

**ЛИТОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ГЛИНИСТЫХ СЛАНЦЕВ
И АРГИЛЛИТОВ ВЕРХНЕГО РИФЕЯ БАШКИРСКОГО МЕГАНТИКЛИНОРИЯ
В КООРДИНАТАХ РЕАЛЬНОГО ВРЕМЕНИ**

А.В. Маслов*, Э.З. Гареев, М.Т. Крупенин*, Ю.Л. Ронкин***

**Институт геологии и геохимии УрО РАН*

620151, г. Екатеринбург, Почтовый пер., 7

E-mail: maslov@igg.uran.ru

***Президиум Уфимского научного центра РАН*

450000, г. Уфа, ул. Карла Маркса, 6

Поступила в редакцию 11 декабря 2006 г.

В статье приведены результаты исследований литогеохимических особенностей тонкозернистых терригенных пород (глинистых сланцев и аргиллитов) каратауской серии верхнего рифея Башкирского мегантиклинория. Показано, что практически на всем протяжении позднего рифея степень зрелости поступавшей в бассейн тонкой алюмосиликокластики была умеренной ($СИА < 70$). Заметное отличие значений $СИА$ для аргиллитов миньярской и укской свит – двух литостратиграфических единиц каратауской серии, разделенных, как считает ряд исследователей, длительным перерывом, позволяет предполагать, что последний сопровождался корообразующими процессами, однако изменения состава пород на палеоводосборах в это время не наблюдается. Локализация большинства фигуративных точек составов глинистых сланцев и аргиллитов на диаграммах $Yb-Gd_N/Yb_N$, $Gd_N/Yb_N-Eu/Eu^*$, $Co/Hf-Ce/Cr$, $Sc-Th/Sc$, $Th-La$, $Th/Sc-Cr$, $Yb-La_N/Yb_N$ и $Ni-Cr$ рядом с точками PAAS и UCC, а также в полях постархейских гранитоидов и кратонных осадочных образований указывает на размыв в каратауское время достаточно зрелой верхней континентальной коры и отсутствие в областях сноса крупных блоков примитивных субстратов. Анализ линий смещения позволяет также считать, что на палеоводосборах в течение всего позднего рифея присутствовали породы основного состава и ТТГ-ассоциаций. Роль первых из них была существенной, по всей вероятности, в начале позднего рифея и в миньярское время. Исходя из весьма высоких медианных значений La_N/Yb_N и La_N/Sm_N , можно считать, что только в катавское время на водосборах доминировали гранитоиды. Практически постоянная величина в глинистых сланцах и аргиллитах всего верхнего рифея отношения Th/Cr указывает на относительную стабильность тектонического режима каратавия. Анализ литогеохимических характеристик показал, что тонкозернистые терригенные образования каратауской серии представлены как петрогенными разностями, так и породами, состоящими в том числе и из определенной доли литогенного компонента (катавско-инзерский уровень), однако представляется весьма вероятным, что снижение значений K_2O/Al_2O_3 в тонкой алюмосиликокластике названного интервала могло контролироваться сдвигом климатических обстановок в источниках сноса в сторону более оптимальных для разрушения калиевых полевых шпатов и не зависеть от усиления процессов рециклирования тонкой алюмосиликокластики на палеоводосборах.

Ключевые слова: *верхний рифей, Башкирский мегантиклинорий, литогеохимические особенности тонкозернистых терригенных образований.*

**LITHO-GEOCHEMICAL PROPERTIES OF UPPER RIPHEAN SHALES AND
ARGILLITES OF BASHKIRIAN MEGANTICLINORIUM IN REAL TIME COORDINATES**

A.V. Maslov*, E.Z. Gareev, M.T. Krupenin*, Yu.L. Ronkin***

**Institute of Geology and Geochemistry, Urals Branch of RAS*

***Presidium of Ufa Science Centre of RAS*

The results of researches of litho-geochemical features fine-grained terrigenous rocks of the Upper Riphean Karatau Group (Bashkirian Anticlinorium, western slope of the South Urals) are adduced in

article. It is shown, that during the Late Riphean the degree of a maturity entering in basin fine-grained aluminosiliciclastic material was moderate ($CIA < 70$). Appreciable difference of values CIA for shales of the Min'yar and the Uk formations are divided, as believe a number of researchers, by a long hiatus, allows to assume, that this break was accompanied by certain residual soil-forming processes. However change of provenance at this time is not observed. Localization of the majority of figurative points of shales on diagrams $Yb-Gd_N/Yb_N$, $Gd_N/Yb_N-Eu/Eu^*$, $Co/Hf-Ce/Cr$, $Sc-Th/Sc$, $Th-La$, $Th/Sc-Cr$, Yb_N-La_N/Yb_N and $Ni-Cr$ near to points PAAS and UCC, and also into the post-Archean granitoids and cratonic sedimentary formations fields specifies the washout of an enough mature upper continental crust during the Late Riphean and the absence of large blocks of primitive substrata in provenances. The analysis of mixture lines allows assuming, that the basic rocks and TTG-associations prevailed in provenances during the Late Riphean. The role of first of them was essential, most likely, in the beginning of the Late Riphean and in the Min'yar time. Proceeding from rather high median values La_N/Yb_N and La_N/Sm_N it is possible to conceive, that only in Katav time the granitoids dominated in provenance. Presence in all investigated samples strongly pronounced Sr minimum testifies to absence of cardinal changes in provenances during all Late Riphean. The constant Th/Cr ratio in the Upper Riphean shales specifies the relative stability of the Karatau Group tectonic mode. The analysis of litho-geochemical characteristics has shown, that fine-grained terrigenous rocks of the Karatau Group are submitted by petrogenic variety, and by the rocks consisting from a certain share of a lithogenic component (the Katav-Inzer level). However is represented rather probable, that decrease of K_2O/Al_2O_3 in fine-grained aluminosiliciclastic rocks of the named interval could be caused by shift of climatic conditions in provenances aside of more optimum for destruction of potassium spars and not depend on increase in recycling processes activity of fine-grained terrigenous rocks in source areas.

Key words: *Upper Riphean, Bashkirian meganticlinorium, litho-geochemical characteristics of fine-grained terrigenous deposits.*

Каратауская серия Башкирского мегантиклинория является типом верхнего рифея Северной Евразии [Келлер, 1968 и др.; Стратотип..., 1983; Семихатов и др., 1991; Маслов и др., 2001, и др.]. Входящие в ее состав терригенные и карбонатные отложения, имеющие в пределах Башкирского мегантиклинория наиболее широкое распространение, относительно слабо изменены постседиментационными процессами и достаточно хорошо датированы различными изотопными методами (U-Pb, Pb-Pb, Sm-Nd, Rb-Sr, K-Ar), что позволяет в значительной мере корректно проанализировать основные особенности формирования отложений, в том числе и на основе рассмотрения характера вариаций литогеохимических параметров тонкозернистых терригенных пород (глинистых сланцев и аргиллитов)¹ в координатах реального времени. Ранее исследования подобного плана были проведены нами для ниже- и средне-рифейских отложений [Маслов и др., 2004а, б,

и др.], и настоящая статья завершает серию публикаций на эту тему.

Традиционно считается, что входящие в состав каратауской серии зильмердакская, катавская, инзерская и миньярская, а также укская и криволукская свиты связаны постепенными (через переслаивание различных типов пород) переходами [Олли, 1948; Геология..., 1977; Карта..., 1983; Беккер и др., 1979; Козлов, 1982; Козлов и др., 1990, и др.] и, следовательно, какие-либо значительные «потери времени» для типа верхнего рифея не характерны. Преддукский перерыв, который маркируется мелкогалечниковыми конгломератами и гравелитами нижней подсвиты укской свиты, залегающими на различных горизонтах миньярской свиты, долгое время считался локальным [Беккер, 1961, 1988; Раабен, 1975; Козлов и др., 1990 и др.]. По вопросу о существовании предминьярского перерыва взгляды исследователей несколько расходятся. Так, М.Е. Раабен [1975, 1981, и

¹ Мы используем в настоящей работе оба термина, так как, в разрезах катавской, инзерской, миньярской и укской свит преобладают пелитовые аргиллитовидные микросланцы, имеющие макроскопически аргиллитоподобный облик, а среди отложений зильмердакской свиты преимущественным распространением пользуются пелитовые сланцы, которые в геологическом обиходе «...называют глинистыми» [Анфимов, 1997, с. 59].

др.], считает его неповсеместным и непродолжительным, тогда как В.И. Козлов [1982, и др.] полагает, что между инзерской и миньярской свитами какой-либо перерыв отсутствует. В результате комплексных хемотратиграфических исследований стратотипических разрезов рифея Башкирского мегантиклинория, выполненных в последние годы, было показано, что в разрезах миньярской свиты отсутствуют интервалы с высокими положительными значениями $d^{13}C$, характерные для самых верхних уровней каратавия на других континентах [Подковыров и др., 1998; Кузнецов и др., 2003]². Изотопно-геохронологические данные, результаты изучения строматолитов [Семихатов, Раабен, 1994, 1996] и оценки длительности формирования полифациальных отложений каратауской серии на основе данных о средних скоростях накопления различных типов осадков [Маслов, 1997, 2002, и др.] позволили впервые оценить реальную длительность преддукского перерыва и показать его значительный, порядка 80 млн. лет, масштаб [Кузнецов и др., 2003, 2006]. Предминьярский перерыв продолжает считаться локальным и связанным с кратковременными осушениями отдельных частей бассейна, либо вообще отрицается.

Литостратиграфия и возраст отложений каратауской серии

На западном крыле и в центральных районах Башкирского мегантиклинория каратауская серия расчленяется снизу вверх на зильмердакскую, катавскую, инзерскую, миньярскую и укскую свиты (рис. 1); на восточном крыле мегантиклинория, выше укской свиты, в составе названной серии выделяется еще и криволюкская свита.

Зильмердакская свита (мощность от 1200 до 3200 м) состоит преимущественно из аркозовых и субаркозовых песчаников с подчиненными им прослоями гравелитов и конгломератов, алевролитов и глинистых сланцев. Свита расчленяется на четыре подсвиты: бирьянскую, нугушскую, лемезинскую и бедерышинскую [Стратотип..., 1983; Маслов, 1988, и др.]. Бирьянская подсвита (мощность варьирует от 800 до 2000-2500 м) представлена полевошпатово-кварцевыми, аркозовыми и субаркозовыми,

преимущественно крупно- и среднезернистыми песчаниками с прослоями гравелитов и мелкогалечниковых конгломератов, а также краснобурыми и кирпично-красными мелкозернистыми песчаниками и алевролитами. Песчаники бирьянской подсвиты содержат обломочные цирконы, минимальный изотопный возраст которых не поднимается выше 1100 млн. лет (а-U метод) [Краснобаев, 1986; Стратотип..., 1983]. Изучение морфологии и U-Pb возрастов единичных зерен цирконов из песчаников рифея Башкирского мегантиклинория (авзянская и зильмердакская свиты) показало присутствие в них хорошо окатанных (полициклических) цирконов, поступавших в осадки за счет эрозии высокометаморфизованных комплексов и относительно слабо окатанных длиннопризматических цирконов из гранитов S-типа. U-Pb возраст зерен полициклических цирконов указывает на кристаллизацию исходных расплавов в интервале 1,8-2,3 млрд. лет [Willner et al., 2003]. Оценки Nd модельного возраста глинистых сланцев и аргиллитов типа каратауской серии также позволяют предполагать, что на всем протяжении рифея основным источником поступавшей в область сочленения Русской платформы и Южного Урала тонкой алюмосиликокластики являлась рециклированная в раннем протерозое верхняя кора Средневожского мегаблока [Маслов и др., 2003]. Нугушская подсвита (200-350 м) сложена преимущественно алевролитами, глинистыми сланцами и аргиллитами серого, темно-серого и зеленовато-серого цвета. В нижней ее части в ряде разрезов присутствует пакет светло-серых кварцевых песчаников. Лемезинская подсвита (100-300 м) слагается в основном светлоокрашенными средне- и, реже, крупнозернистыми кварцевыми песчаниками. Бедерышинская подсвита (250-400 м) объединяет мелко- и среднезернистые песчаники, алевролиты и глинистые сланцы. В виде прослоев и пачек небольшой мощности в ее составе в ряде районов присутствуют известняки и доломиты.

Катавская свита слагается пестро- и красноцветными тонкополосчатыми глинистыми известняками и мергелями; в нижней ее части в ряде разрезов среди карбонатных пород присутствуют маломощные прослои красноцветных глинистых сланцев. Мощность свиты со-

² Вместе с тем, как указывает М.Е. Раабен [2005, с. 34], «... неполнота изученных разрезов вызывала сомнения и продолжает их вызывать».

ЛИТОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ГЛИНИСТЫХ СЛАНЦЕВ

Серия	Свита	Возраст, млн. лет	Литологическая колонка	Краткое описание разреза
Ашинская	ur	600		Аркозовые песчаники, алевролиты и гравелиты
	bk			Мелкозернистые песчаники и алевролиты с глауконитом, аргиллиты
	uk	665		Известняки хемогенные и со строматолитами, мелкозернистые песчаники и алевролиты с глауконитом, аргиллиты
Перерыв				
Каратауская	mn	790		Долмиты строматолитовые и хемогенные, известняки, мелкозернистые песчаники, алевролиты и аргиллиты
	in	830		Средне- и мелкозернистые песчаники с глауконитом, алевролиты и аргиллиты, известняки строматолитовые и хемогенные
	kt	870		Красноцветные глинистые известняки, известняки хемогенные и строматолитовые, глинистые сланцы
	zl ₄			
	2	905		Аркозовые и кварцевые песчаники, гравелиты, конгломераты, глинистые сланцы, известняки глинистые, хемогенные, комковатые и строматолитовые
	zl ₂	960		
	zl ₁	985		
Перерыв				
Юрматинская	av ₆	1220?		Долмиты строматолитовые и хемогенные, песчаники мелкозернистые, алевролиты, глинистые сланцы, известняки
	av ₅			
	1			

Рис. 1. Сводная стратиграфическая колонка отложений каратауской серии верхнего рифея на западном крыле Башкирского мегантиклинория.
1 – кутурская подсвита авзянской свиты.

ставляет 200-300 м. К-Аг возраст минералогически не изученного глауконита из верхней части катавской свиты составляет порядка 938 млн. лет [Гаррис, 1977; Стратотип..., 1983].

Инзерская свита (мощность до 1000 м) сложена в центральных и восточных районах Башкирского мегантиклинория мелкозернистыми глауконито-кварцевыми песчаниками, алевролитами и глинистыми сланцами; в западной части мегантиклинория в составе свиты присутствуют две карбонатные (нижняя из них известна под названием подинзерских слоев или симской свиты³) и две алюмосиликокластические толщи [Маслов, 1997, 2002; Подковыров и др., 1998]. К-Аг возраст минералогически неизученного глауконита из нижней и средней частей инзерской свиты варьирует в пределах от 896 до 853 млн. лет [Гаррис, 1977; Стратотип..., 1983]. Rb-Sr возраст раннедиагенетического иллита (политипная модификация 1М) из глинистых сланцев нижней подсвиты инзерской свиты составляет 805-835 млн лет [Gorokhov et al., 1995]. Время проявления раннего диагенеза в известняках подинзерских слоев датируется изохронным Pb-Pb методом в 836±25 млн лет [Овчинникова и др., 1998].

Миньярская свита (500-800 м) представлена доломитами и строматолитовыми их разновидностями, подчиненную роль в ее разрезах, преимущественно в основании, играют известняки. В ряде районов мегантиклинория среди доломитов присутствуют маломощные прослои аргиллитов и кварцевых песчаников. По данным [Гаррис, 1977; Стратотип..., 1983], глауконит из нижней части миньярской свиты имеет изотопный возраст (К-Аг метод) 740-710 млн. лет. Pb-Pb возраст доломитов средней части миньярской свиты составляет 780±85 млн. лет [Овчинникова и др., 2000]. В прослоях глинистых сланцев среди доломитов верхней части миньярской свиты присутствуют *Melanosegillum* (остатки панцирных рыб) [Маслов и др., 1994], которые появились в геологической летописи незадолго до 800 млн. лет [Porter, Knoll, 2000; Кузнецов и др., 2003; Сергеев, 2003].

Укская свита (мощность от 160 до 300 м) объединяет карбонатные и карбонатно-терригенные отложения (мелкозернистые песчаники и алевролиты с глауконитом, известняки, микрофитоолитовые их разности и др.), залегающие с перерывом на породах миньярской свиты. В

составе свиты выделены две подсвиты: нижняя – карбонатно-терригенная и верхняя, сложенная почти исключительно карбонатными породами. На западном крыле Башкирского мегантиклинория укская свита с небольшим перерывом перекрывается породами бакеевской свиты ашинской серии. Изотопный возраст Al-глауконита, выделенного из песчаников нижней подсвиты укской свиты, составляет 688±10 млн. лет (изохронный Rb-Sr метод) и 670±10 млн. лет (К-Аг метод) [Горожанин, Кутявин, 1986; Горожанин, 1990]. По данным, приведенным в работах [Зайцева и др., 2000, 2006], Al-разности глауконита из нижней подсвиты укской свиты, отобранные в разрезах у дер. Кулмас и Бакеево, имеют Rb-Sr и К-Аг датировки в интервале 650-680 млн. лет, что отражает раннедиагенетический этап формирования этого минерала.

По данным изохронного Rb-Sr метода, возраст глауконита из бакеевской свиты, несогласно с размывом перекрывающей отложения укского уровня, составляет 617±12 млн. лет [Козлов, Горожанин, 1993].

На восточном крыле Башкирского мегантиклинория выше укской свиты в составе каратауской серии присутствует криволукская свита, объединяющая кварцитовидные песчаники, филлитовидные сланцы и алевролиты с маломощными прослоями известняков. Мощность ее оценивается в 400-500 м. Криволукская свита с перерывом и угловым несогласием перекрывается отложениями нижнего венда [Чумаков, 1998]. Прорывающие криволукскую свиту габбро-диабазы имеют Rb-Sr возраст порядка 660 млн. лет [Горожанин, 1995].

Основываясь на приведенных выше изотопно-геохронологических данных и допуская существование линейной зависимости между мощностью отложений и временем их накопления, а также опираясь на результаты хемостратиграфических исследований, авторы работы [Кузнецов и др., 2003] установили для ряда свит каратауской серии следующие возрастные рамки: 890-850 млн. лет – для катавской, 850-810 млн. лет – для инзерской, 810-770 млн. лет для миньярской и 690-640 млн. лет – для укской. Таким образом, длительность преддукского перерыва составляет порядка 80 млн. лет, что в 1,5-2 раза больше, чем предполагаемое время формирования любой из указанных выше литостратиграфических единиц каратауской серии.

³ Устаревшее и ныне не используемое название.

Общие особенности формирования отложений каратауской серии

Формированию позднерифейских осадочных последовательностей Башкирского мегантиклинория предшествовала кардинальная перестройка общей палеогеографической ситуации на востоке и северо-востоке палеоконтинента Балтика [Маслов, 1993, 1997, и др.]. В отличие от относительно небольших седиментационных бассейнов раннего и среднего рифея, в начале позднего рифея (~ 1000–980-970? млн. лет назад) на западной периферии и в центральной части Башкирского мегантиклинория был сформирован крупный комплекс аллювиально-дельтовых и прибрежно-бассейновых красноцветных песков и гравелитов с прослоями и линзами галечного материала (бирьянская подсвита зильмердакской свиты). Тяготение области максимальных мощностей отложений бирьянской подсвиты к западной части мегантиклинория, а также общий характер распределения отложений [Раабен, 1975; Маслов, 1988, 1993, и др.], указывают на формирование в данной части рассматриваемой нами территории крупной дельтовой системы, где накопление осадков происходило, по всей видимости, лавинообразно в компенсированных или перекомпенсированных обстановках. Во второй половине зильмердакского времени (нугушский, лемезинский и бедерьшинский века) формировались прибрежно- и мелководно-морские терригенные образования, на смену которым на более поздних этапах (катавское, инзерское, миньярское и укское время) пришли преимущественно мелководно-морские терригенно-карбонатные последовательности. Таким образом, в развитии южноуральского сегмента позднерифейского бассейна седиментации отчетливо намечается тенденция к постепенной смене континентальных и прибрежно-континентальных комплексов прибрежно-морскими и, наконец, собственно морскими образованиями [Маслов, 1988].

Сходство отложений катавской и деминской, а также миньярской и низьвенской свит показывает, что в середине и конце позднего рифея на западном склоне Урала (по крайней мере в пределах западного склона Южного, Среднего и Северного Урала, а также Полуодва кряжа) был сформирован крупный перикратонный бассейн осадконакопления, в котором в условиях преимущественно семиаридного климата накопилась примерно 4-5 км толща

карбонатных и алюмосиликокластических отложений [Маслов и др., 2002, и др.]. Дистальные фации этого бассейна реконструируются на северо-востоке Тимано-Печорской области [Оловянишников, 1998; Маслов и др., 2002; Maslov, 2004; Roberts et al., 2004, и др.].

Анализ геологических, геохимических и седиментологических материалов показывает, что в качестве главного источника тонкой силикокластики для позднерифейского бассейна осадконакопления выступал Средневожский мегаблок Восточно-Европейской платформы [Акимова, 1964; Маслов, 1988; Геологическая..., 1996], сложенный архейскими гранитоидными, габбро-норит-анортозитовыми и осадочно-вулканогенными комплексами, а также раннепротерозойскими осадочно-вулканогенными образованиями, калиевыми гранитоидами и ультраметагенными комплексами [Богданова, 1986; Докембрийская..., 1988]. На диаграмме $Q_m - FL_t$ точки псаммитов зильмердакской свиты локализованы в поле внутренних частей кратона, при этом песчаники бедерьшинского, а также инзерского уровней образованы в основном за счет размыва рециклированных орогенов [Маслов, 1995]. Во второй половине позднего рифея существовал, по всей видимости, и ограниченный снос силикокластики с востока [Маслов, 1988, 1997].

Изучение особенностей распределения редкоземельных элементов (РЗЭ), Th, Sr и Sc в аргиллитах и глинистых сланцах каратауской серии [Маслов и др., 2004б] позволило установить, что большинство образцов характеризуются обогащением легкими РЗЭ ($LR_{3Э}/TR_{3Э} \cong 9$, $La_N/Yb_N \cong 9$) и уплощенной или пологонаклонной ветвью $TR_{3Э}$ ($Gd_N/Yb_N \cong 1,52-1,58$), что типично для преобладающей части постархейских глинистых пород, сформированных за счет размыва достаточно зрелой верхней коры [Тейлор, МакЛеннан, 1988; McLennan, 1989]. Это сходство позволяет предполагать, что смешение материала из различных источников сноса на путях переноса в течение позднего рифея было достаточно эффективным. Ряд особенностей спектров РЗЭ в глинистых породах каратауской серии указывает на заметное деплетирование $TR_{3Э}$, что является характерной особенностью архейских гранитоидов и ТТГ-ассоциаций [Condie, 1991; McLennan et al., 1995, и др.], а также основных пород [Wronkiewicz, Condie, 1987; McLennan, 1989; McLennan, Taylor, 1991; Jahn, Condie, 1995]. Сходные спек-

ры РЗЭ можно видеть, например, в ряде образцов семипелитов верхнеархейской надгруппы Вентерсдорп и нижнепротерозойской надгруппы Трансвааль [Jahn, Condie, 1995].

Климатические обстановки позднего рифея могут быть охарактеризованы в целом как преимущественно семиаридные или близкие к ним. На это указывают прежде всего литологические особенности отложений, не противоречат этому выводу и результаты литолого-геохимических исследований Н.С. Крылова [1979], Ю.Р. Беккера [Карта..., 1983], Э.З. Гареева [1982, 1986, 1987, 1988, 1989, 1997 и др.], А.В. Маслова и Э.З. Гареева [1988], Я.Э. Юдовича с соавторами [1991], В.Н. Подковырова [Подковыров, 2001; Подковыров, Гареев, 1995, и др.] и ряда других авторов.

Образцы и аналитика

Из всех литостратиграфических единиц каратауской серии нами в ряде наиболее представительных разрезов (рис. 2) случайным образом отобрано около 100 образцов глинистых сланцев и аргиллитов. Все они изучены микро-

скопически, после чего для тех образцов, что имели существенной примеси алевритового материала, было проведено определение содержания петрогенных окислов и элементов-примесей.

На диаграмме $\log(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3) - \log(\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O})$ [Heron, 1988] подавляющее большинство фигуративных точек составов изученных нами образцов локализовано в области сланцев (рис. 3а).

Определение содержания петрогенных окислов выполнено рентгенфлуоресцентным методом на СРМ-18 в ИГГ УрО РАН (аналитики Г.С. Неупокоева, Л.В. Фомина, В.П. Власов, Н.П. Горбунова). Содержания петрогенных окислов в представительных пробах глинистых сланцев и аргиллитов различных литостратиграфических подразделений каратауской серии приведены в табл. 1.

Определение содержания малых и редкоземельных элементов выполнено методом ICP-MS в ИГГ УрО РАН (аналитики О.П. Лепихина и О.Ю. Попова). Содержания элементов-примесей в представительных пробах глинистых сланцев и аргиллитов каратауской серии приведены в табл. 2.

Так как количество проанализированных образцов для каждого из входящих в состав каратауской серии литостратиграфического подразделения различается и часто невелико, то для обобщенной оценки аналитических данных, характер распределения которых неизвестен, мы использовали их медианные значения [Rock et al., 1987] (табл. 3).

Вещественный состав и литохимические особенности аргиллитов каратауской серии

В настоящем исследовании мы, как и ранее [Маслов и др., 1999], исходили из ряда принципиальных положений: 1) основными источниками вещества для формирования глинистых осадков в бассейнах осадконакопления выступают силикатные породы, подвергающи-

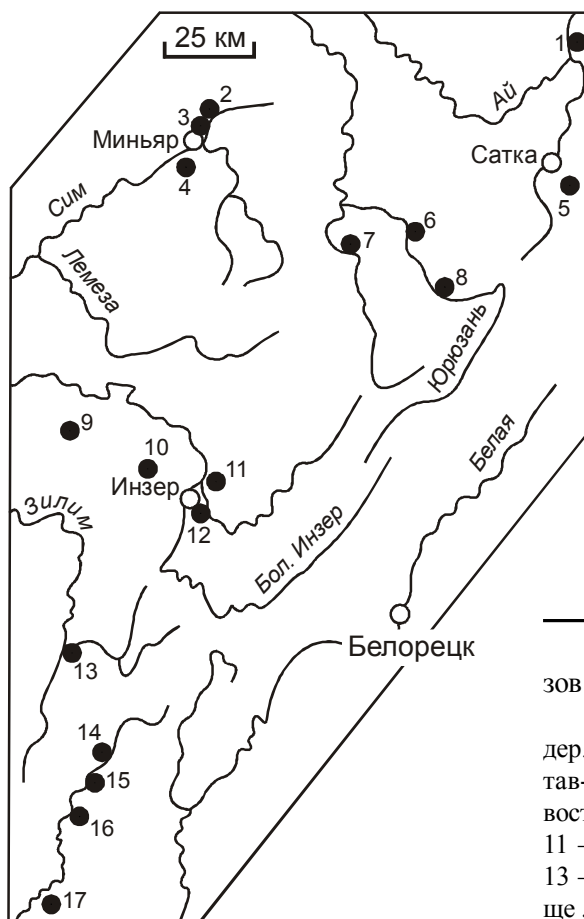


Рис. 2. Схема расположения изученных разрезов каратауской серии Башкирского мегантиклинория. 1 – дер. Пороги; 2 – ст. Бьянка; 3 – ст. Миньяр; 4 – дер. Волково; 5 – дер. Романовка; 6 – г. Юрюзань; 7 – г. Катав-Ивановск; 8 – дер. Екатериновка; 9 – дер. Кулмас; 10 – восточное подножье хр. Зильмердак, автотрасса Инзер-Уфа; 11 – дер. Кумбино; 12 – р. Мал. Инзер ниже дер. Реветь; 13 – дер. Бакеево; 14 – устье р. Бол. Кудашка; 15 – урочище Лапшины поляны; 16 – дер. Бикташево; 17 – р. Кужа.

ЛИТОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ГЛИНИСТЫХ СЛАНЦЕВ

еся выветриванию на палеоводосборах, и ранее накопленные глинистые образования; 2) в разрезах морских терригенных толщ доминируют механогенные глины, образовавшиеся «... в результате переотложения всех других глини-

стых, обломочных и метаморфических слюдистых пород» [Фролов, 1993, с. 306]; 3) будучи сложными аллотигенными компонентами, механогенные глины являются индикаторами состава петрофонда и климата областей размы-

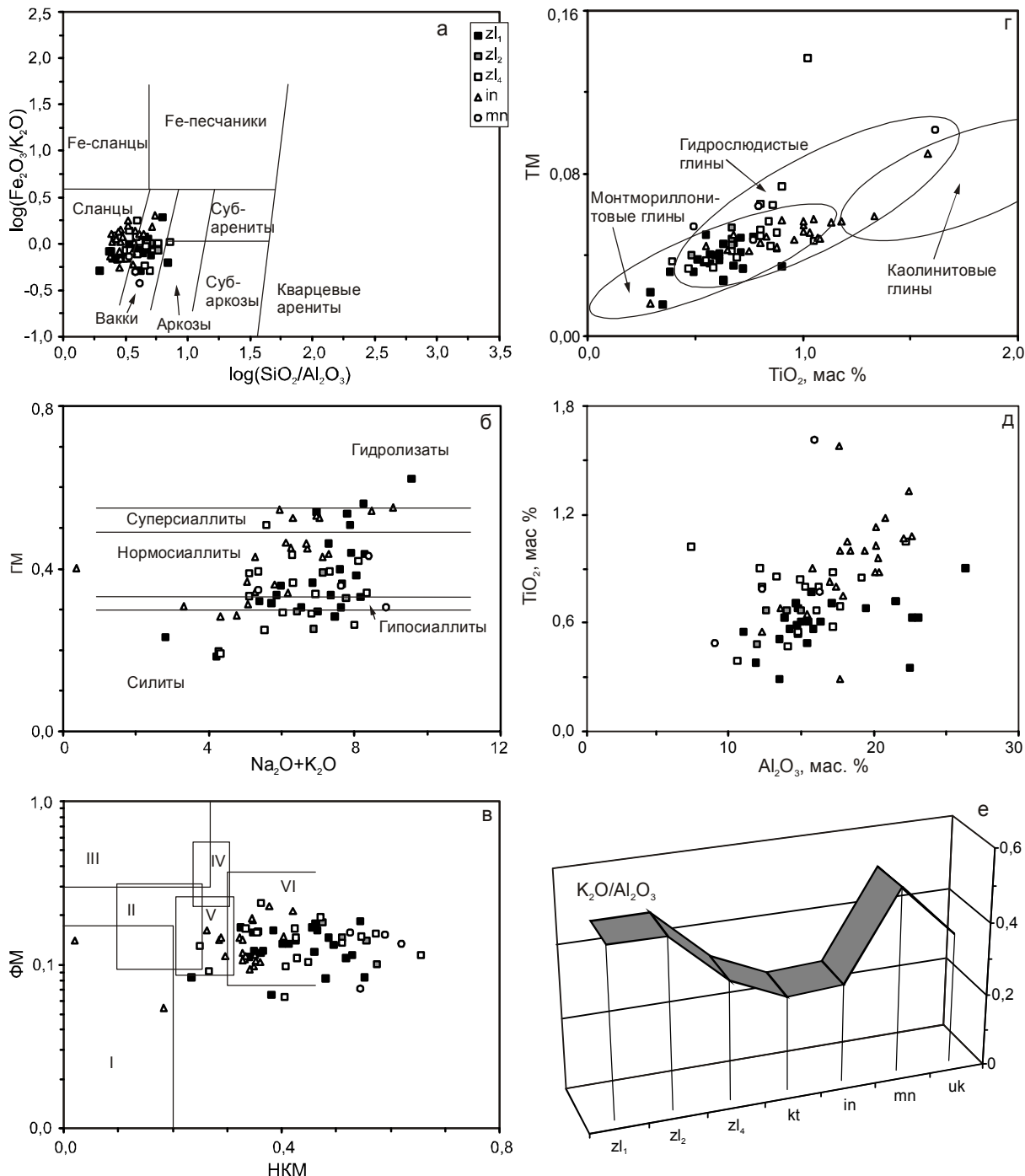


Рис. 3. Положение фигуративных точек составов глинистых сланцев и аргиллитов каратауской серии верхнего рифея Башкирского мегантиклинория на различных классификационных литохимических диаграммах.

Поля глинистых пород на диаграмме НКМ–ФМ: I – преимущественно каолиновых; II – преимущественно монтмориллонитовых с примесью каолинита и гидрослюд; III – преимущественно хлоритовых с примесью Fe-гидрослюд; IV – хлорит-гидрослюдистых; V – хлорит-монтмориллонит-гидрослюдистых; VI – гидрослюдистых со значительным количеством дисперсных частиц полевых шпатов.

Таблица 1

Содержания петрогенных окислов (мас. %) в представительных образцах глинистых сланцев и аргиллитов различных литостратиграфических подразделений каратауской серии

№ образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	MnO	P ₂ O ₅	K ₂ O	Na ₂ O	п.п.п.	Сумма
<i>Зильмердакская свита</i>												
<i>Бирьянская подсвита</i>												
65-7-9	66,11	0,63	13,87	6,31	0,14	2,50	0,10	0,20	5,66	0,07	3,67	99,26
65-7-7	63,50	0,61	14,98	7,61	0,21	3,06	0,11	0,21	6,75	0,09	3,40	100,53
65-7-5	63,45	0,61	15,51	6,65	0,36	3,57	0,02	0,18	5,84	0,14	3,74	100,07
65-7-4	63,28	0,77	15,72	6,49	0,36	2,83	0,29	0,18	7,55	0,10	3,06	100,63
65-7-3	64,85	0,68	14,82	6,31	0,36	2,26	0,04	0,21	7,24	0,11	2,85	99,73
65-7-1	61,17	0,61	16,34	7,40	0,39	2,55	0,02	0,26	7,50	0,10	3,81	100,15
65-6-8	59,09	0,68	19,43	5,68	0,67	2,63	0,01	0,38	8,13	0,15	4,26	101,11
65-2-5	58,87	0,72	21,49	4,90	0,07	1,63	0,02	0,14	7,19	0,11	4,79	99,93
65-2-2	56,58	0,63	22,62	5,39	0,21	1,53	0,01	0,14	7,80	0,08	5,06	100,05
65-2-25	54,58	0,35	22,47	6,33	1,12	2,27	0,00	0,04	7,69	0,11	4,65	99,61
<i>Нугушская подсвита</i>												
82-7-4	59,49	0,67	14,99	7,62	2,24	3,21	0,06	0,14	6,43	0,68	4,63	100,16
82-7-5	63,36	0,67	12,57	5,50	2,38	3,80	0,08	0,14	5,41	1,00	5,85	100,76
82-7-3	65,81	0,67	14,00	6,99	0,63	2,25	0,03	0,13	6,79	0,98	2,23	100,51
82-7-1	69,96	0,48	11,98	5,16	1,12	1,85	0,04	0,10	6,01	0,87	2,42	99,99
<i>Бедерышинская подсвита</i>												
2669-16	58,50	0,47	14,10	4,96	0,83	9,05	0,02	0,00	5,04	0,07	5,90	98,94
88-5-2	62,90	0,67	16,05	7,99	0,76	2,43	0,02	0,20	4,45	0,90	4,68	101,05
741-2-6	57,60	1,05	22,25	5,86	0,86	1,62	0,00	0,12	4,80	0,77	5,02	99,95
740-6-5	61,00	0,90	12,20	2,93	4,00	4,03	0,00	0,23	5,68	2,32	7,23	100,52
740-6-10	60,50	0,86	13,30	3,34	3,15	4,94	0,10	0,21	5,80	1,00	6,69	99,89
740-1-7	63,80	0,80	16,20	4,52	0,96	2,47	0,10	0,29	5,84	1,09	4,17	100,24
740-1-12	62,40	0,80	15,25	5,17	0,54	4,12	0,00	0,22	4,96	3,36	2,58	99,40
740-1-15	58,00	0,84	14,90	5,47	3,15	4,20	0,15	0,40	4,59	1,72	5,91	99,33
<i>Инзерская свита</i>												
1702-9-3	58,18	0,88	20,39	4,83	0,44	2,00	0,02	0,08	5,78	0,93	5,65	99,18
1702-11-7	68,18	0,55	12,34	6,34	1,80	1,48	0,15	0,09	3,13	1,20	3,85	99,11
1702-12-1	64,21	0,80	17,42	4,97	0,40	2,00	0,02	0,08	4,70	1,09	4,60	100,29
1702-5-3	60,80	1,05	18,20	6,86	0,54	2,00	0,09	0,10	4,38	0,89	4,29	99,20
130-52-3	53,68	1,33	22,46	5,80	0,54	2,17	0,02	0,13	7,85	1,22	5,12	100,32
720-9-4	55,04	1,08	22,63	6,31	0,32	2,56	0,01	0,10	4,94	1,00	5,35	99,34
721-1-5	56,00	1,13	20,20	8,10	0,27	2,29	0,03	0,12	6,05	0,98	4,38	99,55
718-1-2	58,40	1,03	20,20	4,30	1,96	1,73	0,04	0,10	6,14	1,14	5,36	100,40
722-1-2	63,88	0,29	17,70	3,84	0,84	2,37	0,07	0,12	4,79	1,39	4,00	99,29
<i>Миньярская свита</i>												
ГС 02-9-3	34,38	0,49	9,08	2,43	22,38	2,84	–	0,04	4,87	0,49	23,47	100,48
ГС 02-9-6	66,39	0,77	16,27	3,17	0,12	1,60	0,01	0,06	8,38	0,49	3,54	100,78
ГС 02-9-2	46,62	0,79	12,29	3,60	11,20	2,64	–	0,13	7,20	0,43	14,65	99,54
ГС 02-9-1	54,12	1,61	15,93	5,77	1,54	2,69	–	0,10	7,96	0,43	9,97	100,11

ва, дополняя тем самым данные, которые могут быть получены по обломочным компонентам каркаса песчаников. Мы также считаем, что постседиментационные (дометаморфические) процессы тем или иным образом изменили первичный минеральный состав, структур-

ные параметры глинистых минералов и структурно-текстурные особенности глинистых пород рифея Башкирского мегантиклинория [Анфимов, 1997; Кагарманова, 1998], однако известно, что в целом масштабы стадийных изменений значительно меньше тех, что имеют

ЛИТОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ГЛИНИСТЫХ СЛАНЦЕВ

место на стадиях гипер- и седиментогенеза [Япаскурт, 1999, и др.]. Так как в разрезах каратауской серии доминируют прибрежно- и мелководно-морские терригенные и карбонатные отложения, степень постседиментационных преобразований которых не превышает позднего катагенеза [Анфимов, 1997], то из всего сказанного выше можно сделать вывод, что входящие в их состав глинистые породы отражают в своих химических характеристиках интегральные особенности палеоводосборов и климата времени седиментации.

Глинистые сланцы *бирьянской подсвиты* *зильмердакской свиты* сложены в основном тонкочешуйчатой гидрослюдой (1M >> 2M), импрегнированной гидроокислами железа;

присутствуют также кристаллы кальцита, обломочный мусковит, мелкоалевритовые зерна кварца и полевых шпатов. Глинистые породы *нугушской подсвиты* слагаются слабо поляризующей тонкозернистой массой, в которой наблюдаются субпараллельно ориентированные чешуйки аллотигенных мусковита и биотита. По данным рентгеновского анализа, в составе аргиллитов и глинистых сланцев данного уровня преобладает иллит с небольшой примесью хлорита. В глинистых породах *лемезинской подсвиты* в виде примеси к преобладающей в их основной ткани гидрослюде наблюдаются чешуйки биотита и мусковита; есть здесь и Fe-Mg-хлорит, а также монтмориллонит, палыгорскит и смешанослойные образования [Маслов

Таблица 2

Содержания элементов-примесей (в г/т) в представительных образцах глинистых сланцев и аргиллитов каратауской серии

Свита	Зильмердакская								
	Бирьянская					Нугушская			
Подсвита	Бирьянская					Нугушская			
Образец	65-2-6	65-2-5	ГС 02-5-3	ГС 99-18-3	ГС 02-13-1	738-1-4	2641	15-э-37	ГС 99-18-1
Sc	11,03	24,59	16,56	8,35	17,53	11,79	15,91	12,05	13,87
V	68,25	101,03	117,27	152,06	121,14	78,21	81,53	82,06	84,48
Cr	152,49	355,17	104,33	125,04	126,93	102,30	125,02	122,99	128,47
Mn	86,73	377,87	214,91	99,55	125,80	161,63	389,11	128,59	187,30
Co	12,99	18,77	10,11	6,07	10,40	21,23	15,68	17,29	13,17
Ni	83,34	143,48	68,18	37,47	47,12	79,33	65,09	66,88	44,34
Ga	14,76	31,81	22,68	32,95	26,95	19,39	23,38	22,78	20,37
Rb	92,64	173,05	197,51	153,16	199,46	107,91	130,80	85,29	115,81
Sr	86,56	92,80	25,82	45,28	70,51	78,48	72,66	73,06	66,27
Y	36,20	47,29	34,43	16,88	43,61	33,47	42,00	30,18	37,17
Zr	387,56	255,24	164,12	195,87	192,06	299,93	254,87	296,96	198,48
Nb	10,82	22,61	15,39	21,28	21,57	15,79	18,02	22,94	18,65
Mo	6,58	7,03	0,79	0,54	0,46	0,16	0,33	0,36	0,33
Cs	3,27	7,41	10,14	11,67	7,30	5,34	5,42	7,73	6,80
Ba	231,02	404,33	338,02	312,08	635,22	510,81	517,89	453,54	446,78
La	23,36	35,13	33,97	24,97	55,84	40,91	44,79	32,44	38,12
Ce	46,00	82,73	65,81	85,70	116,34	116,95	92,89	91,76	74,77
Pr	5,43	8,51	8,09	6,66	13,71	10,77	11,58	7,64	8,12
Nd	23,58	33,44	29,77	27,59	48,22	42,56	43,61	28,29	32,18
Sm	5,35	8,54	5,54	6,12	8,00	7,68	8,86	5,37	6,24
Eu	1,30	2,10	1,01	0,87	1,40	1,33	1,69	1,01	1,07
Gd	6,24	9,29	4,83	3,64	7,02	6,25	7,23	5,04	5,32
Tb	0,95	1,49	0,81	0,62	1,16	0,93	1,13	0,77	0,94
Dy	5,43	8,55	5,16	3,14	6,92	5,80	6,26	4,75	4,88
Ho	1,14	1,60	1,17	0,72	1,54	1,19	1,33	0,98	1,23
Er	3,12	4,22	3,38	2,14	4,32	3,03	3,65	2,67	3,28
Tm	0,48	0,69	0,52	0,29	0,66	0,44	0,54	0,41	0,42
Yb	3,16	4,08	3,32	1,98	4,36	3,01	3,32	2,82	3,03
Lu	0,43	0,66	0,49	0,32	0,65	0,42	0,49	0,42	0,48
Hf	9,45	7,30	4,54	5,69	5,64	8,54	7,10	7,33	5,02
Pb	29,89	16,71	5,50	6,59	8,01	14,14	7,12	10,31	4,99
Bi	0,10	0,07	0,15	0,39	0,35	0,11	0,17	0,25	0,14
Th	10,49	17,91	14,08	9,38	18,59	11,25	13,36	12,24	12,51
U	3,30	5,37	3,25	6,28	5,07	2,83	2,94	2,22	2,25

Свита	Зильмердакская				Переходные слои		Катавская			
Подсвита	Бедерышинская									
Образец	1802-7-1	2635-1	ГС 99-18-2	ГС 02-8-3	ГС 02-8-1	ГС 02-8-2	766-1-2	766-1-8	ГС 02-8-1	ГС 02-8-2
Sc	22,52	14,87	16,05	13,74	5,19	9,89	20,78	17,48	5,19	9,89
V	127,57	80,69	135,05	135,19	70,27	94,25	98,70	87,37	70,27	94,25
Cr	149,31	109,42	117,49	123,61	80,32	95,95	81,63	182,47	80,32	95,95
Mn	532,95	294,09	114,02	187,53	248,82	172,72	45,10	63,31	248,82	172,72
Co	33,44	11,25	7,52	12,76	19,35	13,66	10,31	10,40	19,35	13,66
Ni	67,29	41,87	49,76	51,58	37,26	38,27	31,82	28,02	37,26	38,27
Ga	24,16	18,81	24,76	27,03	16,66	22,37	29,54	27,97	16,66	22,37
Rb	144,30	156,79	160,53	178,64	83,26	112,13	164,79	222,14	83,26	112,13
Sr	66,85	85,25	41,56	45,49	119,80	36,81	53,46	100,72	119,80	36,81
Y	38,31	35,14	44,98	38,93	15,23	13,58	11,31	8,52	15,23	13,58
Zr	160,64	255,82	218,91	276,48	72,63	93,17	120,66	103,62	72,63	93,17
Nb	17,99	16,30	19,95	17,48	11,17	14,77	21,04	18,00	11,17	14,77
Mo	0,81	0,37	0,34	0,47	0,20	0,36	0,13	0,21	0,20	0,36
Cs	7,53	7,03	7,29	11,62	5,26	9,46	8,93	14,81	5,26	9,46
Ba	471,00	951,60	436,97	445,30	178,26	202,91	333,80	1307,73	178,26	202,91
La	43,98	38,51	44,57	45,70	28,02	26,76	43,35	38,33	28,02	26,76
Ce	90,93	83,78	96,92	99,08	54,93	60,59	80,41	63,45	54,93	60,59
Pr	10,04	9,49	11,97	10,69	5,25	5,79	8,72	8,28	5,25	5,79
Nd	39,76	35,36	46,04	34,41	17,20	18,43	26,36	24,35	17,20	18,43
Sm	7,39	6,65	8,68	7,35	3,12	3,33	2,48	2,06	3,12	3,33
Eu	1,43	1,24	1,84	1,47	0,56	0,60	0,43	0,54	0,56	0,60
Gd	6,36	5,75	7,67	6,56	2,70	2,51	1,84	1,41	2,70	2,51
Tb	0,96	0,91	1,23	1,05	0,44	0,42	0,31	0,25	0,44	0,42
Dy	6,18	5,15	7,35	5,43	2,14	1,98	1,69	1,44	2,14	1,98
Ho	1,33	1,07	1,55	1,25	0,50	0,47	0,37	0,29	0,50	0,47
Er	3,69	3,18	4,27	3,69	1,45	1,46	1,09	0,83	1,45	1,46
Tm	0,53	0,45	0,64	0,52	0,20	0,19	0,20	0,12	0,20	0,19
Yb	3,64	2,91	4,17	3,57	1,39	1,46	1,15	0,96	1,39	1,46
Lu	0,52	0,46	0,61	0,55	0,23	0,21	0,17	0,16	0,23	0,21
Hf	4,56	7,15	5,90	6,88	1,98	2,50	2,81	2,75	1,98	2,50
Pb	17,25	8,12	7,22	6,71	46,90	8,11	7,55	5,57	46,90	8,11
Bi	0,35	0,23	0,10	0,21	0,40	0,29	0,12	0,17	0,40	0,29
Th	13,60	13,49	13,37	14,26	9,47	10,79	14,23	13,62	9,47	10,79
U	3,26	2,69	3,73	3,33	1,70	1,33	1,17	1,65	1,70	1,33

и др., 1999]. Для *бедерышинской подсвиты* типичны кварц-гидрослюдистые сланцы с примесью мелкоалевритового кварца и крупными порфиобластами хлорита.

Глинистые сланцы в разрезах *катавской свиты* сложены преимущественно иллитом, в виде небольшой примеси к которому присутствуют вермикулит и кальцит.

Основная ткань глинистых пород *инзерской свиты* представлена слабо или почти не окристаллизованным глинистым веществом с иголочками тонкочешуйчатого серицита и реликтами полуаморфизованного биотита, либо агрегатом субпараллельно ориентированных микрочешуек мусковита и хлорита, среди которых в подчиненном количестве присутствуют мелкоалевритовые зерна кварца и плагиоклаза

(10-15 %), глауконит, в различной степени аморфизованный биотит, порфиобласты хлорита и пластинки мусковита. По данным А.М. Сульман и И.Г. Демчук [1978], в составе тонкой (< 0,001 мм) фракции глинистых пород рассматриваемого уровня каратавия преобладает гидрослюда политипов 1М и 2М; хлориты представлены Fe-Mg разностям. В виде примеси к иллиту присутствует вермикулит, а также смешанослойные образования: иллит-хлорит, вермикулит-иллит или хлорит-вермикулит.

Прослой аргиллитов в разрезах *миньярской свиты* имеют кварц-гидрослюдистый состав; в виде небольшой примеси в их составе присутствует также хлорит.

Глинистые породы нижней подсвиты *ульской свиты* представлены слабо реагирующим

Свита	Инзерская				Миньярская			Укская	
Подсвита								Нижняя	
Образец	2677-6	2658-2	ГС 02-11-1	ГС 02-3-1	2642-22а	795-23-4	ГС 02-9-3	757-11-11	ГС 02-7-1
Sc	17,80	19,12	16,35	11,40	19,44	12,69	7,05	7,19	11,20
V	73,38	86,01	68,63	69,66	105,33	75,91	48,03	26,19	82,29
Cr	121,42	112,26	107,00	94,66	139,38	120,01	55,03	37,39	112,95
Mn	124,04	140,70	1136,24	149,85	55,32	34,18	106,22	102,15	100,25
Co	16,28	18,85	15,84	11,58	8,86	6,08	9,60	8,34	10,42
Ni	31,56	44,11	45,32	29,19	21,03	17,20	22,10	20,13	31,60
Ga	24,37	29,54	18,37	20,79	30,91	20,94	9,88	6,60	22,38
Rb	177,56	205,91	112,83	129,94	158,55	113,45	61,22	33,66	130,82
Sr	84,60	93,44	115,95	29,70	38,22	59,82	149,44	156,31	45,00
Y	37,46	46,95	32,56	26,80	17,87	24,68	10,49	14,45	21,62
Zr	232,02	197,22	127,28	242,84	248,43	233,55	88,23	70,83	229,40
Nb	16,99	22,69	11,59	16,63	22,31	19,40	8,54	5,34	18,79
Mo	0,19	0,26	0,16	0,25	0,22	4,92	0,43	0,17	0,31
Cs	7,67	9,93	5,61	6,43	9,71	5,12	2,82	1,33	9,91
Ba	383,49	886,01	320,67	267,66	287,12	473,38	212,69	72,70	451,31
La	44,64	54,91	50,40	34,54	20,86	32,78	12,20	12,97	27,98
Ce	104,83	158,55	111,26	71,99	47,58	78,42	26,86	25,24	64,01
Pr	10,91	12,89	10,28	7,93	3,72	8,14	2,80	3,09	6,70
Nd	42,66	47,14	43,99	29,58	12,48	27,52	10,48	13,08	24,80
Sm	8,35	8,85	8,16	5,32	1,98	3,88	2,00	2,23	4,49
Eu	1,36	1,53	1,11	0,90	0,42	0,65	0,37	0,39	0,86
Gd	7,66	8,05	5,67	4,47	1,98	3,52	1,60	2,42	3,79
Tb	1,13	1,21	0,97	0,70	0,35	0,63	0,28	0,32	0,61
Dy	6,49	7,14	6,50	4,33	2,56	3,90	1,75	1,86	3,74
Ho	1,53	1,54	1,34	0,96	0,65	0,95	0,40	0,39	0,79
Er	3,90	4,60	3,21	2,73	2,06	2,42	1,18	1,00	2,19
Tm	0,62	0,62	0,51	0,40	0,34	0,43	0,18	0,16	0,34
Yb	3,88	4,20	3,58	2,84	2,63	2,93	1,22	0,92	2,20
Lu	0,60	0,62	0,46	0,41	0,40	0,37	0,18	0,13	0,34
Hf	6,19	6,08	4,18	6,94	6,68	6,89	2,47	1,67	6,47
Pb	9,82	18,50	9,43	3,61	5,66	22,12	5,98	12,62	8,82
Bi	0,35	0,61	0,26	0,32	0,22	0,29	0,13	0,08	0,29
Th	15,70	19,77	15,82	10,96	14,86	17,43	6,05	3,91	9,53
U	3,01	3,70	2,28	2,32	4,86	8,40	2,00	0,94	1,62

на поляризованный свет гидрослюдисто-глинистым агрегатом, в котором можно видеть отдельные кристаллы карбонатов, магниезально-железистый хлорит и примесь алевритового материала [Маслов и др., 1999].

Литохимические особенности глинистых сланцев и аргиллитов каратауской серии наглядно отражены на ряде классификационных диаграмм. Так, на диаграмме (Na₂O + K₂O)–ГМ [Юдович, Кетрис, 2000] почти все точки составов тонкозернистых терригенных пород локализованы в поле сиаллитов (рис. 3б), а сумма щелочей варьирует от 4 до 8 %. На диаграмме НКМ–ФМ тех же авторов подавляющее большинство точек составов глинистых пород каратауской серии сосредоточено в полях V и VI, т.е. отвечает породам, состоящим из смеси хло-

рита, монтмориллонита и гидрослюды, а также гидрослюдистым глинистым породам с ва-рьюющей примесью тонкодисперсного полевого шпата (рис. 3в). Преимущественно гидрослюдистый состав глинистых пород верхнего рифея Башкирского мегантиклинория хорошо вырисовывается и на диаграмме TiO₂–ГМ (рис. 3г). Близкий к линейному характер распределения фигуративных точек глинистых сланцев и аргиллитов на диаграмме Al₂O₃–TiO₂ (рис. 3д) позволяет предполагать, основываясь на данных приведенных в работах [Schmidt, 1963; McLennan et al., 1979; Sreenivas, Srinivasan, 1994], что в позднем рифее в источниках сноса преобладали породы кислого состава, подвергшиеся выветриванию в условиях умеренного гумидного или семигумидного/семиаридного климата.

Таблица 3

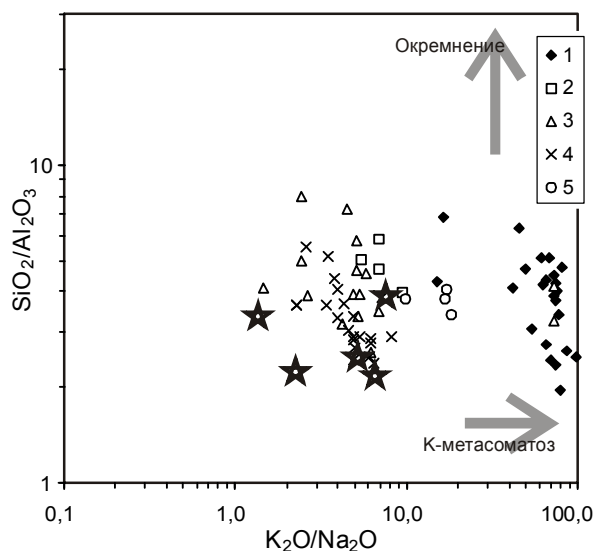
Медианные значения содержания малых и редкоземельных элементов (в г/т) в глинистых сланцах и аргиллитах различных уровней каратауской серии Башкирского мегантиклинория

Уровни каратауской серии	Зильмердакская свита			Переходный интервал	Катавская свита	Инзерская свита	Миньярская свита	Нижняя подсвита уксской свиты
	Бирьянская подсвита	Нугушская подсвита	Белерыштинская подсвита					
1	2	3	4	5	6	7	8	9
Be	6,79	2,99	3,66	2,43	3,06	3,73	2,81	2,28
Sc	16,56	12,05	14,87	7,54	13,68	16,73	9,20	173,68
Ti	5157,67	5294,61	4949,68	3454,61	3742,96	4207,66	4744,87	15,90
V	112,13	82,06	88,13	82,26	90,81	73,38	69,91	4,99
Cr	126,93	125,02	117,49	88,13	88,79	107,00	96,33	117,45
Mn	99,55	161,63	326,78	210,77	118,02	149,85	62,25	2,95
Co	9,78	15,68	12,76	16,50	12,03	12,31	8,83	9,47
Ni	46,84	65,09	51,58	37,76	34,54	30,44	21,56	6,77
Cu	28,45	15,14	23,97	19,92	6,72	19,57	18,24	11,96
Zn	42,09	56,81	65,77	62,25	54,42	66,32	39,72	3,30
Ga	26,95	20,37	24,16	19,52	25,17	22,49	21,70	33,90
Rb	173,05	107,91	156,79	97,69	138,46	141,52	106,40	3,39
Sr	69,90	72,66	65,92	78,30	77,09	67,85	50,99	2,43
Y	36,20	33,47	38,31	14,41	12,45	32,56	18,64	18,46
Zr	244,16	254,87	218,91	82,90	98,39	197,22	220,79	1,91
Nb	21,57	18,65	17,99	12,97	16,38	16,63	18,75	0,13
Mo	0,58	0,33	0,37	0,28	0,20	0,25	0,46	1,19
Cs	7,41	5,42	7,53	7,36	9,20	5,77	5,57	72,27
Ba	338,02	453,54	471,00	190,59	268,36	320,67	295,31	5,03
La	33,97	38,12	43,98	27,39	33,17	44,64	19,41	4,99
Ce	82,73	91,76	90,93	57,76	62,02	97,50	40,26	1,12
Pr	8,09	8,12	10,04	5,52	7,03	10,28	4,02	2,80
Nd	29,77	32,18	35,36	17,81	21,39	40,53	13,77	0,68
Sm	6,12	6,24	7,35	3,23	2,80	7,49	2,25	0,18

ЛИТОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ГЛИНИСТЫХ СЛАНЦЕВ

Окончание таблицы 3

1	2	3	4	5	6	7	8	9
Eu	1,30	1,07	1,43	0,58	0,55	1,18	0,46	0,57
Gd	6,24	5,32	6,36	2,61	2,17	5,67	2,15	0,02
Tb	0,95	0,93	0,96	0,43	0,36	0,97	0,39	0,32
Dy	5,43	4,88	5,43	2,06	1,84	5,55	2,77	0,04
Ho	1,17	1,19	1,25	0,49	0,42	1,24	0,64	0,24
Er	3,38	3,03	3,50	1,46	1,27	3,21	1,89	0,06
Tm	0,52	0,42	0,52	0,19	0,19	0,51	0,32	0,27
Yb	3,42	3,01	3,52	1,42	1,27	3,42	2,40	0,05
Lu	0,50	0,42	0,52	0,22	0,19	0,46	0,35	0,58
Hf	6,48	7,10	5,95	2,24	2,62	4,98	5,94	0,20
Ta	1,54	1,24	1,16	0,89	1,04	1,20	1,28	0,89
W	2,94	1,24	1,61	1,30	1,17	1,59	1,65	0,18
Tl	1,12	0,77	1,04	0,77	0,90	1,05	1,13	0,49
Pb	8,01	7,12	7,22	27,50	7,83	9,43	6,19	0,03
Bi	0,15	0,15	0,21	0,34	0,23	0,26	0,17	2,98
Th	17,91	12,24	13,49	10,13	12,21	15,70	13,86	1,45
U	5,07	2,25	3,04	1,51	1,49	2,32	3,57	1,62
LREE/HREE	7,26	8,50	8,36	12,66	18,51	9,89	8,00	8,39
Th/Sc	0,02	0,01	0,02	0,05	0,02	0,02	0,02	0,02
La/Sc	2,21	2,75	2,59	4,05	2,45	2,66	1,97	2,50
Th/Cr	0,10	0,10	0,11	0,12	0,12	0,15	0,12	0,10
La _N /Yb _N	6,92	8,49	8,26	13,01	19,58	8,84	5,99	8,99
Gd _N /Yb _N	1,49	1,45	1,49	1,49	1,35	1,38	0,93	1,69
Eu/Eu*	0,60	0,59	0,64	0,61	0,63	0,57	0,63	0,57
La/Co	3,36	1,93	3,42	1,70	2,82	2,91	1,96	1,87
Th/Co	1,55	0,71	1,12	0,64	1,05	1,00	1,44	0,73
Cr/Zr	0,64	0,49	0,51	1,07	1,07	0,52	0,54	0,49



Величина отношения K_2O/Al_2O_3 в глинистых породах каратауской серии варьирует от 0,26 до 0,54 (рис. 3е). Для тонкозернистой терригенной кластики большинства литостратиграфических подразделений серии этот параметр превышает критическое значение (0,30), разделяющее литогенные и петрогенные образования [Cox et al., 1995, и др.]. Только глинистые породы переходных слоев между зильмердакской и катавской свитами, а также инзерской свиты, исходя из типичных для них значений указанного отношения (0,3 и 0,27, соответственно), можно считать состоящими в том числе и из существенной доли литогенного компонента. Более сложной ситуация становится, если мы обратимся к анализу взаимоотношений в глинистых породах различных уровней каратауской серии титанового ($TM = TiO_2/Al_2O_3$) и железного ($ЖМ = (Fe_2O_3 + FeO + MnO)/(TiO_2 + Al_2O_3)$) модулей, а также модуля общей щелочности ($HKM = (Na_2O + K_2O)/Al_2O_3$) и гидролизатного ($ГМ = (Al_2O_3 + TiO_2 + Fe_2O_3 + FeO + MnO)/SiO_2$). Как известно, петрогенные глинистые породы имеют положительную корреляцию TM и $ЖМ$, тогда как между HKM и $ГМ$ такая взаимосвязь в них отсутствует [Юдович, Кетрис, 2000]. В нашем случае оба указанных условия выполняются для глинистых пород бирьянской подсвиты и инзерской свиты, тогда как глинистые сланцы и аргиллиты нугушской (коэффициент корреляции между TM и $ЖМ$ равен $-0,03$, между HKM и $ГМ$ $-0,009$) и бедерышинской (коэффициент корреляции между TM и $ЖМ$ составляет 0,07, между HKM и $ГМ$ $-0,47$) подсвит, а также миньярской свиты ($r_{TM-ЖМ} = 0,90$, $r_{HKM-ГМ} = -0,01$)

Рис. 4. Положение фигуративных точек составов тонкозернистых терригенных пород каратауской серии на диаграмме $K_2O/Na_2O-SiO_2/Al_2O_3$ (заимствована из работы [Bolnar et al., 2005]).

1 – бирьянская подсвита зильмердакской свиты; 2 – нугушская подсвита той же свиты; 3 – бедерышинская подсвита зильмердакской свиты; 4 – инзерская свита; 5 – миньярская свита.

Звездочками показаны представительные составы некоторых глинистых пород, по [Гаррелс, Маккензи, 1974].

могут рассматриваться как литогенные, хотя в последнем случае к данному выводу следует относиться с определенной долей скептицизма.

Очень интересно положение фигуративных точек глинистых сланцев и аргиллитов верхнего рифея на диаграмме $K_2O/Na_2O-SiO_2/Al_2O_3$ (рис. 4). Здесь можно видеть, что большинство проанализированных нами образцов, за исключением пород бирьянской подсвиты зильмердакской свиты, локализованы в области составов, типичной для подавляющей части глинистых пород, характеризуясь, в целом, только несколько большими значениями параметра SiO_2/Al_2O_3 , что, возможно, и указывает на определенный рециклинг тонкой алюмосиликокластики. Тонкозернистые образования бирьянской подсвиты, имеющие очень высокие значения отношения K_2O/Na_2O , конечно нельзя рассматривать как подвергшиеся интенсивному калиевому метасоматозу, так как известно, что они содержат существенную примесь обломочных калиевых полевых шпатов [Маслов, 1988]. В целом же, исходя из анализа лито- и геохимических данных, ранее нами [Маслов и др., 2005] было высказано предположение, что примерно 50 % терригенных пород разреза каратауской серии представлено петрогенным материалом.

Общие особенности состава размывавшихся в позднем рифее источников сноса отчетливо видны на диаграммах $Yb-Gd_N/Yb_N$, $Gd_N/Yb_N-Eu/Eu^*$, $Co/Hf-Ce/Cr$, $Sc-Th/Sc$, $Th-La$, $Th/Sc-Cr$, $Yb-La_N/Yb_N$ и $Ni-Cr$ (рис. 5, 6). Локализация подавляющего большинства фигуративных точек глинистых сланцев и аргиллитов всех литостратиграфических единиц каратауской серии на указанных диаграммах рядом с точками PAAS и UCC, в полях постархейских гранитоидов и постархейских кратонных осадочных образований указывает на размыв в

каратауское время достаточно зрелой верхней континентальной коры и отсутствие в областях размыва крупных блоков более примитивных субстратов. Исходя из достаточно низких содержаний в тонкозернистых терригенных образованиях каратауской серии таких элементов, как Sr и Ni, можно с большой долей вероятности также утверждать, что роль архейских субстратов на палеоводосборах в позднем рифее была относительно невелика.

Промежуточное между стандартными полями пород кислого (фельзиты, тоналиты, породы ТТГ-ассоциации) и основного (базальты и родственные им образования) состава занимают фигуративные точки тонкозернистых терригенных пород каратауской серии на диаграмме Ni–Ti/Zr. Основываясь на этом, можно пред-

полагать, что в источниках сноса в позднем рифее были представлены как те, так и другие. Анализ линий смешения, конечными членами которых выступают базальты и породы ТТГ-ассоциации, бониниты и кислые вулканиты, ультрамафиты и фельзиты (рис. 7а), а также базальты и кислые вулканиты, бониниты и породы ТТГ-ассоциаций, а также последние и ультрамафиты (рис. 7б), позволяет считать, что на палеоводосборах в течение всего позднего рифея, скорее всего, играли определенную роль породы основного состава и те или иные члены ТТГ-ассоциации.

Нормирование на PAAS показывает, что большинство тонкозернистых терригенных пород верхнего рифея Башкирского мегаантиклинория заметно обеднены Cs, Sr и Pb (рис. 8).

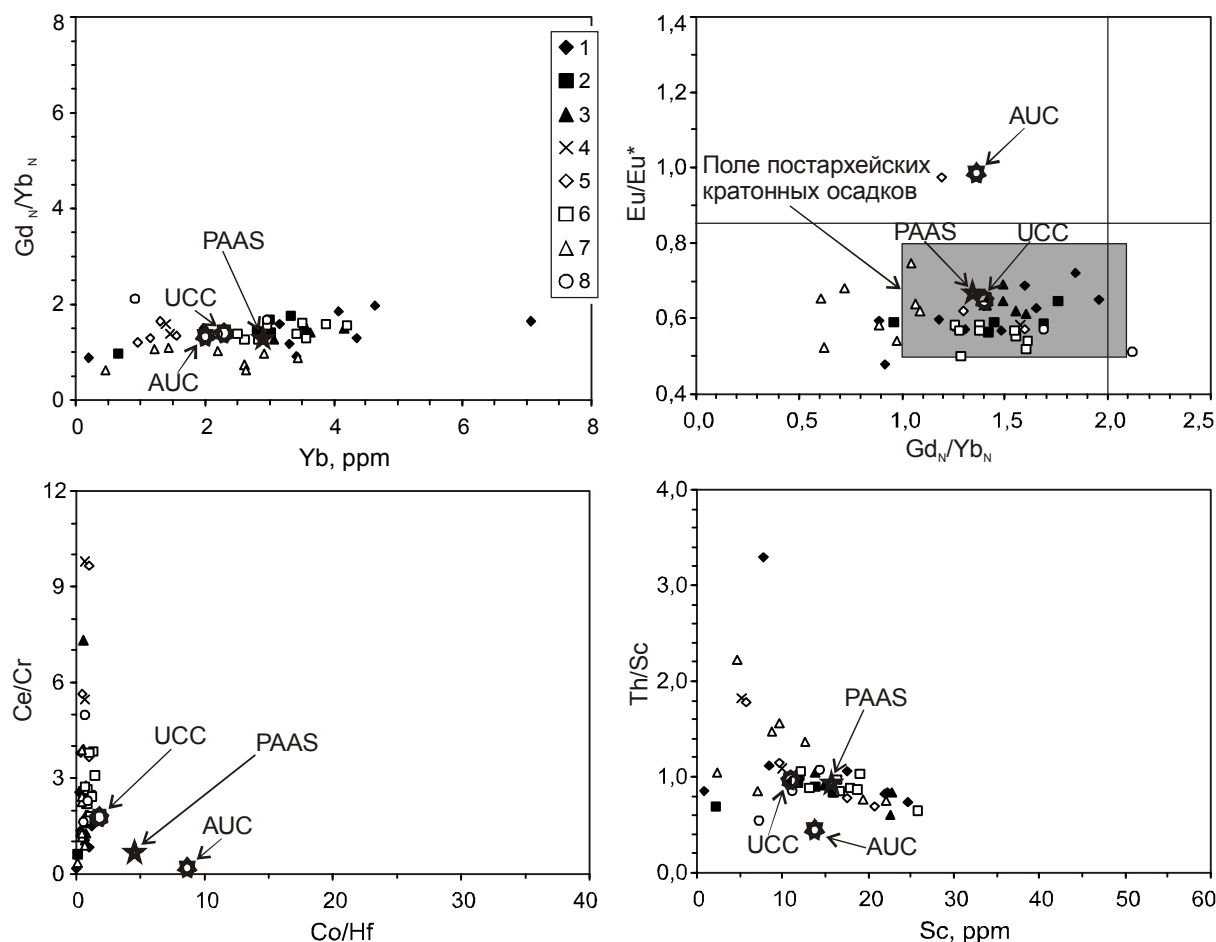


Рис. 5. Положение фигуративных точек составов глинистых сланцев и аргиллитов каратауской серии на диаграммах Yb– Gd_N/Yb_N , Gd_N/Yb_N – Eu/Eu^* , Co/Hf–Ce/Cr и Sc–Th/Sc.

1–3 – зильмердакская свита (1 – бирьянская подсвита; 2 – нугушская подсвита; 3 – бедерышинская подсвита); 4 – переходные слои между зильмердакской и катавской свитами; 5 – катавская свита; 6 – инзерская свита; 7 – миньярская свита; 8- нижняя подсвита укской свиты.

AUC – архейская верхняя кора, UCC – верхняя континентальная кора, PAAS – средний постархейский глинистый сланец (все по [Тейлор, МакЛеннан, 1988]).

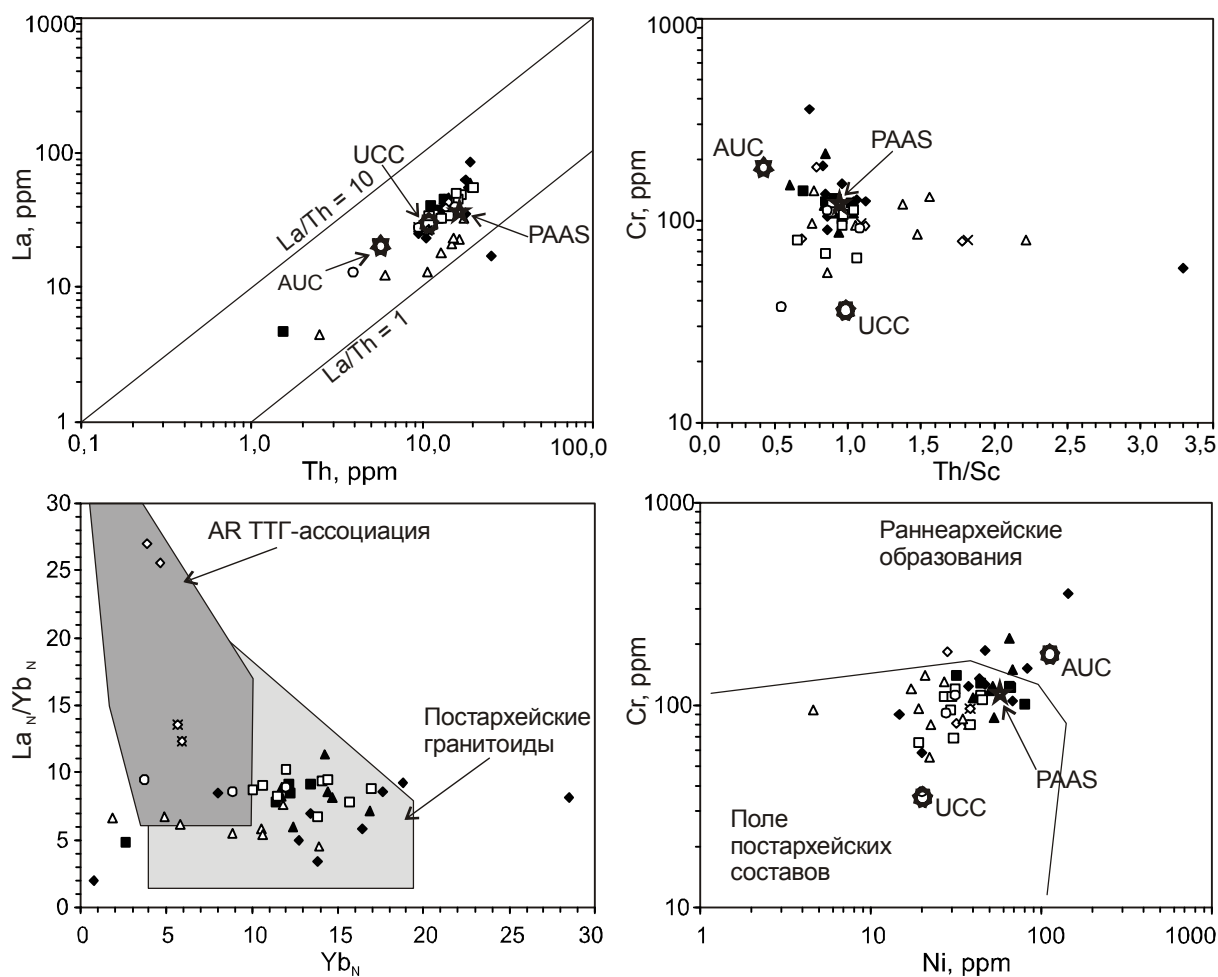


Рис. 6. Положение фигуративных точек составов тонкозернистых терригенных пород каратауской серии верхнего рифея Башкирского мегантиклинория на диаграммах Th–La, Th/Sc–Cr, Yb–La_N/Yb_N и Ni–Cr.

Условные обозначения см. на рис. 5.

Содержания Zr, Nb, Y и Hf в них находятся примерно на уровне PAAS с некоторыми, относительно небольшими, вариациями. Последнее в большей степени характерно для глинистых сланцев бирьянской подсвиты зильмердакской свиты, катавской и миньярской свит, а также нижней подсвиты укской свиты. Практически все исследованные образцы тонкозернистых терригенных пород каратауской серии обеднены Cu. Для глинистых сланцев бирьянской подсвиты характерны повышенные, по сравнению с породами всех других литостратиграфических единиц серии, содержания U, Y и Cr. Более высокие, чем в PAAS, содержания хрома присутствуют также в ряде образцов бедерышинской подсвиты зильмердакской свиты. Для аргиллитов катавской свиты и переходного между зильмердакской и катавской свитами интервала

свойственно заметное деплетирование тяжелых РЗЭ (~ 0,37-0,38–0,50). Наоборот, аргиллиты миньярской свиты характеризуются обеднением легкими РЗЭ по сравнению с PAAS (0,39-0,59). Все это указывает, что с течением времени состав пород на палеоводосборах несколько менялся; по всей видимости, именно в миньярское время роль основных пород на палеоводосборах была выше, чем до и после него.

Об этом же свидетельствуют и результаты нормирования состава тонкозернистых алюмосиликостратиграфических образований каратауской серии на верхнюю континентальную кору (рис. 9). Для глинистых сланцев зильмердакско-катавского интервала наблюдаются заметно более высокие, чем это типично для UCC, содержания Ni, Cr и V, что предполагает наличие в первой половине позднего рифея на палеово-

досборах существенной доли пород основного состава. В то же время наличие во всех проанализированных нами образцах ярко выраженного стронциевого минимума ($\sim 0,1$ PAAS) позволяет предполагать, что существенного (кардинального) изменения состава пород в источниках сноса на протяжении позднего рифея не наблюдалось.

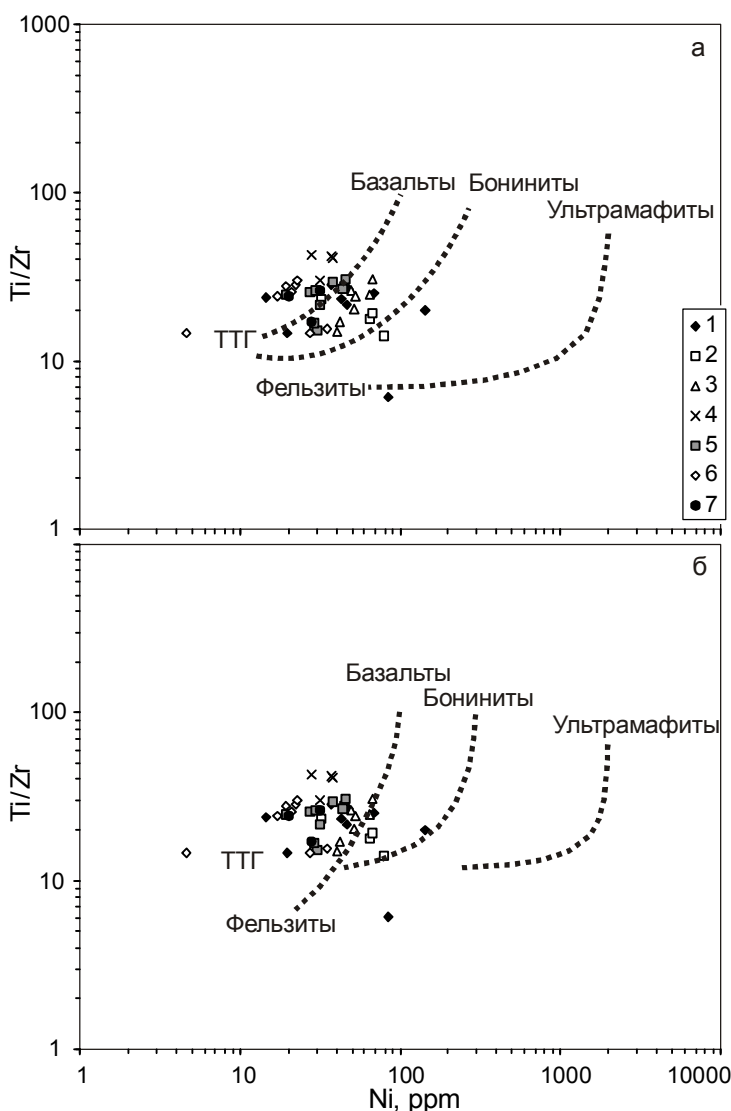
Характерные спектры распределения нормированных на хондрит РЗЭ в глинистых сланцах и аргиллитах каратауской серии показаны на рис. 10. Особенности же соотношения ряда лантаноидов, определяющие наиболее общие черты спектров, суммированы в табл. 4. Из приведенных материалов, так же как и из рассмотренных выше, следует, что практически на всем протяжении позднего рифея в области сноса сосуществовали как кислые, так и основные породы, и только для катавского времени (примерно 890-850 млн. лет назад), исходя из весьма высоких медианных значений La_N/Yb_N (~ 19) и La_N/Sm_N (~ 8), можно предполагать доминирование на палеоводосборах гранитоидов. Однако несколько повышенный фон Ni, Ст и V в глинистых породах катавской свиты все же указывает, что и при формировании тонкой алюмосиликокластики данного уровня в источниках сноса присутствовали породы основного состава. Показательно, что в одном из четырех образцов глинистых сланцев катавской свиты отрицательная Eu аномалия отсутствует, а это, исходя из представлений С. Тейлора и С. МакЛеннана [1988] и ряда других авторов, указывает на присут-

ствии в источниках сноса примитивных архейских субстратов. В то же время не все исследователи согласны с такой точкой зрения [Condie, 1993, 1997, и др.]. Весьма низкие медианные значения La_N/Yb_N ($\sim 5,8$) и La_N/Sm_N ($\sim 3,8$), а также Gd_N/Yb_N (0,98) в аргиллитах миньярского уровня указывают на заметную роль в областях размыва, примерно 810-770 млн. лет назад, пород основного состава.

Если провести аналогию с процессами позднедокембрийского осадконакопления в Юдомо-Майском регионе, где формирование нижне- и среднерифейских осадочных последовательностей происходило преимущественно за счет размыва зрелой континентальной коры Сибирского кратона, а в самом начале позднего рифея северо-восточнее современного Южного Верхоянья произошло формирование крупной рифтовой системы, приведшее к крупномасштабной деструкции континентальной коры

Рис. 7. Положение фигуративных точек составов тонкозернистых алюмосиликокластических пород каратауской серии на диаграмме Ni–Ti/Zr (линии смещения кластики из различных источников сноса заимствованы из работы [Bolnar et al., 2005]).

1 – бирьянская подсвита зильмердакской свиты; 2 – нугушская подсвита зильмердакской свиты; 3 – бедерышинская подсвита зильмердакской свиты; 4 – катавская свита; 5 – инзерская свита; 6 – миньярская свита; 7 – нижеульская подсвита.



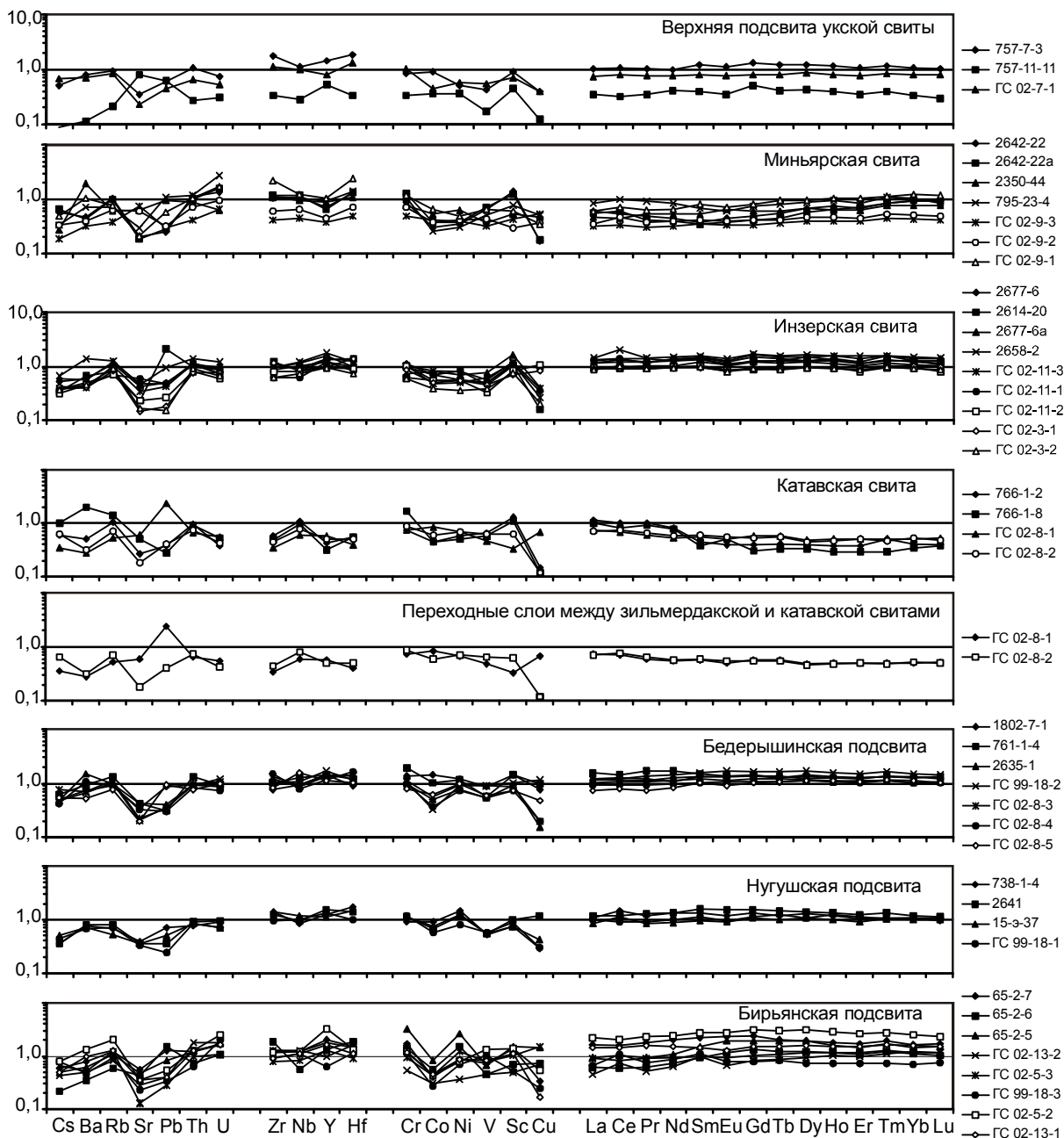


Рис. 8. Нормированные на ПААС (по [Тейлор, МакЛеннан, 1988]) составы глинистых сланцев и аргиллитов различных уровней каратауской серии.

и накоплению мощных толщ магматических, вулканических и терригенных пород уйской серии и резкому снижению значений ЛРЗЭ/ТРЗЭ⁴ и Th/Sc, то, как нам представляется, можно предполагать, что и прилегающие к западному склону Южного Урала территории подверглись в миньярское время процессам рифтогенеза, что достаточно ярко отразилось на составе тон-

кой алюмосиликокластики указанного литостратиграфического подразделения.

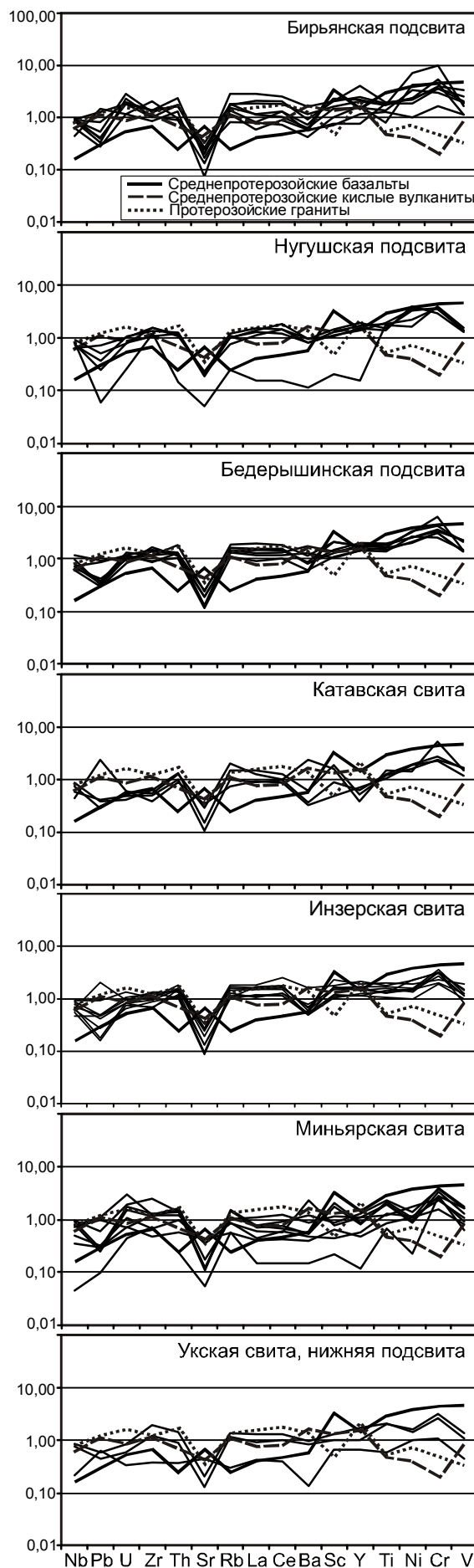
Имеющиеся в нашем распоряжении данные по тонкой геохимии глинистых сланцев и аргиллитов каратауской серии позволяют вернуться к рассмотрению проблемы рециклинга тонкой алюмосиликокластики в течение позднего рифея. Известно, что длительное переотгло-

⁴ Медианное значение величины ЛРЗЭ/ТРЗЭ в глинистых сланцах верхнего рифея составляет здесь 6,25 против 9,55 в среднерифейской тонкой алюмосиликокластике [Маслов, Подковыров, 2006].

ЛИТОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ГЛИНИСТЫХ СЛАНЦЕВ

жение (рециклинг) способствует обогащению кластических осадков химически и механически зрелыми компонентами. Работами Р. Кокса с соавторами [Cox, Lowe, 1995; Cox et al., 1995, и др.] установлено, что в рециклированных тонкозернистых терригенных отложениях величина K_2O/Al_2O_3 не превышает 0,3, а вверх по разрезу какой-либо осадочной последовательности глинистые породы, сформированные в условиях доминирования процессов рециклинга, обедняются хорошо растворимыми элементами (U, Sr и др.), тогда как концентрации в осадке минимально растворимых элементов (Th, Y и др.) несколько увеличиваются. Процессы рециклинга ведут также к постепенному увеличению отношения ЛРЗЭ/ТРЗЭ, однако при этом не происходит фракционирования Eu и, следовательно, значение Eu/Eu^* остается примерно постоянным. В нашем случае снизу вверх по разрезу каратауской серии какие-либо существенные изменения величины Eu/Eu^* не наблюдаются (рис. 11). Величина отношения ЛРЗЭ/ТРЗЭ в интервале «бирьянская подсвита-катавская свита» испытывает почти трехкратный рост, однако затем снижается почти до исходных значений. Содержание одного из минимально растворимых элементов – тория – в тонкозернистых обломочных породах всего нугушко-укского интервала примерно в 1,5-2 раза ниже, чем в алевроаргиллитах бирьянской подсвиты зильмердакской свиты, базального подразделения каратавия. Содержания иттрия в глинистых сланцах всей зильмердакской свиты примерно постоянны, а выше по разрезу наблюдаются их резкие колебания. Максимальные содержания урана характерны для глинистых пород бирьянского уровня, выше по разрезу во всем нугушко-укском интервале имеют место заметные вариации количества урана в породах, однако его абсолютные содержания здесь примерно в 1,5-2 раза ниже, чем в основании серии. Напротив, содержания стронция – второго из максимально растворимых элементов в нашем списке – остаются почти на всем протяжении позднего рифея примерно постоянными и только в аргиллитах миньярс-

Рис. 9. Нормированные на UCC (по [Тейлор, МакЛеннан, 1988]) составы глинистых сланцев и аргиллитов каратауской серии (модельные составы различных по составу магматических образований по [Condie, 1993]).



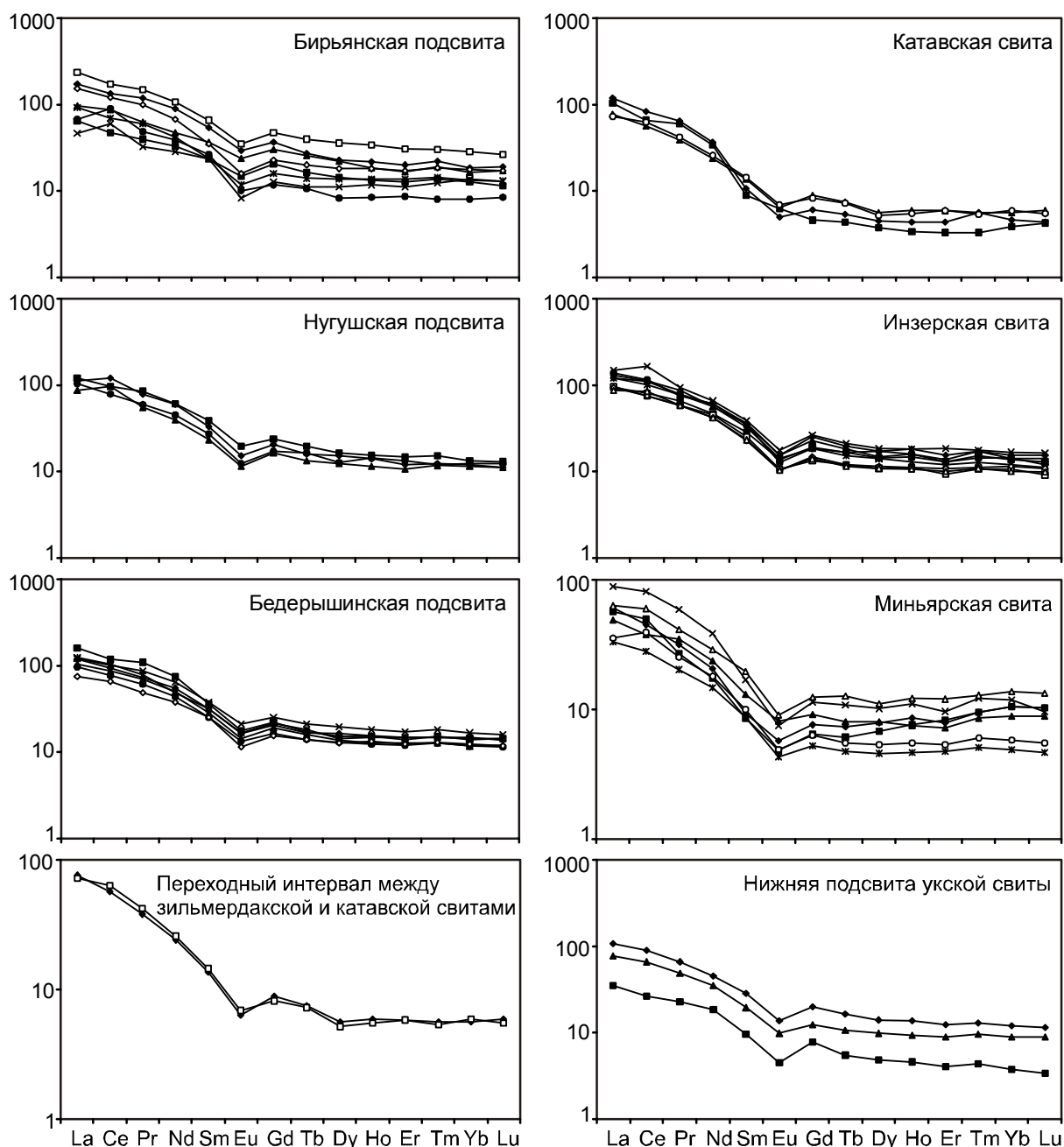


Рис. 10. Нормированные на хондрит (по [Тейлор, МакЛеннан, 1988]) спектры распределения РЗЭ в тонкозернистых алюмосиликокластических породах различных уровней каратауской серии.

кой свиты мы видим некоторое их снижение. Все сказанное выше, а также тот факт, что значения отношения $K_2O/Al_2O_3 < 0,3$ наблюдаются только в аргиллитах катавского и инзерского уровней, позволяет предполагать, что влияние рециклинга на процессы формирования тонкой алюмосиликокластики было в той или иной степени выражено только в конце первой половины позднего рифея.

Обратимся теперь к анализу особенностей изменения ряда принципиальных лито- и

геохимических характеристик тонкозернистых терригенных пород каратауской серии в координатах реального времени. При этом, кроме указанных выше возрастных рамок для катавской, инзерской, миньярской и укской свит, мы будем условно считать, что аркозы бирьянской подсвиты зильмердакской свиты формировались в интервале 1010(?)–1000–970 млн. лет, а отложения нугушской, лемезинской и бедерышинской подсвит той же свиты, соответственно, 970–950, 950–920 и 920–890 млн. лет назад.

Общие параметры нормированных на хондрит спектров распределения РЗЭ в глинистых сланцах и аргиллитах различных уровней каратауской серии

Уровни каратауской серии	La _N /Yb _N	La _N /Sm _N	Gd _N /Yb _N	Eu/Eu*
Бирьянская подсвита	7,54	2,97	1,54	0,61
Нугушская подсвита	8,80	3,58	1,57	0,59
Бедерьшинская подсвита	8,26	3,75	1,49	0,64
Переходные слои между зильмердакской и катавской свитами	13,00	5,35	1,48	0,61
Катавская свита	19,56	8,33	1,35	0,63
Инзерская свита	8,84	3,77	1,38	0,57
Миньярская свита	5,84	3,84	0,98	0,64
Нижняя подсвита укской свиты	8,99	3,75	1,69	0,57

Выполненные нами расчеты значений ряда показателей степени зрелости тонкой алюмосиликокластики показывают, что практически на всем протяжении позднего рифея степень зрелости поступавшей в бассейн тонкой алюмосиликокластики была умеренной (рис. 12). Величина CIA в глинистых сланцах и аргиллитах всех литостратиграфических единиц каратауской серии не превышает 70, что предполагает доминирование в течение всего позднего рифея на палеоводосборах климата семиаридного/семигумидного типа. Ранее к такому же выводу пришел Э.З. Гареев [1989]. Наиболее зрелая, тонкая алюмосиликокластика поступала в бассейн в интервале 890-880–800 млн. лет (катавское и инзерское время), а также во вре-

мя формирования отложений укской свиты. Для аргиллитов миньярской свиты значение CIA составляет 59, тогда как аргиллиты укской свиты имеют CIA = 65. Это позволяет предполагать, что преддукский перерыв способствовал определенному созреванию тонкой терригенной кластики на палеоводосборах, т.е. сопровождался корообразующими процессами. Однако, значения гидролизатного модуля не испытывают столь же выраженного роста (в аргиллитах миньярского уровня ГМ = 0,36, в укских аргиллитах – 0,37). Наиболее хорошо выраженное увеличение значений ГМ наблюдается в самом начале позднего рифея – от примерно 960 до 850 млн. лет (нугушко-катавский интервал). Глинистые сланцы катавской свиты имеют мак-

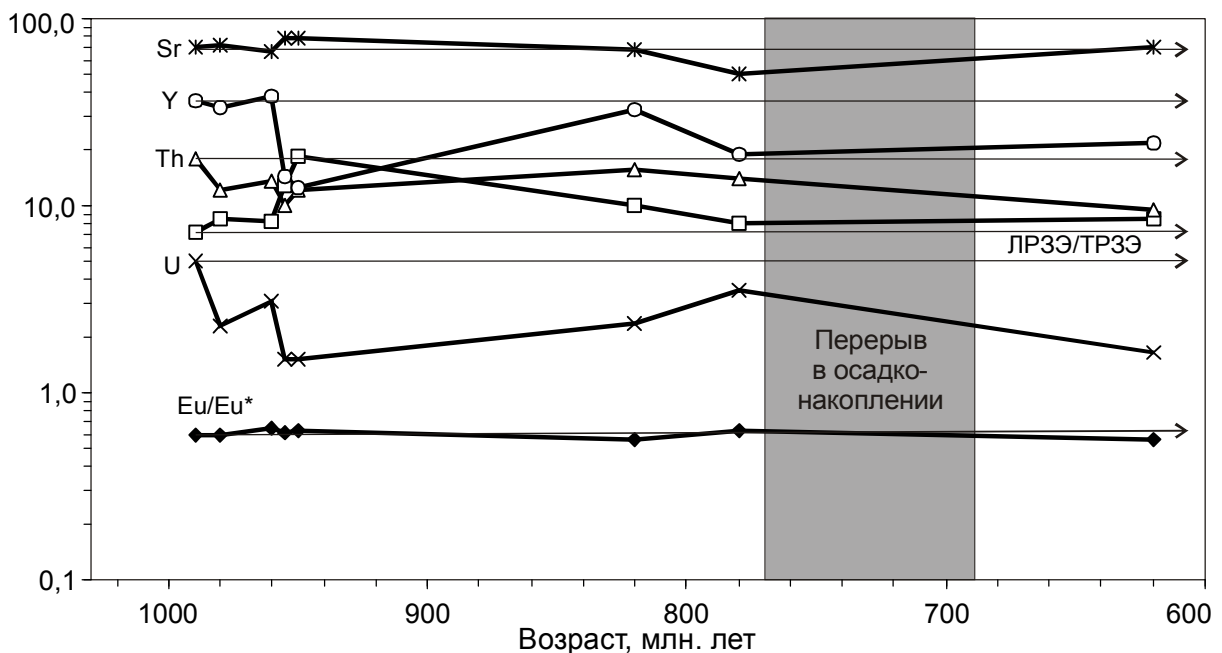


Рис. 11. Характер изменения в координатах реального времени содержаний Sr, Y, Th и U, а также значений ЛРЗЭ/ТРЗЭ и Eu/Eu* в глинистых сланцах и аргиллитах каратауской серии.

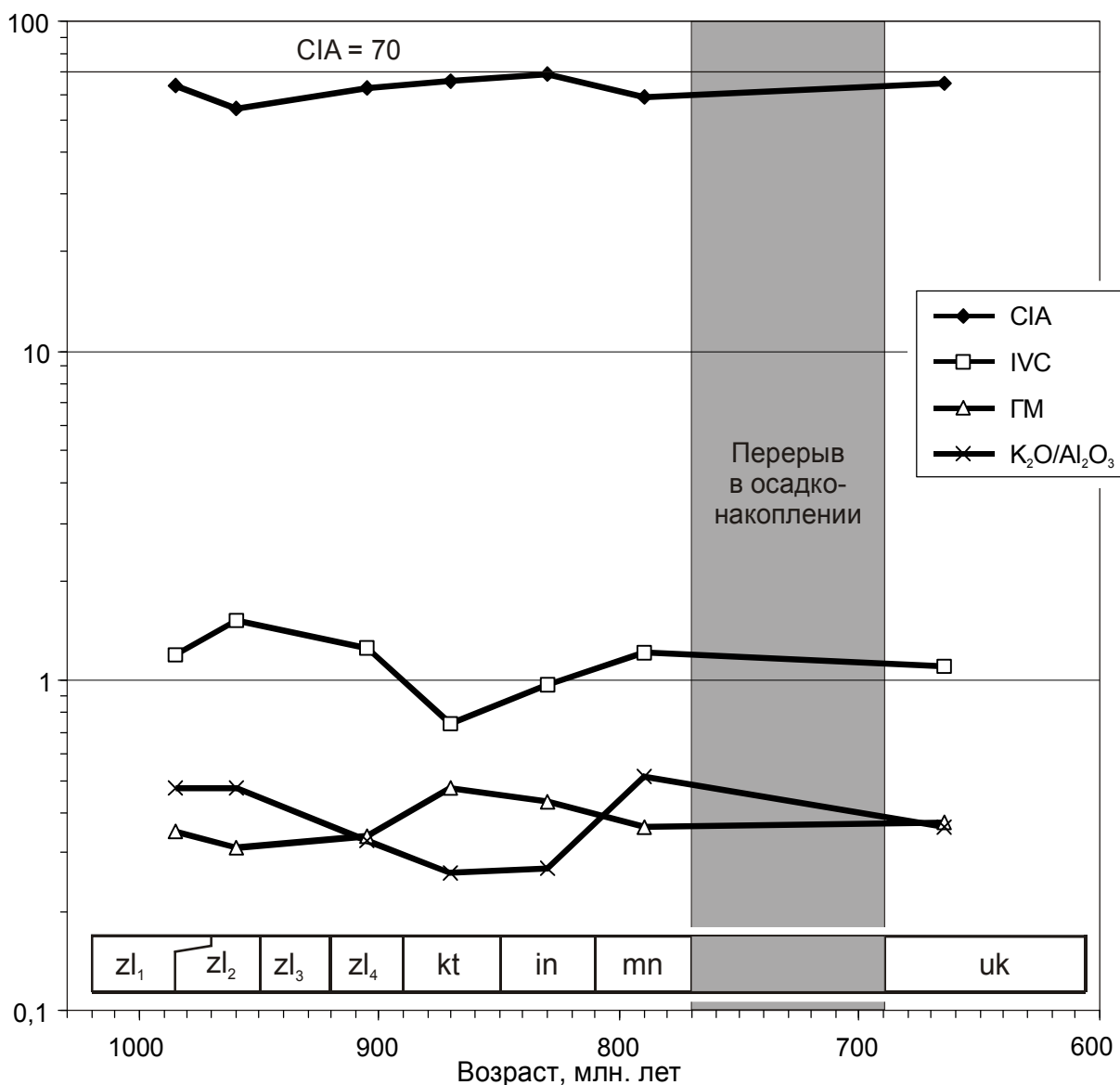


Рис. 12. Характер изменения в координатах реального времени значений CIA, IVC, GM и K_2O/Al_2O_3 в тонкозернистых обломочных породах каратауской серии.

Свиты и подсвиты: zl_1 – бирьянская; zl_2 – нугушская; zl_3 – лемезинская; zl_4 – бедерышинская; kt – катавская; in – инзерская; mn – миньярская; uk – укская.

симально высокое значение GM (0,47) и минимальное значение IVC (0,74); это предполагает максимальную зрелость кластики на палеоводосборах именно в катавское время. В последующем, вплоть до конца каратавия, значения GM постепенно снижаются, что указывает на поступление в область осадконакопления все менее и менее зрелой в петрохимическом отношении тонкой алюмосиликокластики. Весьма интересна обратная корреляция значений CIA и K_2O/Al_2O_3 : эпохам максимально высоких значений химического индекса изменения соответствуют минимальные величины K_2O/Al_2O_3

и наоборот. Из сказанного можно, как нам представляется, сделать заключение, что снижение значений K_2O/Al_2O_3 в тонкой алюмосиликокластике катавско-инзерского интервала каратавия являлось не следствием усиления процессов рециклинга, а было обусловлено сдвигом климатических обстановок в область более оптимальных для разрушения калиевых полевых шпатов условий, т.е. повышением влажности.

Значения практически всех рассматриваемых нами индикаторных отношений (La_N/Yb_N , ЛРЗЭ/ТРЗЭ, La/Sc, Gd_N/Yb_N , Eu/Eu* и Th/Cr), за исключением Th/Sc, в начале позднего рифея

ЛИТОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ГЛИНИСТЫХ СЛАНЦЕВ

(бирьянско-бедерьшинский интервал, 1010(?)–1000–900 млн. лет назад) не претерпевали сколько-нибудь существенных вариаций (рис. 13). Кардинальным образом ситуация изменилась в катавское время (890–850 млн. лет назад). Уже в глинистых сланцах переходного между зильмердакской и катавской свитами интервала фик-

сируется рост отношений La_N/Yb_N и $LP3Э/TP3Э$, а значения La/Sc и Th/Sc достигают максимальных для всего рассматриваемого нами временного интервала значений, что указывает, по всей вероятности, на появление в областях размыва больших объемов гранитоидов. Вместе с тем, указанное событие было, скорее всего, до-

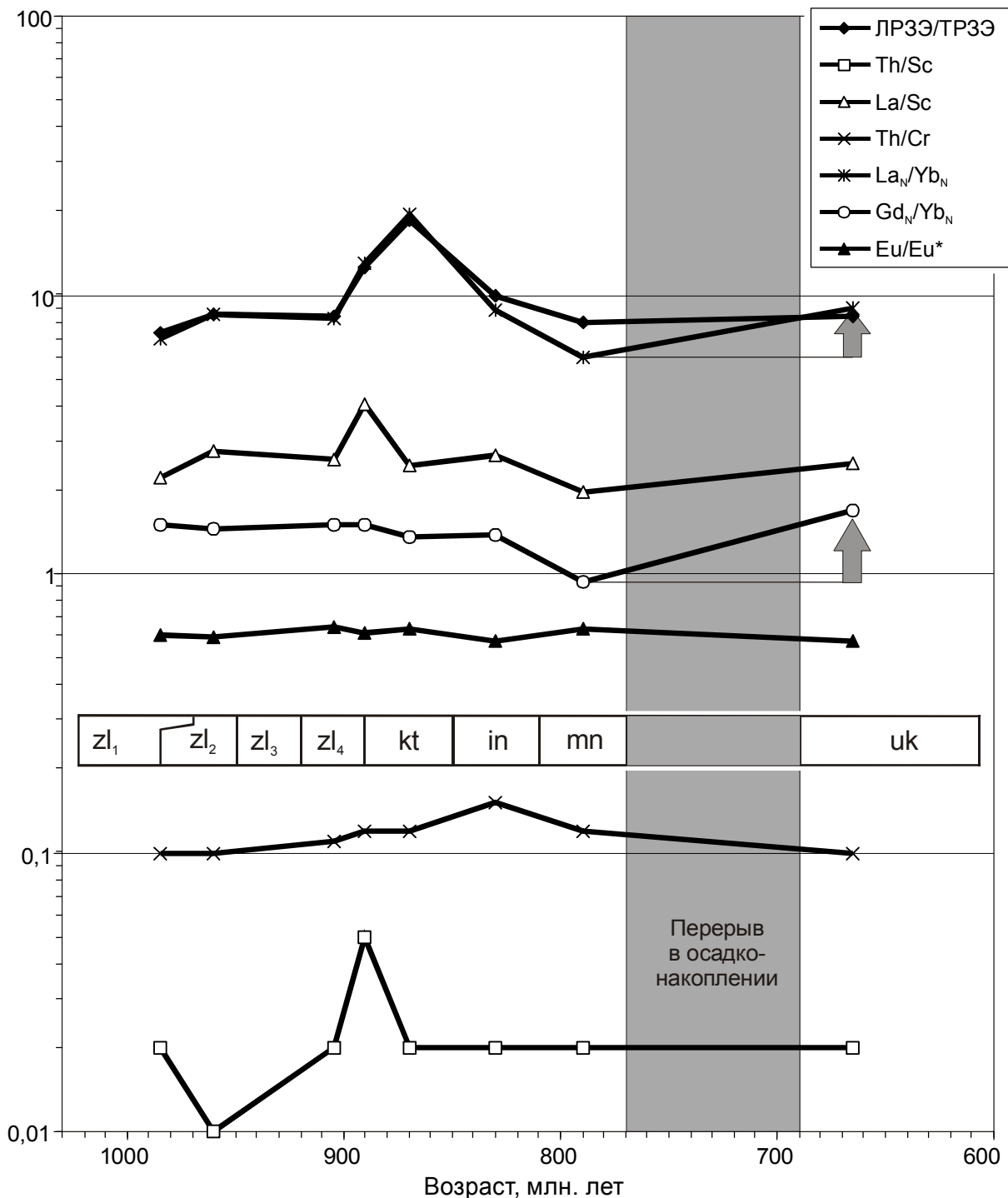


Рис. 13. Характер изменения в координатах реального времени значений La_N/Yb_N , $LP3Э/TP3Э$, La/Sc , Gd_N/Yb_N , Eu/Eu^* , Th/Cr и Th/Sc в тонкозернистых терригенных породах каратауской серии. Условные обозначения см. на рис. 12.

статочны кратковременным, т.к. уже в инзерское время (850-810 млн. лет назад) происходит возврат значений названных выше отношений до «докатавского» уровня; впоследствии, вплоть до конца позднего рифея, какие-либо значимые их изменения уже не имели места. Исключением из сказанного является только некоторый рост величин Gd_N/Yb_N и La/Sc в укское время. Это позволяет предполагать, что во время преддукского перерыва продолжительностью около 80 млн. лет не было каких-либо существенных изменений состава пород в областях питания. Практически постоянными в глинистых сланцах и аргиллитах в течение всего позднего рифея являлись значения Eu/Eu^* и Th/Cr . Последнее, как известно, может указывать на относительную стабильность тектонического режима.

Заключение

Проведенные нами исследования позволяют сделать следующие выводы.

Установлено, что большинство проанализированных нами образцов глинистых сланцев и аргиллитов каратауской серии Башкирского мегантиклинория, за исключением пород бирьянской подсвиты зильмердакской свиты, по таким параметрам, как K_2O/Na_2O и SiO_2/Al_2O_3 , отвечают составам, типичным для классических составов обычных глинистых пород. Свойственные им несколько большие, в целом, значения SiO_2/Al_2O_3 , возможно указывают на определенный (но, по-видимому, в целом не очень большой) рециклинг тонкой алюмосиликокластики. В качестве исключения выступают тонкозернистые терригенные образования бирьянской подсвиты, имеющие очень высокие значения отношения K_2O/Na_2O , что обусловлено, однако, не интенсивным калиевым метасоматозом, как могло бы казаться при формальном подходе, а существенной примесью калиевых полевых шпатов – свидетельством формирования исходных пород в условиях аридного/семиаридного климата.

Практически на всем протяжении позднего рифея степень зрелости поступавшей в бассейн тонкой алюмосиликокластики была умеренной ($CIA < 70$). Об этом же свидетельствует близкий к линейному характер распределения фигуративных точек тонкозернистых терригенных образований каратауской серии на диаграмме $Al_2O_3-TiO_2$ и примерная параллельность их линии $TiO_2/Al_2O_3 = 1$. Заметное отли-

чие значений CIA для аргиллитов миньярской и укской свит – двух единиц разреза каратауской серии, разделенных, как считает ряд исследователей, перерывом длительностью около 80 млн. лет, позволяет предполагать, что указанный перерыв сопровождался корообразующими процессами.

Локализация подавляющего большинства фигуративных точек глинистых сланцев и аргиллитов всех литостратиграфических единиц каратауской серии на диаграммах $Yb-Gd_N/Yb_N$, $Gd_N/Yb_N-Eu/Eu^*$, $Co/Hf-Ce/Cr$, $Sc-Th/Sc$, $Th-La$, $Th/Sc-Cr$, $Yb-La_N/Yb_N$ и $Ni-Cr$ рядом с точками PAAS и UCC, в полях постархейских гранитоидов и постархейских кратонных осадочных образований указывает на размыв в каратауское время зрелой верхней континентальной коры и отсутствие в областях сноса крупных блоков более примитивных субстратов. Исходя из достаточно низких содержаний в тонкозернистых терригенных образованиях серии таких элементов, как Cr и Ni , и ряда других их особенностей (в частности, формы спектров РЗЭ), можно также утверждать, что роль архейских субстратов на палеоводосборах в позднем рифее была относительно невелика.

Анализ линий смещения позволяет считать, что на палеоводосборах в течение всего позднего рифея присутствовали также породы основного состава и те или иные члены ТТГ-ассоциаций. Роль первых из них была достаточно заметной, по всей вероятности, в начале позднего рифея и в миньярское время. Об этом свидетельствуют повышенные, по сравнению с породами всех других литостратиграфических единиц серии, содержания Cr в глинистых сланцах бирьянской, а также бедерышинской подсвиты зильмердакской свиты, обеднение легкими РЗЭ по сравнению с PAAS аргиллитов миньярского уровня и характерный облик собственно спектров РЗЭ ($La_N/Yb_N \sim 5,8$, $La_N/Sm_N \sim 3,8$, $Gd_N/Yb_N \sim 0,98$). На это же указывают и результаты нормирования состава тонкозернистых алюмосиликокластических образований каратауской серии на верхнюю континентальную кору (так, для глинистых сланцев зильмердакско-катавского интервала наблюдаются заметно более высокие, чем это типично для UCC, содержания Ni , Cr и V). Исходя из весьма высоких медианных значений La_N/Yb_N и La_N/Sm_N , мы считаем, что только в катавское время на водосборах преобладали гранитоиды. С определенной степенью вероятности можно

также утверждать, что в миньярское время на палеоводосборах, располагавшихся, возможно, к востоку от современного Башкирского мегантиклинория [Маслов, 1988], проявились процессы рифтогенеза, что и зафиксировано в составе тонкой алюмосиликокластики указанного литостратиграфического подразделения. В то же время наличие во всех проанализированных нами образцах ярко выраженного Sr минимума указывает, на наш взгляд, на отсутствие кардинального изменения состава пород в источниках сноса на протяжении всего позднего рифея.

Характер изменения в рамках реального времени значений большинства индикаторных отношений (La_N/Yb_N , ЛРЗЭ/ТРЗЭ, La/Sc , Gd_N/Yb_N , Eu/Eu^* и Th/Cr) позволяет считать, что определенное изменение состава пород на палеоводосборах имело место только в катавское время (890-850 млн. лет назад). Уже в глинистых сланцах переходного между зильмердакской и катавской свитами интервала фиксируется рост отношений La_N/Yb_N и ЛРЗЭ/ТРЗЭ, а значения La/Sc и Th/Sc достигают максимальных для всего рассматриваемого нами временного интервала значений, что указывает, по всей вероятности, на появление в областях размыва больших объемов гранитоидов. Однако в инзерское время (850-810 млн. лет назад) происходит возврат значений названных выше отношений до «докатавского» уровня и далее, вплоть до конца позднего рифея, каких-либо значимых их изменений не фиксируется. По всей видимости, во время преддукского перерыва существенных изменений состава пород в областях питания также не было.

Практически постоянная величина в глинистых сланцах и аргиллитах всей каратауской серии отношения Th/Cr указывает на относительно стабильность тектонического режима каратавия.

Анализ ряда литогеохимических индикаторов показывает, что тонкозернистые терригенные образования каратауской серии представлены как петрогенными разностями, так и породами, состоящими в том числе и из определенной, а иногда и существенной доли литогенного компонента. Анализ вариаций снизу

вверх по разрезу каратауской серии значений отношения K_2O/Al_2O_3 , а также таких элементов-индикаторов взаимосвязи процессов осадконакопления и рециклинга, как U, Sr, Th, Y и европиевая аномалия, свидетельствует, что перетолжение кластики могло в той или иной мере воздействовать на формирование отложений только в конце первой половины позднего рифея (катавское и инзерское время). Однако представляется весьма вероятным, что снижение значений K_2O/Al_2O_3 в тонкой алюмосиликокластике названного интервала каратавия было обусловлено сдвигом климатических обстановок в сторону более гумидных и не зависело от процессов рециклирования тонкой алюмосиликокластики на палеоводосборах⁵.

Авторы выражают искреннюю признательность Н.С. Глушковой и А.Ю. Корниловой за подготовку компьютерных версий графики.

Исследования выполнены при финансовой поддержке интеграционного проекта УрО и СО РАН «Докембрийские осадочные последовательности Урала и Сибири: типы и характер источников сноса, долговременные вариации состава коры, проблема рециклинга» (ИП СО РАН 6.6).

Список литературы

- Акимова Г.Н. О направлении и источниках сноса обломочного материала в отложениях верхнерифейской зильмердакской свиты Южного Урала // Докл. АН СССР. 1964. Т. 158. № 5. С. 1099-1101.
- Анфимов Л.В. Литогенез в рифейских осадочных толщах Башкирского мегантиклинория (Ю. Урал). Екатеринбург: УрО РАН, 1997. 288 с.
- Беккер Ю.Р. Возраст и последовательность напластования отложений верхней части каратауской серии Южного Урала // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1961. № 9. С. 49-60.
- Беккер Ю.Р. Молассы докембрия. Л.: Недра, 1988. 288 с.
- Беккер Ю.Р., Келлер Б.М., Козлов В.И. и др. Стратотипический разрез рифея // Стратиграфия верхнего протерозоя СССР (рифей и венд). Л.: Наука, 1979. С. 6-42.
- Богданова С.В. Земная кора Русской плиты в раннем докембрии (на примере Волго-Уральского сегмента). М.: Наука, 1986. 224 с.

⁵ Здесь возможна и другая трактовка, так как по данным В.Н. Подковырова, петрографические наблюдения и рентгеновские данные указывают на присутствие в аргиллитах инзерского уровня заметных количеств калишпата и альбита, что может быть характерно для орогенных источников с коротким циклом выветривания и седиментации (петрогенный тип).

Гареев Э.З. Геохимические особенности карбонатных пород опорных разрезов катавской и укской свит рифея Ю. Урала // Верхний докембрий и палеозой Южного Урала (стратиграфия и литология). Уфа: БФАН СССР, 1982. С. 38-46.

Гареев Э.З. Геохимия и условия формирования отложений миньярской свиты Южного Урала // Стратиграфия, литология и геохимия верхнего докембрия Южного Урала и Приуралья. Уфа: БФАН СССР, 1986. С. 50-58.

Гареев Э.З. Условия формирования зильмердакских отложений по геохимическим данным на примере стратотипического разреза по р. Малый Инзер (Южный Урал) // Геохимия осадочных формаций Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1987. С. 29-36.

Гареев Э.З. Геохимические особенности и условия осадконакопления отложений инзерской свиты в стратотипическом разрезе на Южном Урале // Верхний докембрий Южного Урала и востока Русской плиты. Уфа: БФАН СССР, 1988. С. 29-35.

Гареев Э.З. Геохимия осадочных пород стратотипического разреза рифея. Автореф. канд. дис. М.: ГЕОХИ АН СССР, 1989. 23 с.

Гареев Э.З. Петрохимические и геохимические особенности и эволюция состава осадочных пород стратотипического разреза рифея на Южном Урале // Рифей Северной Евразии. Геология. Общие проблемы стратиграфии. Екатеринбург: УрО РАН, 1997. С. 171-182.

Гаррелс Р., Маккензи Ф. Эволюция осадочных пород. М.: Мир, 1974. 272 с.

Гаррис М.А. Этапы магматизма и метаморфизма в доюрской истории Урала и Приуралья. М.: Наука, 1977. 295 с.

Геологическая карта Восточно-Европейской платформы и ее складчатого обрамления (в границах бывшего СССР). Довендские образования. Масштаб 1 : 2 500 000. Отв. ред. Ю.Р. Беккер СПб.: Роскомнедра, 1996. 4 л.

Геология и палеогеография западного склона Урала / Отв. ред. Ю.Д. Смирнов. Л.: Недра, 1977. 199 с.

Горожанин В.М. Геохронология нижнего венда Южного Урала // Стратиграфия верхнего протерозоя СССР (рифей и венд). Тез. докл. Всес. совещ. Уфа: БНЦ УрО АН СССР, 1990. С. 51-52.

Горожанин В.М. Rb-Sr метод в решении проблем геологии Южного Урала: Автореф. канд. дис. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1995. 23 с.

Горожанин В.М., Кутявин Э.П. Рубидий-стронциевое датирование глауконита укской свиты // Докембрий и палеозой Южного Урала. Уфа: БФАН СССР, 1986. С. 60-63.

Докембрийская геология СССР / Отв. ред.: Д.В. Рундквист, Ф.П. Митрофанов. Л.: Наука, 1988. 440 с.

Зайцева Т.С., Горохов И.М., Ивановская Т.А. и др. Кристаллохимическая оценка поведения Rb-Sr и K-Ag систем в процессах формирования структуры

верхнерифейских глауконитов (укская свита, Южный Урал) // Изотопное датирование процессов рудообразования, магматизма, осадконакопления и метаморфизма. Мат-лы III Российской конф. по изотопной геохронологии. Т. 1. М.: ГЕОС, 2006. С. 251-254.

Зайцева Т.С., Ивановская Т.А., Горохов И.М. и др. Rb-Sr возраст и ЯГР-спектры глауконитов укской свиты, верхний рифей, Южный Урал // Изотопное датирование геологических процессов: новые методы и результаты. М.: ГЕОС, 2000. С. 144-147.

Казарманова Н.И. Глинистые породы рифея Башкирского мегантиклинория. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1998. 158 с.

Карта докембрийских формаций Русской платформы и ее складчатого обрамления (со снятыми фанерозойскими отложениями). Масштаб 1 : 2 500 000. Объяснительная записка. Л.: ВСЕГЕИ, 1983. 172 с.

Келлер Б.М. Верхний протерозой Русской платформы (рифей и венд). М.: Изд-во МГУ, 1968. 101 с.

Козлов В.И. Верхний рифей и венд Южного Урала. М.: Наука, 1982. 128 с.

Козлов В.И., Горожанин В.М. К вопросу о выделении бакеевской свиты и о возрасте базальных слоев ашинской серии Южного Урала // Верхний докембрий Южного Урала и востока Русской плиты. Уфа: УНЦ РАН, 1993. С. 14-23.

Козлов В.И., Краснобаев А.А., Вейс А.Ф. и др. Стратотип рифея: строение, палеонтологическая характеристика, изотопный возраст // Стратиграфия верхнего протерозоя СССР (рифей и венд). Уфа: БНЦ УрО АН СССР, 1990. С. 11-17.

Краснобаев А.А. Циркон как индикатор геологических процессов. М.: Наука, 1986. 145 с.

Крылов Н.С. Литолого-геохимические особенности докембрийских фитогенных и хемогенных карбонатных пород // Палеонтология докембрия и раннего кембрия. Л.: Наука, 1979. С. 99-103.

Кузнецов А.Б., Семихатов М.А., Горохов И.М. и др. Изотопный состав Sr в карбонатных породах каратавской серии Южного Урала и стандартная кривая вариаций отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в позднерифейском океане // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2003. Т. 11. № 5. С. 3-39.

Кузнецов А.Б., Семихатов М.А., Маслов А.В. и др. Sr- и C-изотопная хеостратиграфия типового разреза верхнего рифея (Южный Урал): новые данные // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2006. Т. 14. № 6. С. 3-29.

Маслов А.В. Литология верхнерифейских отложений Башкирского мегантиклинория. М.: Наука, 1988. 133 с.

Маслов А.В. Рифейские бассейны седиментации западного склона Южного Урала (фации, основные черты развития). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1993. 339 с. (Рукопись депонирована в ВИНТИ; № 565-B93).

Маслов А.В. Типы источников сноса песчаных ассоциаций эталона рифея // Ежегодник-1994. Ека-

теринбург: ИГГ УрО РАН, 1995. С. 41-44.

Маслов А.В. Модель доукской части каратавия Южного Урала с учетом скоростей осадконакопления // Ежегодник-1996. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1997. С. 38-40.

Маслов А.В. Осадочные ассоциации рифея стратотипической местности (эволюция взглядов на условия формирования, литофациальная зональность). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1997. 220 с.

Маслов А.В. К оценке средних скоростей накопления осадочных образований типового разреза рифея разными методами // Терригенные осадочные последовательности Урала и сопредельных территорий: седименто- и литогенез, минерагения. Мат-лы 5 Уральского регионального литологического совещ. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2002. С. 132-136.

Маслов А.В. Тангаурская подсерия верхнего рифея Алагауского антиклинория Южного Урала // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2002. Т. 10. № 5. С. 3-22.

Маслов А.В., Абдуазимова З.М., Карстен Л.А. и др. Первые находки меланоцирллиумов в эталонных разрезах рифея на Южном Урале // Состояние, проблемы и задачи геологического картирования областей развития докембрия на территории России. Тез. докл. Всерос. совещ. СПб.: ИГГД РАН, 1994. С. 90.

Маслов А.В., Гареев Э.З. Литолого-геохимические особенности верхнерифейских отложений Башкирского мегантиклинория // Советская геология. 1988. № 2. С. 57-66.

Маслов А.В., Гареев Э.З., Крупенин М.Т. Терригенные осадочные последовательности типового разреза рифея: соотношение процессов рециклинга и привноса «first cycle» материала // Геохимия. 2005. № 2. С. 158-181.

Маслов А.В., Гареев Э.З., Крупенин М.Т., Демчук И.Г. Тонкая алюмосиликокластика в верхнедокембрийском разрезе Башкирского мегантиклинория (к реконструкции условий формирования). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1999. 324 с.

Маслов А.В., Крупенин М.Т., Гареев Э.З., Анфимов Л.В. Рифей западного склона Южного Урала (классические разрезы, седименто- и литогенез, минерагения, геологические памятники природы). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2001. Т. I. 351 с.

Маслов А.В., Крупенин М.Т., Ронкин Ю.Л. и др. Тонкозернистые алюмосиликокластические образования стратотипического разреза среднего рифея на Южном Урале: особенности формирования, состав и эволюция источников сноса // Литология и полезные ископаемые. 2004а. № 4. С. 414-441.

Маслов А.В., Крупенин М.Т., Ронкин Ю.Л. и др. РЗЭ, Sr, Th и Sc в глинистых сланцах типового разреза рифея как показатели состава и эволюции источников сноса // Литосфера. 2004б. № 1. С. 70-112.

Маслов А.В., Оловянишников В.Г., Ишерская М.В. Рифей восточной, северо-восточной и северной периферии Русской платформы и западной мегазоны Урала: литостратиграфия, условия формирования

и типы осадочных последовательностей // Литосфера. 2002. № 2. С. 54-95.

Маслов А.В., Подковыров В.Н. Вариации LREE/HREE, La/Sc, Th/Sc и Eu/Eu* в глинистых сланцах рифея Учуро-Майского региона: новые данные // Ежегодник-2005. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2006. С. 230-235.

Маслов А.В., Ронкин Ю.Л., Крупенин М.Т. и др. Источники сноса рифейских бассейнов седиментации области сочленения Русской платформы и Южного Урала: синтез петрографических, петро- и геохимических данных // Докл. РАН. 2003. Т. 389. № 2. С. 219-222.

Маслов А.В., Ронкин Ю.Л., Крупенин М.Т. и др. Нижнерифейские тонкозернистые алюмосиликокластические осадочные образования Башкирского мегантиклинория на Южном Урале: состав и эволюция источников сноса // Геохимия. 2004в. № 6. С. 648-669.

Овчинникова Г.В., Васильева И.М., Семихатов М.А. и др. Возможности Pb-Pb датирования карбонатных пород с открытыми U-Pb системами: миньярская свита стратотипа верхнего рифея, Южный Урал // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2000. Т. 8. № 6. С. 3-19.

Овчинникова Г.В., Васильева Г.В., Семихатов М.А. и др. U-Pb систематика протерозойских карбонатных пород: инзерская свита уральского стратотипа рифея (Южный Урал) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1998. Т. 6. № 4. С. 20-31.

Олли А.И. Древние отложения западного склона Урала. Саратов: Саратовский госуниверситет, 1948. 407 с.

Оловянишников В.Г. Верхний докембрий Тимана и полуострова Канин. Екатеринбург: УрО РАН, 1998. 162 с.

Подковыров В.Н. Осадочные последовательности рифея и венда стратотипических регионов Сибири и Урала (литохимия, хемотратиграфия, геодинамические обстановки формирования). Автореф. докт. дис. СПб.: ИГГД РАН, 2001. 37 с.

Подковыров В.Н., Гареев Э.З. Эволюция составов терригенных пород юрматинской серии рифея Южного Урала // Геологическое изучение и использование недр. М.: АОЗТ «Геоинформмарк», 1995. Вып. 1. С. 25-36.

Подковыров В.Н., Семихатов М.А., Кузнецов А.Б. и др. Изотопный состав карбонатного углерода в стратотипе верхнего рифея (каратавская серия Южного Урала) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1998. Т. 6. № 4. С. 3-19.

Раабен М.Е. Верхний рифей как единица общей стратиграфической шкалы. М.: Наука, 1975. 248 с.

Раабен М.Е. Миньярская свита Южного Урала – литостратиграфическое подразделение // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1981. № 4. С. 55-66.

Раабен М.Е. О подразделениях верхнего рифея // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2005. Т. 13. № 2. С. 30-46.

- Семихатов М.А., Раабен М.Е.* Динамика глобального разнообразия строматолитов протерозоя. Статья 1. Северная Евразия, Китай, Индия // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1994. Т. 2. № 6. С. 10-32.
- Семихатов М.А., Раабен М.Е.* Динамика глобального разнообразия строматолитов протерозоя. Статья 2. Африка, Австралия, Северная Америка и общий синтез // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1996. Т. 4. № 1. С. 26-54.
- Семихатов М.А., Шуркин К.А., Аксенов Е.М. и др.* Новая стратиграфическая шкала докембрия СССР // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 8. С. 3-14.
- Сергеев В.Н.* Окремненные микрофоссилии докембрия: природа, классификация, фациальная приуроченность и биостратиграфическое значение. Автореф. докт. дис. М.: ГИН РАН, 2003. 54 с.
- Стратотип рифея. Стратиграфия. Геохронология / Отв. ред.: Б.М. Келлер, Н.М. Чумаков. М.: Наука, 1983. 184 с.
- Сульман А.М., Демчук И.Г.* Глинистые минералы в рифейских осадочных отложениях Башкирского мегантиклинория // Докембрийские толщи Башкирского мегантиклинория на Урале и их металлогения. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1978. С. 16-24.
- Тейлор С.Р., МакЛеннан С.М.* Континентальная кора: ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 384 с.
- Фролов В.Т.* Литология. Кн. 2. М.: Изд-во МГУ, 1993. 432 с.
- Чумаков Н.М.* Опорный разрез вендских ледниковых отложений Южного Урала (кургашлинская свита Криволукского грабена) // Урал: фундаментальные проблемы геодинамики и стратиграфии. М.: Наука, 1998. С. 138-153.
- Юдович Я.Э., Кетрис М.П.* Основы литохимии. СПб.: Наука, 2000. 479 с.
- Юдович Я.Э., Кетрис М.П., Гареев Э.З.* Природа аномальных накоплений калия в глинистых породах // Геохимия. 1991. № 5. С. 689-700.
- Янаскурт О.В.* Предметаморфические изменения осадочных пород в стратисфере: Процессы и факторы. М.: ГЕОС, 1999. 260 с.
- Bolnar R., Kamber B.S., Moorbath S. et al.* Chemical characterization of earth's most ancient clastic metasediments from the Isua Greenstone Belt, southern West Greenland // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2005. V. 69. P. 1555-1573.
- Condie K.C.* Another look at rare earth elements in shales // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1991. V. 55. P. 2527-2531.
- Condie K.C.* Chemical composition and evolution of the upper continental crust: contrasting results from surface samples and shales // *Chem. Geol.* 1993. V. 104. P. 1-37.
- Condie K.C.* Plate tectonics and crustal evolution. 4th ed. Butterworth Heinemann. Oxford. 1997. 282 p.
- Cox R., Lowe D.* A conceptual review of regional-scale controls on the composition of clastic sediment and the co-evolution of continental blocks and their sedimentary cover // *J. Sed. Res.* 1995. V. A65. P. 1-12.
- Cox R., Lowe D.R., Cullers R.L.* The influence of sediment recycling and basement composition on evolution of mudrock chemistry in the southwestern United States // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1995. V. 59. P. 2919-2940.
- Gorokhov I.M., Melnikov N.N., Turchenko T.L. et al.* Two illite generations in an Upper Riphean shale: The Rb-Sr isotopic evidence // *Terra nova.* 1995. V. 7. P. 330-331.
- Herron M.M.* Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data // *J. Sed. Petrol.* 1988. V. 58. P. 820-829.
- Jahn B.-M., 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.
- Maslov A.V.* Riphean and Vendian sedimentary sequences of the Timanides and Uralides, the eastern periphery of the East European Craton // D.G. Gee, V.L. Pease (Eds). *The Neoproterozoic Timanide Orogen of Eastern Baltica.* Geol. Soc., London, Mem. 2004. V. 30. P. 19-35.
- McLennan S.M.* Rare earth elements in sedimentary rocks: influence of provenance and sedimentary processes // *Geochemistry and mineralogy of rare earth elements* / B.R. Lipin & G.A. McKay (Eds.). *Reviews in Mineralogy.* 1989. V. 21. P. 169-200.
- McLennan S.M., Fryer B.J., Young G.M.* The geochemistry of the carbonate-rich Espanola Formation (Huronian) with emphasis on rare earth elements // *Can. J. Earth Sci.* 1979. V. 16. P. 230-239.
- McLennan S.M., Hemming S.R., Taylor S.R., Eriksson K.A.* Early Proterozoic crustal evolution: geochemical and Nd-Pb isotopic evidence from metasedimentary rocks, southwestern North America // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1995. V. 59. № 6. P. 1153-1177.
- McLennan S.M., Taylor S.R.* Sedimentary rocks and crustal evolution: tectonic setting and secular trends // *J. Geology.* 1991. V. 99. P. 1-21.
- Porter S.M., Knoll A.H.* Testate amoebae in the Neoproterozoic Era: evidence from vase-shaped microfossils in the Chuar group, Grand Canyon // *Paleobiology.* 2000. V. 26. № 3. P. 360-385.
- Roberts D., Siedlecka A., Olovyanishnikov V.G.* Neoproterozoic, passive-margin, sedimentary systems of the Kanin Peninsula, and northern and central Timan, NW Russia // *The Neoproterozoic Timanide Orogen of Eastern Baltica* / D.G. Gee, V.L. Pease (Eds). *Geol. Soc., London, Mem.* 2004. V. 30. P. 5-17.
- Rock N.M., Webb J.A., McNaughton N.J. et al.* Nonparametric estimation of averages and errors for small datasets in isotope geoscience: a proposal // *Chem. Geol.* 1987. V. 66. P. 163-177.
- Schmidt R.G.* Geology and ore deposits of the Cuyuna Range, Minnesota // *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper.* 1963. 407. 96 p.
- Sreenivas B., Srinivasan R.* Identification of

ЛИТОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ГЛИНИСТЫХ СЛАНЦЕВ

paleosoils in the Precambrian metapelite assemblages of peninsular India – a major element geochemical approach // *Current Science*. 1994. V. 67. P. 89-94.

Willner A.P., Sindern S., Metzger R. et al. Typology and single grain U/Pb ages of detrital zircons from Proterozoic sandstones in the SW Urals (Russia): early

time marks at the eastern margin of Baltica // *Precambrian Res.* 2003. V. 124. P. 1-20.

Wronkiewicz D.J., Condie K.C. Geochemistry of Archean shales from the Witwatersrand Supergroup, South Africa: source-area weathering and provenance // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1987. V. 51. P. 2401-2416.

Рецензент доктор геол.-мин. наук В.Н. Подковыров