо-западной части Иркутского блока попадают в поле ортопород. Биотитовые гнейсы характеризуются высоким содержанием $\text{Fe}_2\text{O}_3_{\text{сум}}$ ** (4—6 %) при низком MgO ($\leq 0.67\%$) в сочетании с высокой кремнекислотностью ($\text{SiO}_2 = 73$ —76 %) (табл. 1, рис. 3). По петрохимическим характеристикам эти породы отвечают либо аркозовым и полимиктовым песчаникам, либо кислым вулканитам. Цирконы из низкоглиноземистых гнейсов в катодоллюминесцентном изображении не обнаруживают признаков детритового происхождения, поэтому более вероятными для этих пород являются метавулканические протолиты, состав биотитовых гнейсов в дальнейшем используется для сравнения.



Метаосадочные высокоглиноземистые гнейсы северо-западной части Иркутского и Китайского блоков характеризуются широким диапазоном кремнекислотности ($\text{SiO}_2 = 53$ —68 %). Величина индекса химического изменения (CIA)** составляет 62—81, что отражает умеренную до высокой степень выветривания пород, служивших источником сноса. Низкое значение CIA (51—53) для биотитовых гнейсов под-

Рис. 2. Диаграмма $\text{P}_2\text{O}_5/\text{TiO}_2$ — MgO/CaO для пара- и ортогнейсов.

Китайский блок: 1 — высокоглиноземистые парагнейсы района Китайского месторождения, 2 — низкоглиноземистые биотитовые гнейсы левобережья р. Китой; северо-западная часть Иркутского блока: 3 — высокоглиноземистые парагнейсы, 4 — гиперстенсодержащие ортогнейсы. Поля, по [Werner, 1987]: I — ортогнейсы, II — парагнейсы.

** Здесь и далее по тексту $\text{Fe}_2\text{O}_3_{\text{сум}}$ — суммарное железо.

*** $\text{CIA} = [\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})] \cdot 100$, мол. кол. [Nessbit, Young, 1982].

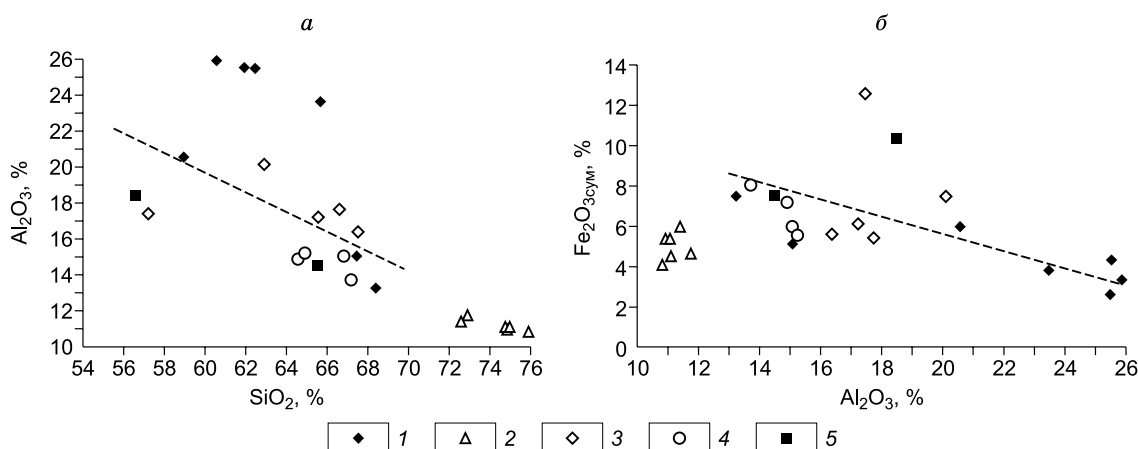


Рис. 3. Диаграммы $\text{SiO}_2\text{—Al}_2\text{O}_3$ (а) и $\text{Al}_2\text{O}_3\text{—Fe}_2\text{O}_3$ (б) для пара- и ортогнейсов.

Китайский блок: 1 — высокоглиноземистые парагнейсы района Китайского месторождения, 2 — низкоглиноземистые биотитовые гнейсы; северо-западная часть Иркутского блока: 3 — высокоглиноземистые парагнейсы, 4 — гиперстенсодержащие ортогнейсы; юго-восточная часть Иркутского блока: 5 — средний состав гранат-биотитовых и высокоглиноземистых парагнейсов. Тренды построены для большинства точек парагнейсов Китайского и Иркутского блоков.

тверждает магматический характер их протолитов. В соответствии с петрохимической систематикой А.Н. Неелова [1980] для определения протолитов метасадочных пород высокоглиноземистые гнейсы отвечают ряду от алевролитов до пелитовых аргиллитов ($a^{****} = 0.26\text{—}0.50$), т.е. зрелых глинистых пород. При общей обратной зависимости между SiO_2 и Al_2O_3 точки части парагнейсов Китайского месторождения располагаются выше тренда для всей совокупности высокоглиноземистых гнейсов, характеризуясь «избыточным» накоплением Al_2O_3 (до 26 %) в связи с обогащением исходных осадков глинистым материалом (см. рис. 3, а). Прямая корреляция Al_2O_3 с TiO_2 (не показана) и обратная с Fe_2O_3 (см. рис. 3, б) отражают накопление титана с глинистым материалом, а железа в виде оксидов и гидроксидов. Высокоглиноземистые гнейсы Китайского и северо-западной части Иркутского блоков отчетливо различаются по максимальному обогащению первых Al_2O_3 , а вторых — фермическими компонентами — Fe_2O_3 и MgO , что свидетельствует о снижении в этом ряду степени выноса компонентов при химическом выветривании и/или изменении состава источника сноса.

В нормативном минеральном составе осадочных протолитов, рассчитанном по программе MINLITH [Розен и др., 2000], для высокоглиноземистых гнейсов имеет место обратная зависимость между содержанием пелитового (30—83 %) и кварцевого компонентов (42—11 %) при широких вариациях содержания полевых шпатов (0—32 %) (табл. 2). Пелитовые компоненты этих пород включают с одной стороны иллит или каолинит, а с другой — монтмориллонит и хлорит, присутствие последних отражает наличие пород основного состава в источнике сноса, что согласуется с повышенным содержанием MgO прежде всего в гнейсах Иркутского блока. Наличие нормативного каолинита в составе наиболее высокоглиноземистых гнейсов Китайского месторождения свидетельствует о максимальной степени химического выветривания с появлением простых глинистых минералов.

Редкие элементы. Высокоглиноземистые парагнейсы Китайского и северо-западной части Иркутского блоков характеризуются близким и умеренно фракционированным распределением РЗЭ ($(\text{La}/\text{Yb})_n$ 4.2—9.5 и 4.8—9.1 соответственно), но отличаются величиной европиевой аномалии, которая слабо проявлена для пород Китайского блока ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.7\text{—}1.0$) (рис. 4, а) и практически отсутствует на спектрах гнейсов из северо-западной части Иркутского ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.9\text{—}1.6$) (см. рис. 4, б). Вариации $(\text{La}/\text{Yb})_n$ для высокоглиноземистых гнейсов определяются содержанием тяжелых РЗЭ и связаны с неравномерным распределением граната вследствие процессов метаморфической дифференциации и/или мигматизации. По величине $(\text{La}/\text{Yb})_n$ (2.8—9.8) биотитовые гнейсы Китайского блока сходны с высокоглиноземистыми парагнейсами, но имеют более отчетливый европиевый минимум ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.6\text{—}0.8$) (см. рис. 4, в), что указывает на фракционирование плагиоклаза при образовании их магматических протолитов.

По соотношению немобильных при выветривании несовместимых редких элементов все высокоглиноземистые гнейсы схожи с архейскими глинистыми сланцами (AS) [Тейлор, МакЛеннан, 1988], но в сравнении со средним составом отличаются более высокими концентрациями (рис. 5). Большую степень накопления РЗЭ, Th и высоkozарядных элементов (Zr, Nb, Y) имеют гнейсы Китайского блока,

**** $a = \text{Al}/\text{Si}$ (ат. кол) [Неелов, 1980].

Таблица 1. Содержание петрогенных и редких элементов в пара- и ортогнейсах Китойского и Иркутского блоков

Компонент	12-13	13-13	14-13	16-13	31-13	1/05	21/05	137/05	4/05	136/05	141/05	34-13	36-13	37-13	38-13	39-13	18-13	22-13	27-13	28а-13	X ₁	X ₂	
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	
SiO ₂ , мас. %	65.56	62.89	66.59	67.54	57.17	67.43	62.45	60.58	68.42	65.62	58.92	72.55	72.92	74.75	75.90	74.92	64.93	67.19	66.84	64.57	65.55	56.61	
TiO ₂	0.93	0.93	0.71	0.74	1.10	0.7	0.94	1.05	0.8	0.88	0.93	0.42	0.52	0.34	0.33	0.34	0.55	0.49	0.70	0.67	0.76	0.99	
Al ₂ O ₃	17.21	20.13	17.73	16.37	17.44	15.06	25.49	25.86	13.24	23.45	20.56	11.39	11.74	11.09	10.81	11.08	15.18	13.74	15.06	14.87	14.54	18.46	
Fe ₂ O ₃ сум	6.15	7.47	5.41	5.60	12.57	5.10	4.31	3.30	7.48	3.79	5.94	5.94	4.56	5.33	4.06	4.49	5.59	8.09	6.00	7.20	7.51	10.42	
MnO	0.07	0.07	0.05	0.06	0.08	0.03	0.02	0.01	0.06	0.02	0.04	0.07	0.06	0.08	0.06	0.08	0.07	0.08	0.05	0.08	0.12	0.17	
MgO	3.00	3.38	2.51	2.57	3.59	2.68	0.76	1.82	1.93	0.76	3.44	0.67	0.40	0.04	0.08	0.11	2.21	1.15	2.11	1.65	2.49	4.55	
CaO	1.73	1.45	1.90	1.45	1.65	2.22	1.41	1.64	2.61	1.3	2.49	1.68	1.46	1.01	0.97	0.71	4.32	3.11	3.45	3.69	2.77	1.98	
Na ₂ O	1.99	1.37	1.84	1.92	1.47	2.42	2.17	1.71	2.69	1.9	3.6	2.51	2.85	3.13	2.98	2.90	3.71	3.38	3.63	3.34	2.63	2.04	
K ₂ O	2.67	1.96	2.57	2.78	2.88	1.84	1.09	1.62	1.39	1.11	2.49	4.13	3.87	4.04	4.23	4.00	2.41	2.98	1.95	3.24	3.00	3.58	
P ₂ O ₅	0.02	0.03	0.04	0.05	0.04	0.06	0.05	0.04	0.11	0.04	0.10	0.07	0.10	0.03	0.03	0.03	0.17	0.10	0.05	0.23	0.14	0.09	
П.п.п.	0.62	0.48	0.69	0.90	1.99	1.81	1.19	1.87	0.99	0.98	1.53	0.50	0.61	0.24	0.31	0.53	0.19	0.00	0.30	0.17	0.44	1.02	
Сумма	100.2	100.4	100.2	100.2	100.2	99.71	100.06	99.59	99.51	99.61	99.88	100.1	99.21	100.2	99.89	99.33	99.34	100.3	100.1	99.72			
Th, г/г	2.3	12.4	7.6	13.2	7.6	10.3	11.5	12.4	13	17	11	13.4	16.6	12	13	14.6	4.8	3.0	13.5	8.5	14.6	18.3	
U	0.51	0.93	0.78	1.28	1.07	2.6	1.82	2.3	3.5	2.0	2.7	1.58	1.67	1.9	1.9	2.1	0.31	0.37	0.54	0.51	1.6	1.9	
Rb	97	69	88	83	114	110	40	93	62	45	173	83	126	137	167	147	57	79	91	36	103	128	
Ba	550	488	638	526	331	274	344	348	404	715	438	936	751	758	756	713	704	560	1 042	687	676	768	
Sr	198	204	198	172	71	104	124	94	120	116	102	112	90	90	82	71	583	244	447	319	219	172	
La	28	49	37	41	21	37	62	50	50	74	43	69	50	63	22	40	38	23	68	48	43.6	44.7	
Ce	46	88	69	75	39	70	104	99	99	144	81	136	101	123	70	102	72	42	123	84	74.3	82.2	
Pr	4.6	9.7	7.6	8.4	4.7	8.3	13.4	12.4	12	16	9.3	15.7	12.1	15	5.7	9.5	8.2	4.5	13.7	9.1	8.9	9.6	
Nd	14	36	25	31	18.5	30	48	46	39	58	32	61	46	52	22	36	30	16.1	50	30	31.3	36.1	
Sm	2.5	6.3	4.6	5.3	3.8	5.3	8.7	8.7	7.5	11	6.4	11.1	8.4	9.6	5.6	7.3	4.4	2.8	7.7	4.6	6.2	6.9	
Eu	1.5	1.81	1.7	1.48	1.25	1.71	3.0	2.2	1.8	3.1	1.5	2.7	1.83	2.1	1.4	1.79	1.39	1.03	1.88	1.4	1.3	1.4	
Gd	3.0	6.5	4.7	5.4	4.6	4.9	8.6	8.2	8.1	12	6.2	11.0	7.6	9.8	7.1	7.0	3.7	2.9	6.4	3.6	4.7	6.3	
Tb	0.68	1.08	0.76	0.86	0.80	0.77	1.72	1.29	1.4	2.0	0.88	1.66	1.19	1.6	1.3	1.13	0.49	0.40	0.89	0.40	0.8	1.1	
Dy	4.9	6.4	4.6	5.3	5.0	5.0	13.3	7.7	8.7	13	5.2	9.5	7.4	9.9	8.4	7.5	2.7	2.2	4.4	2.1	3.8	6.4	
Ho	1.2	1.29	0.92	1.05	1.00	0.90	3.1	1.55	1.8	3.1	1.1	1.93	1.51	2.0	1.9	1.70	0.51	0.40	0.83	0.43	0.7	1.4	
Er	3.6	3.6	2.8	3.1	3.1	2.5	9.6	4.3	5.5	9.8	3.2	5.1	4.5	5.8	5.7	5.5	1.40	1.21	2.4	1.3	2.2	4.4	
Tm	0.59	0.57	0.43	0.49	0.47	0.40	1.51	0.64	0.86	1.6	0.51	0.75	0.70	0.94	0.88	0.86	0.22	0.18	0.35	0.21	0.3	0.7	

Yb	3.9	3.7	2.9	3.0	3.0	2.6	10.0	3.9	5.7	10	3.4	4.8	4.5	5.9	5.4	5.6	1.41	1.11	2.0	1.40	2.3	4.4
Lu	0.58	0.55	0.42	0.47	0.47	0.37	1.40	0.60	0.86	1.5	0.51	0.69	0.70	0.85	0.83	0.84	0.22	0.16	0.30	0.21	0.3	0.7
Zr	274	267	217	206	129	241	412	299	318	412	215	468	525	383	396	404	180	218	273	287	213	192
Hf	7.4	6.8	5.7	5.4	3.4	6.8	11.3	7.9	8.3	11	5.7	11.7	13.2	9.7	10	10.5	4.6	5.4	6.6	7.2	5.4	5.5
Ta	0.73	0.88	0.86	1.00	0.82	1.05	1.31	0.56	1.5	1.1	0.94	0.62	1.1	1.2	1.1	1.2	0.54	0.51	0.51	0.24	0.58	0.84
Nb	16	13.3	12	14.1	9.2	13.6	19.6	8.8	19	20	15	15.8	18.0	19	19	18.0	9.2	9.2	10.6	6.9	9.3	12.0
Y	33	38	26	31	30	31	99	49	52	84	30	52	42	56	51	48	15.0	12.2	25	12	26	39
Cr	467	432	293	322	264	—	—	—	123	110	356	38	41	90	45.0	41	74	118	148	197	73	235
Ni	199	160	141	130	96	—	—	—	58	78	152	12.2	14.6	56	48	9.8	42	48	38	90	30	87
Sc	18	25	17	20	37	14.3	51	49	14	51	25	5.5	5.2	4.3	4.2	3.6	7.8	7.9	10.6	13	23	39.4
(La/Yb) _n	4.8	8.9	8.7	9.1	4.6	9.5	4.2	8.7	6.0	4.9	8.5	9.8	7.5	7.2	2.8	4.8	18.3	14.1	22.5	23.0	13.6	14.3
Eu/Eu*	1.6	0.9	1.1	0.8	0.9	1.0	1.0	0.8	0.7	0.8	0.7	0.7	0.7	0.6	0.7	0.8	1.0	1.1	0.8	1.0	0.70	0.64

Примечание. (La/Yb)_n — отношения нормированы по хондриту [Воуптон, 1984]. Fe₂O₃ сум — суммарное железо. Прочерк — нет данных. № 1—5 — участки 1, 2 (см. рис. 1); № 6—11 — уч. 3; № 12—16 — уч. 4; № 17—20 — гипертенсодержащие ортогнейсы северо-западной части Иркутского блока; № 21 и 22 — средние составы гранат-биотитовых и высокоглиноземистых парагнейсов юго-восточной части Иркутского блока, по [Гуркина, Урманцева, 2009].

Таблица 2. Нормативный минеральный состав парагнейсов Кийского и северо-западной части Иркутского блоков

Минерал	12-13	13-13	14-13	16-13	31-13	1/05	21/05	137/05	4/05	136/05	141/05
F	17	0	12	18	19	21	17	6	28	14	32
Q	33	19	31	37	28	37	19	11	42	26	16
P	50	81	57	45	53	42	64	83	30	60	52
Mn	15	62	36	5	—	20	23	49	—	24	18
Il	57	27	49	67	44	49	18	21	41	20	52
Chl	28	10	15	28	56	31	—	—	59	—	30
Kп	—	1	—	—	—	—	59	30	—	56	—

Примечание. Содержание (в %) полевошпатового (F), пелитового (P) и кварцевого (Q) компонентов в нормативном минеральном составе. Доля (в %) в пелитовом компоненте: Мп — монтмориллонита, Il — иллита, Chl — хлорита, Кп — каолинита. Номера проб соответствуют табл. 1.

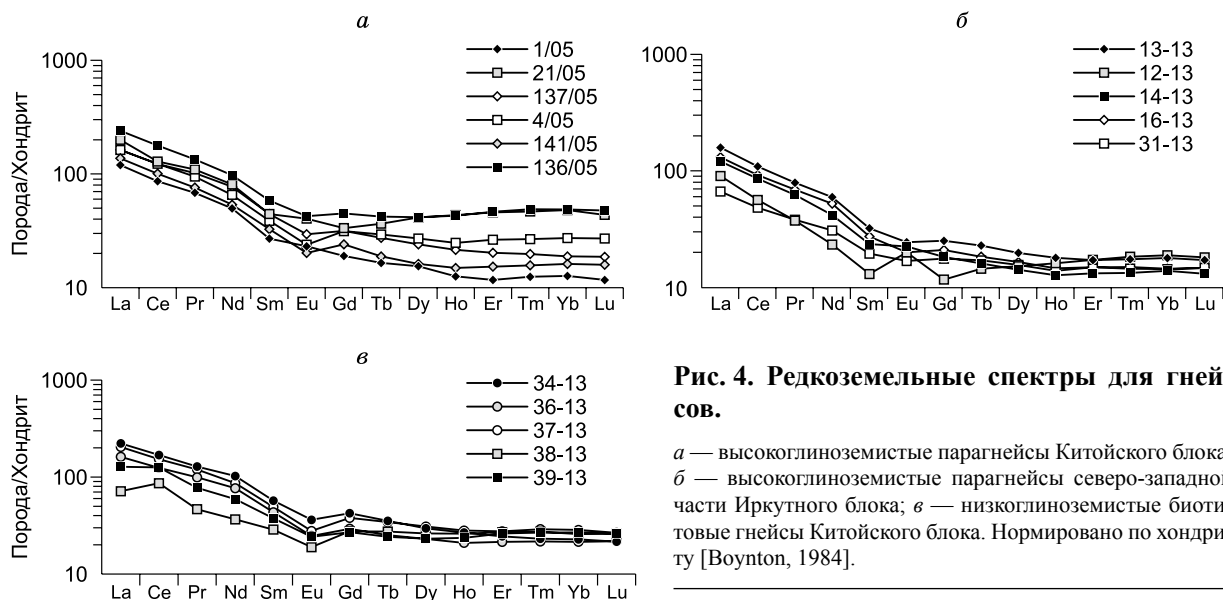


Рис. 4. Редкоземельные спектры для гнейсов.

а — высокоглиноземистые парагнейсы Китайского блока; *б* — высокоглиноземистые парагнейсы северо-западной части Иркутского блока; *в* — низкоглиноземистые биотитовые гнейсы Китайского блока. Нормировано по хондриту [Boynnton, 1984].

обогащенные Al_2O_3 относительно метапелитов северо-запада Иркутского блока, следовательно, накопление этих элементов могло быть связано с сорбцией на глинистых частицах. Отсутствие синхронного обогащения Ti, по-видимому, связано с фракционированием титансодержащих детритовых минералов в процессе переноса осадка. Биотитовые гнейсы близки по распределению немобильных редких элементов к высокоглиноземистым парагнейсам Китайского блока, отличаясь резким обогащением Zr и крайним обеднением Ti, Cr, Ni, Sc (см. рис. 5). Повышенные концентрации высокозарядных элементов (Zr, Nb) и высокая железистость сближают их с внутриплитными кислыми магматическими породами.

Для высокоглиноземистых гнейсов типична прямая корреляция между Cr и Ni (рис. 6), широкий ряд концентраций этих элементов превышает диапазон для гиперстенсодержащих ортогнейсов, накопление этих элементов в сравнении с мафическими гранулитам из Иркутского блока (среднее содержание Cr = 253 г/т, Ni = 127 г/т), вероятно, является результатом сорбции на глинистом веществе. Вместе с тем наиболее высокие концентрации Cr и Ni в метапелитах северо-запада Иркутского блока с умеренным содержанием Al_2O_3 могут быть обусловлены увеличением доли мафических пород в области эрозии, что коррелирует с более высоким содержанием в этих породах Fe_2O_3 и MgO.

Изотопный Sm-Nd состав. Как высокоглиноземистые парагнейсы, так и низкоглиноземистые биотитовые гнейсы характеризуются величиной $^{147}Sm/^{144}Nd$ (0.118 ± 0.008), близкой к среднекоровому значению (0.12), узким диапазоном ϵ_{Nd} (от -0.8 до -3.8) и модельного возраста $T_{Nd}(DM) = 3.1\text{—}3.3$ млрд лет (табл. 3, рис. 7). По величине модельного возраста они сопоставимы с архейскими ортопородами

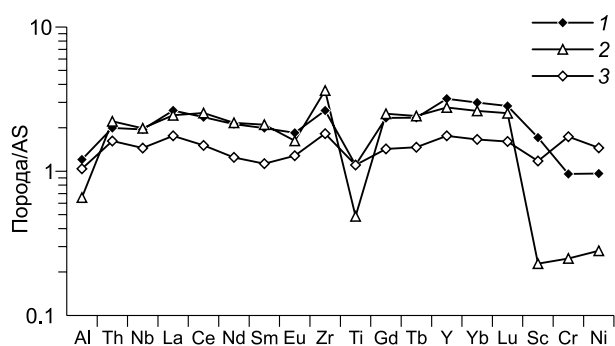


Рис. 5. Мультиэлементные спектры для гнейсов.

Китайский блок: 1 — высокоглиноземистые парагнейсы, 2 — низкоглиноземистые биотитовые гнейсы; 3 — высокоглиноземистые парагнейсы северо-западной части Иркутского блока. Средний состав гнейсов нормирован по среднему архейскому глинистому сланцу (AS) [Тейлор, МакЛеннан, 1988].

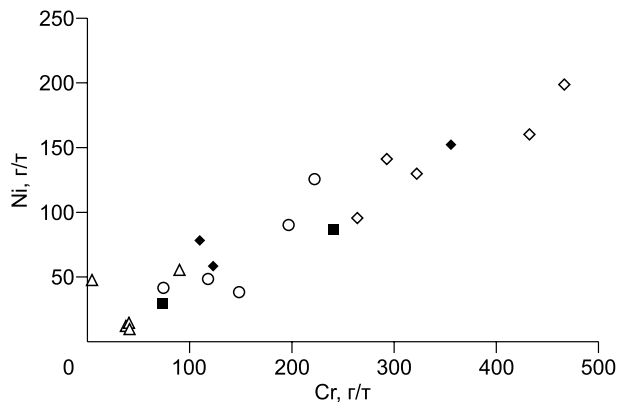
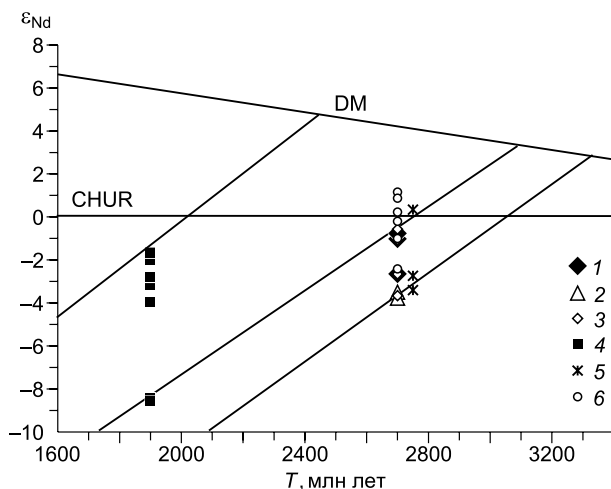


Рис. 6. Диаграмма Cr—Ni для пара- и ортогнейсов.

Усл. обозн. см. на рис. 3.

Рис. 7. Диаграмма T (млн лет) — ϵ_{Nd} для пара- и ортогнейсов Китайского и Иркутского блоков.

Китайский блок: 1 — высокоглиноземистые парагнейсы, 2 — низкоглиноземистые биотитовые гнейсы; 3 — высокоглиноземистые парагнейсы северо-западной части Иркутского блока; 4 — гранат-биотитовые и высокоглиноземистые парагнейсы юго-восточной части Иркутского блока; ортогнейсы: 5 — Китайского блока, 6 — юго-восточной части Иркутского блока.



среднего и кислого состава из Иркутского (2.9—3.3 млрд лет) [Turkina et al., 2012] и Китайского (3.1—3.3 млрд лет) (см. табл. 3) блоков. Более широкий, но перекрывающийся диапазон $T_{Nd}(DM)$ (2.9—3.8 млрд лет) приводится для гранулитов Иркутского и Китайского блоков в целом в работе [Gladkochub et al., 2009]. Такие изотопные характеристики свидетельствуют о формировании протолитов метатерригенных пород Китайского и северо-западной части Иркутского блоков за счет эрозии коры преимущественно палеомезоархейского возраста без участия более молодых ювенильных пород.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Влияние источников сноса и фракционирования вещества при седиментации на состав терригенных осадков. Химический состав терригенных осадков обусловлен рядом факторов, среди которых: 1) состав пород в области эрозии, 2) фракционирование материала в ходе переноса и отложения, 3) сорбция элементов глинистыми частицами. Для относительно крупнозернистых (песчано-алевролитовых) и слабодифференцированных (граувакки) терригенных осадков ведущая роль принадлежит первым двум факторам, а для тонких, обогащенных глинистым материалом, — последнему, так как характерная черта глинистых сланцев — это их обогащение практически всеми группами элементов независимо от их химических свойств при более слабом влиянии состава источника сноса.

Протолиты изученных высокометаморфизованных терригенных пород соответствуют преимущественно аргиллитам — пелитовым аргиллитам, что позволяет провести анализ влияния различных факторов на их состав и оценить потенциальные источники сноса осадочного материала.

Высокоглиноземистые парагнейсы Китайского и Иркутского блоков в целом характеризуются прямой зависимостью между содержанием легких РЗЭ ($r = 0.6$), Sc ($r = 0.9$), Zr ($r = 0.5$) и Al_2O_3 в отличие от низкоглиноземистых биотитовых гнейсов и гиперстенсодержащих ортогнейсов, для которых такая корреляция отсутствует (рис. 8). Для парагнейсов имеет место прямая корреляция между Zr и Nb ($r = 0.9$),

Таблица 3. Изотопные Sm-Nd данные для гнейсов Китайского и северо-западной части Иркутского блоков

№ п/п	Номер пробы	T , млн лет	Nd		Sm	$^{147}Sm/^{144}Nd$	$^{143}Nd/^{144}Nd$	$T_{Nd}(DM)$, млн лет	$\epsilon_{Nd}(T)$
			г/г	г/г					
1	1/05*	2700	5.5	29.13	0.1142	0.511034 ± 8	3222	-2.6	
2	21/05*	2700	8.45	44.54	0.1146	0.511124 ± 14	3098	-1.0	
3	137/05*	2700	7.76	39.79	0.1180	0.511197 ± 19	3092	-0.8	
4	34-13	2700	11.4	58.43	0.1179	0.511056 ± 5	3309	-3.5	
5	36-13	2700	8.42	43.37	0.1174	0.511033 ± 6	3328	-3.8	
6	13-13	2700	3.87	17.29	0.1354	0.511517 ± 6	3160	-0.6	
7	16-13	2700	5.59	30.96	0.1092	0.510944 ± 5	3197	-2.7	
8	31-13	2700	6.39	33.71	0.1146	0.510989 ± 4	3302	-3.7	
9	144-95	2700	7.5	36.2	0.1249	0.511186 ± 9	3349	-3.4	
10	129-95	2700	9.0	42.6	0.1311	0.511486 ± 6	3052	0.3	
11	26-01	2700	10.8	60.3	0.1079	0.510917 ± 28	3197	-2.7	

Примечание. Китайский блок: 1—3 — высокоглиноземистые парагнейсы, 4—5 — низкоглиноземистые биотитовые гнейсы; северо-западная часть Иркутского блока: 6—8 — высокоглиноземистые парагнейсы; 9—11 — биотит-амфиболовые ортогнейсы Китайского блока. T — возраст, принятый для расчета ϵ_{Nd} .

* Данные из работы [Туркина, 2010].

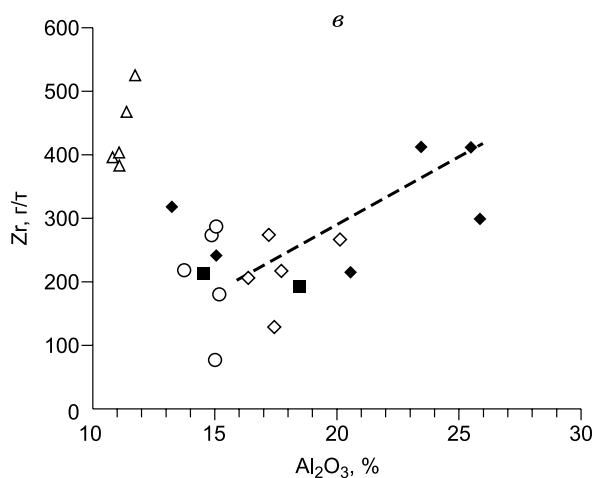
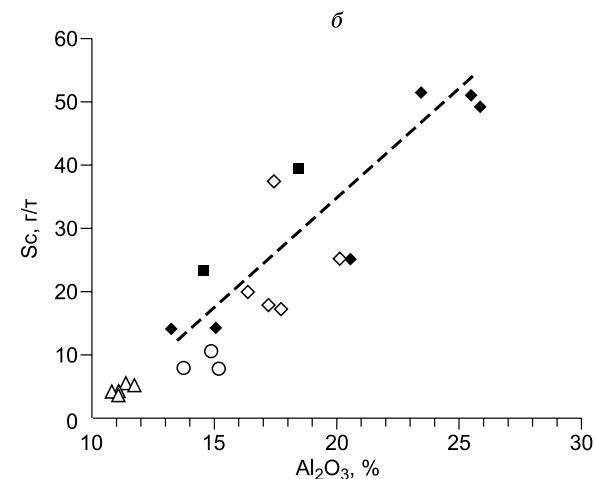
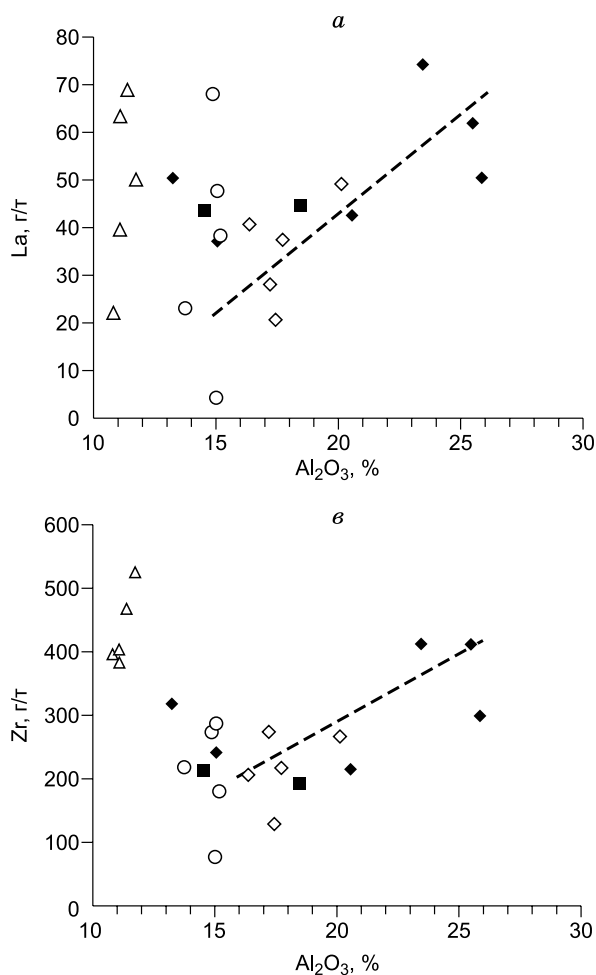


Рис. 8. Диаграммы Al_2O_3 —La (а), Al_2O_3 —Sc (б), Al_2O_3 —Zr (в) для пара- и ортогнейсов.

Усл. обозн. см. на рис. 3.

связанных с различными носителями среди детритовых минералов, и ее отсутствие между TiO_2 и Nb ($r = -0.01$), имеющих общие минералы-носители. Такие закономерности распределения элементов свидетельствуют о том, что накопление PЗЭ, Sc, Zr, Nb в большей степени обусловлено сорбцией глинистым материалом осадка и в меньшей степени отражает состав источника.

Содержание Cr и Ni в высокоглиноземистых парагнейсах имеет прямую корреляцию с MgO ($r = 0.76$) (рис. 9) и не обнаруживает зависимости от Al_2O_3 , так же как это имеет место для биотитовых гнейсов и гиперстенсодержащих ортогнейсов. Это позволяет предположить связь широкого диапазона концентраций Cr и Ni с влиянием различных по кремнекислотности источников сноса. Поскольку высокоглиноземистые гнейсы Китайского блока относительно обеднены Cr, Ni, MgO в сравнении с аналогичными породами северо-запада Иркутского блока, такая зависимость должна быть результатом увеличения для последних вклада терригенного материала, образованного из мафического источника.

При анализе состава потенциальных источников детритового материала для высокоглиноземистых гнейсов следует минимизировать влияние накопления элементов с глинистым материалом, для чего

было выполнено дополнительно нормирование на содержание Al_2O_3 , и сосредоточить внимание на тех элементах, концентрации которых не обнаруживают зависимости от глиноземистости пород. Сопоставление мультиэлементных спектров, нормированных на AS и содержание Al_2O_3 , для высокоглиноземистых гнейсов Китайского и северо-

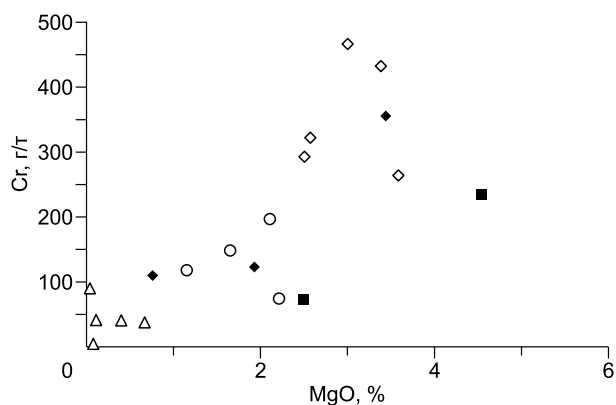
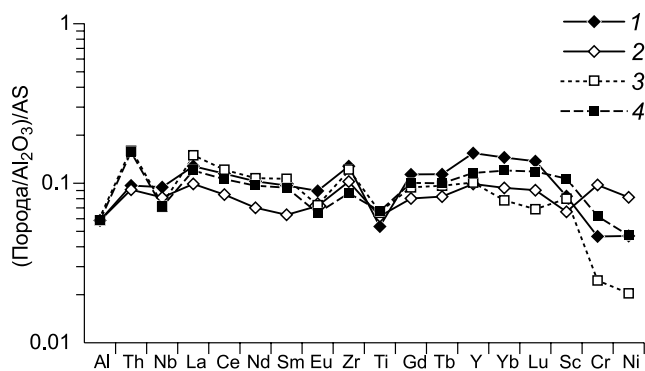


Рис. 9. Диаграмма MgO—Cr для пара- и ортогнейсов.

Усл. обозн. см. на рис. 3.

Рис. 10. Мультиэлементные спектры для парагнейсов.

Средний состав гнейсов нормирован по AS и содержанию Al_2O_3 . 1 — высокоглиноземистые парагнейсы Китайского блока; 2 — высокоглиноземистые парагнейсы северо-западной части Иркутского блока; 3 — гранат-биотитовые и 4 — высокоглиноземистые парагнейсы юго-восточной части Иркутского блока.



ро-западной части Иркутского блока показывает относительное обогащение первых РЗЭ, Zr, Nb и резкое обеднение Cr и Ni (рис. 10), а также MgO и Fe_2O_3 . Эти тенденции аналогичны установленным без учета различий в содержании глинозема и должны трактоваться как следствие меньшего вклада из базитового источника сноса при образовании осадков Китайского блока. Наиболее важным индикатором служат именно концентрации Cr и Ni, что согласуется с выводом в работе [Condie, Wronkiewicz, 1990], предлагающей использовать Cr/Th отношение в качестве индикатора мафического источника. Что касается лантаноидов, то основные и кислые породы в области эрозии могут не различаться по содержанию тяжелых РЗЭ, а концентрации легких лантаноидов в глинистых сланцах практически полностью определяются кислым источником сноса, следствием чего является и постоянство для этих пород $^{147}Sm/^{144}Nd$ [Jahn, Condie, 1995]. Исключением из этого служат только редкие архейские глинистые сланцы, образованные за счет преимущественной эрозии мафических пород и имеющие «плоские» спектры РЗЭ с низким $(La/Yb)_n$ (< 3) [Тейлор, МакЛеннан, 1988].

Сравнительная характеристика метаосадочных пород Иркутского и Китайского блоков. Распределение петрогенных и редких элементов в гранат-биотитовых и высокоглиноземистых кордиеритосодержащих парагнейсах юго-восточной части Иркутского блока детально рассмотрено ранее [Туркина, Урманцева, 2009]. Эти породы по содержанию главных элементов отвечают алевролитам и аргиллитам — пелитовым аргиллитам соответственно. Среднее содержание элементов в гранат-биотитовых и высокоглиноземистых гнейсах этого района приведено в табл. 1 и вынесено на все уже рассмотренные диаграммы для пород Китайского и северо-западной части Иркутского блоков. Мультиэлементные спектры парагнейсов юго-востока Иркутского блока, нормированные на AS и содержание Al_2O_3 , в целом по уровню содержания и характеру распределения элементов выявляют их сходство с высокоглиноземистыми гнейсами Китайского блока, что свидетельствует в пользу близкого состава пород в области эрозии (см. рис. 10). Наиболее важные отличия состоят в резком обогащении Th и более глубоком европиевом минимуме ($Eu/Eu^* = 0.4-0.8$) как для высокоглиноземистых, так и для гранат-биотитовых парагнейсов юго-востока Иркутского блока, что, очевидно, обусловлено влиянием кислого источника сноса. Поскольку существенные различия по другим элементам отсутствуют, то это связано не с увеличением доли кислых пород в области эрозии, а, скорее, с изменением их состава. Обогащение Th — наиболее некогерентным редким элементом и отрицательная аномалия Eu являются характерной чертой кислых калиевых пород, образующихся в результате внутрикорового плавления. Следовательно, как уже отмечалось ранее [Туркина, Урманцева, 2009], седиментации на юго-востоке Иркутского блока должны были предшествовать метаморфизм и гранитообразование, что согласуется с накоплением осадков в интервале 1.95—1.85 млрд лет, т.е. после неоархейских (~2.55 млрд лет) коллизионных событий [Туркина и др., 2010; Turkina et al., 2012]. Напротив, высокоглиноземистые парагнейсы Китайского и северо-западной части Иркутского блока практически лишены геохимических индикаторов вклада гранитов — продуктов внутрикорового плавления, следовательно, их формирование предшествовало процессам неоархейской коллизии, что подтверждается данными о позднеархейском времени метаморфизма пород как северо-западной части Иркутского [Poller et al., 2005], так и Китайского блоков [Глебовицкий и др., 2011]. Таким образом, основные различия в составе терригенных осадков Иркутского и Китайского блоков являются следствием изменения состава (степени дифференцированности) континентальной коры юго-запада Сибирского кратона на границе архей—палеопротерозой.

Наряду с выявленными отличиями по составу палеопротерозойские метаосадочные породы юго-восточной части Иркутского блока имеют и иные изотопные параметры. Если все метаосадки Китайского и северо-запада Иркутского блоков характеризуются узким диапазоном ϵ_{Nd} и только мезопалеоархейский модельным возрастом (3.1—3.3 млрд лет), то парагнейсы юго-востока имеют широкие вариации ϵ_{Nd} и $T_{Nd}(DM)$ (2.4—3.1 млрд лет) (см. рис. 7), что отражает разновозрастность размывавшейся коры, включавшей в том числе ювенильные в изотопном плане палеопротерозойские породы [Туркина, Урманцева, 2009]. Следовательно, формирование коры юго-запада Сибирского кратона в неоархей-палеопротерозойское время сопровождалось не только ее рециклингом, но и ростом за счет поступления ювенильного материала.

Наряду с выявленными отличиями по составу палеопротерозойские метаосадочные породы юго-восточной части Иркутского блока имеют и иные изотопные параметры. Если все метаосадки Китайского и северо-запада Иркутского блоков характеризуются узким диапазоном ϵ_{Nd} и только мезопалеоархейский модельным возрастом (3.1—3.3 млрд лет), то парагнейсы юго-востока имеют широкие вариации ϵ_{Nd} и $T_{Nd}(DM)$ (2.4—3.1 млрд лет) (см. рис. 7), что отражает разновозрастность размывавшейся коры, включавшей в том числе ювенильные в изотопном плане палеопротерозойские породы [Туркина, Урманцева, 2009]. Следовательно, формирование коры юго-запада Сибирского кратона в неоархей-палеопротерозойское время сопровождалось не только ее рециклингом, но и ростом за счет поступления ювенильного материала.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Высокометаморфизованные терригенные породы Китайского и северо-западной части Иркутского блока Шарыжалгайского выступа Сибирской платформы представлены высокоглиноземистыми гранат-силлиманит-кордиеритсодержащими парагнейсами, протолиты которых по главным элементам отвечают преимущественно аргиллитам и пелитовым аргиллитам. Низкоглиноземистые биотитовые гнейсы Китайского блока, наиболее вероятно, имели магматические протолиты, сходные по петрогеохимическим характеристикам с внутриплитными вулканитами.

Главным фактором, определяющим состав изученных высокоглиноземистых парагнейсов, является накопление большинства редких некогерентных элементов с глинистой фракцией осадка, что отражается в прямой зависимости между их концентрациями и Al_2O_3 . Индикатором участия материала из базитового источника в образовании высокоглиноземистых пород служит содержание Cr и Ni , положительно коррелирующих с MgO и независимых от Al_2O_3 . Вклад мафического источника сноса в образование терригенного материала возрастает от Китайского к северо-западной части Иркутского блока.

Высокоглиноземистые и гранат-биотитовые парагнейсы юго-восточной части Иркутского блока при общем сходстве распределения редких элементов с аналогичными породами северо-западных районов (Китайский и северо-западная часть Иркутского блока) отличаются повышенным содержанием Th и наличием отчетливого Eu минимума, что является результатом изменения характера кислого источника сноса. Участие кислых калиевых магматических пород, образованных при внутрикоровом плавлении, в формировании терригенных осадков юго-востока согласуется с их накоплением после неоархейских коллизионных процессов: метаморфизма и гранитообразования, тогда как седиментация в Китайском блоке и на северо-западе Иркутского предшествовала им. Изотопные $Sm-Nd$ характеристики указывают на формирование осадков Китайского и северо-западной части Иркутского блоков преимущественно за счет размыва коры палеомезоархейского возраста и участие палеопротерозойских ювенильных пород в образовании метаосадков юго-востока Иркутского блока. Таким образом, изменения в редкоэлементном и изотопном составе высокометаморфизованных терригенных пород отражают процессы рециклинга и роста континентальной коры Шарыжалгайского выступа в неоархей-палеопротерозойское время.

Авторы признательны В.Б. Савельевой (ИЗК СО РАН) за предоставленные для исследования образцы по Китайскому месторождению. Авторы благодарят рецензентов А.Д. Ножкина и Т.В. Донскую за ценные замечания.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (гранты 12-05-00557 и 14-05-00373).

ЛИТЕРАТУРА

Бадашкова Е.Е., Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М. Петрогеохимические особенности метаосадочных пород Иркутского террейна Шарыжалгайского выступа Сибирского кратона: источники сноса и условия образования // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания, Иркутск, ИЗК СО РАН, 2011, с. 21—22.

Бадашкова Е.Е., Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М. Архейские и палеопротерозойские метаосадочные породы Иркутского блока Шарыжалгайского выступа: сопоставление геохимических характеристик // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания, Иркутск, ИЗК СО РАН, 2013, с. 30—31.

Баянова Т.Б. Возраст реперных геологических комплексов Кольского региона и длительность процессов магматизма. СПб., Наука, 2004, 174 с.

Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Мазукабзов А.М., Сальникова Е.Б., Скляр Е.В., Яковлева С.З. Возраст и геодинамическая интерпретация гранитоидов китайского комплекса (юг Сибирского кратона) // Геология и геофизика, 2005, т. 46 (11), с. 1139—1150.

Глебовицкий В.А., Левченко О.А., Левицкий В.И., Ризванова Н.Г., Левский Л.К., Богомолов Е.С., Левицкий И.В. Возрастные рубежи проявления метаморфизма на Китайском силлиманитовом месторождении (Юго-Восточное Присянье) // Докл. РАН, 2011, т. 436, № 3, с. 351—355.

Левицкий В.И., Резницкий Л.З., Сальникова Е.Б., Левицкий И.В., Котов А.Б., Бараш И.Г., Яковлева С.З., Анисимова И.В., Плоткина Ю.В. Возраст и происхождение Китайского месторождения силлиманитовых сланцев (Восточная Сибирь) // Докл. РАН, 2010, т. 431, № 3, с. 386—391.

Неелов А.Н. Петрохимическая классификация метаморфизованных осадочных и вулканогенных пород. Л., Наука, 1980, 100 с.

Ножкин А.Д., Туркина О.М. Геохимия гранулитов канского и шарыжалгайского комплексов. Новосибирск, Изд-во ОИГТМ РАН, 1993, 223 с.

Ножкин А.Д., Туркина О.М., Мельгунов М.С. Геохимия метаосадочно-вулканогенных толщ и гранитоидов Онотского зеленокаменного пояса // Геохимия, 2001, № 1, с. 31—50.

Розен О.М., Аббясов А.А., Мигдисов А.А., Ярошевский А.А. Программа MINLITH для расчета минерального состава осадочных пород: достоверность результатов в применении к отложениям древних платформ // Геохимия, 2000, № 4, с. 431—444.

Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Левицкий В.И., Резницкий Л.З., Мельников В.И., Козаков И.К., Ковач В.П., Бараш И.Г., Яковлева С.З. Возрастные рубежи проявления высокотемпературного метаморфизма в кристаллических комплексах Иркутского блока Шарыжалгайского выступа фундамента Сибирской платформы: результаты U-Pb датирования единичных зерен циркона // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2007, т. 15, № 4, с. 3—19.

Тейлор С.Р., МакЛеннан С.М. Континентальная кора: ее состав и эволюция. М., Мир, 1988, 284 с.

Туркина О.М., Ножкин А.Д. Океанические и рифтогенные метавулканические ассоциации зеленокаменных поясов северо-западной части Шарыжалгайского выступа, Прибайкалье // Петрология, 2008, т. 16, № 5, с. 501—526.

Туркина О.М., Урманцева Л.Н. Метатерригенные породы Иркутского гранулитогнейсового блока как индикаторы эволюции раннедокембрийской коры // Литология и полезные ископаемые, 2009, № 1, с. 49—64.

Туркина О.М., Бережная Н.Г., Урманцева Л.Н., Падерин И.П., Скублов С.Г. U-Pb изотопный и редкоземельный состав циркона из пироксеновых кристаллосланцев Иркутского блока (Шарыжалгайский выступ): свидетельство неоархейских магматических и метаморфических событий // Докл. РАН, 2009, т. 429, № 4, с. 527—533.

Туркина О.М., Урманцева Л.Н., Бережная Н.Г., Пресняков С.Л. Палеопротерозойский возраст протолитов метатерригенных пород восточной части Иркутского гранулитогнейсового блока (Шарыжалгайский выступ Сибирского кратона) // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2010, т. 18, № 1, с. 18—33.

Урманцева Л.Н., Туркина О.М., Капитонов И.Н. Состав и происхождение протолитов палеопротерозойских кальцифиров Иркутского блока (Шарыжалгайский выступ Сибирской платформы) // Геология и геофизика, 2012, т. 53 (12), с. 1681—1697.

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

Condie K.C. Chemical composition and evolution of the upper continental crust: contrasting results from surface and shales // Chem. Geol., 1993, v. 104, p. 1—37.

Condie K.C., Wronkiewich D.J. The Cr/Th ratio in Precambrian pelites from the Kaapvaal Craton as index of craton evolution // Earth Planet. Sci. Lett., 1990, v. 97, p. 256—267.

Donskaya T.V., Gladkochub D.P., Pisarevsky S.A., Poller U., Mazukabzov A.M., Bayanova T.B. Discovery of Archaean crust within the Akitkan orogenic belt of the Siberian craton: new insight into its architecture and history // Precamb. Res., 2009, v. 170, p. 61—72.

Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Reddy S.M., Poller U., Bayanova T.B., Mazukabzov A.M., Dril S., Todt W., Pisarevsky S.A. Paleoproterozoic to Eoarchaean crustal growth in southern Siberia: a Nd-isotope synthesis // Paleoproterozoic supercontinents and global evolution / Eds. S.M. Reddy, R. Mazumder, D.A.D. Evans, A.S. Collins. Geol. Soc. London, 2009, p. 127—143.

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

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

Jahn Bor-Ming, Condie K.C. Evolution of the Kaapvaal Craton as viewed from geochemical and Sm-Nd isotopic analyses of intracratonic pelites // Geochim. Cosmochim. Acta, 1995, v. 59, p. 2239—2258.

Kretz R. Symbols for rock-forming minerals // Amer. Miner., 1983, v. 68, p. 277—279.

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

Poller U., Gladkochub D., Donskaya T., Mazukabzov A., Sklyarov E., Todt W. Multistage magmatic and metamorphic evolution in the Southern Siberian craton: Archaean and Paleoproterozoic zircon ages revealed by SHRIMP and TIMS // Precamb. Res., 2005, v. 136, p. 353—368.

Rosen O.M., Condie K.C., Natapov L.M., Nozhkin A.D. Archaean and early proterozoic evolution of the Siberian Craton: a preliminary assessment // Archaean crustal evolution // Ed. K.C. Condie. Amsterdam, Elsevier, 1994, p. 411—459.

Turkina O.M., Berezhnaya N.G., Lepekhina E.N., Kapitonov I.N. U-Pb (SHRIMP II), Lu-Hf isotope and trace element geochemistry of zircons from high-grade metamorphic rocks of the Irkut terrane, Sharyzhalgay Uplift: implications for the Neoarchaean evolution of the Siberian Craton // Gondwana. Res., 2012, v. 21, p. 801—817.

Werner C.D. Saxonian granulites — a contribution to the geochemical diagnosis of original rocks in high metamorphic complexes // Gerlands Beitr. Geophys., 1987, v. 96, p. 271—290.

*Рекомендована к печати 19 сентября 2014 г.
В.В. Ревердатто*

*Поступила в редакцию 26 февраля 2014 г.,
после доработки — 30 июля 2014 г.*