

УДК 551

## ТОНКОЗЕРНИСТЫЕ АЛЮМОСИЛИКОКЛАСТИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ СТРАТОТИПИЧЕСКОГО РАЗРЕЗА СРЕДНЕГО РИФЕЯ ЮЖНОГО УРАЛА: ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ, СОСТАВ И ЭВОЛЮЦИЯ ИСТОЧНИКОВ СНОСА

© 2004 г. А. В. Маслов, М. Т. Крупенин, Ю. Л. Ронкин, Э. З. Гареев\*,  
О. П. Лепихина, О. Ю. Попова

*Институт геологии и геохимии Уральского отделения РАН  
620151 Екатеринбург, Почтовый пер., 7  
E-mails: maslov@igg.uran.ru, krupenin@igg.uran.ru, ronkin@r66.su  
\*Уфимский научный центр РАН  
450000 Уфа, Центр, ул. Карла Маркса, 6  
E-mail: emik@nsl.anrb.ru*

Поступила в редакцию 05.06.2003 г.

В статье рассмотрены общие закономерности формирования тонкозернистых алюмосиликокластических образований среднего рифея Башкирского мегантиклинория. Показано, что глинистые сланцы юрматинской серии не содержат какой-либо ощутимой примеси пирокластике. Сделан вывод, что исходя из относительного постоянства в разрезе серии отношения Th/Cr, можно предполагать существенную стабильность тектонических процессов на рассматриваемой территории в течение первой половины среднего рифея. Анализ распределения в разрезе юрматинской серии основных палеоклиматических индексов и показателей степени зрелости глинистого материала на палеоводосборах (CIA, CIW, IVC и PIA, а также  $\Sigma\text{Ce}/\Sigma\text{Y}$ ) свидетельствует о господстве на палеоводосборах в начале среднего рифея гумидного климата, сменившегося к середине юрматиния аридными или семиаридными обстановками. Низкие значения отношения Mo/Mn и ряда других индикаторов редокс-обстановок в глинистых сланцах всех литостратиграфических единиц юрматинской серии свидетельствуют в пользу отсутствия в бассейне на протяжении первой половины среднего рифея явно выраженных восстановительных условий. Нарастание к середине среднего рифея в глинистых сланцах величины отношения  $\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$  так же как и постепенное увеличение в них суммы PЗЭ, значений LREE/HREE и  $\text{La}_\text{N}/\text{Yb}_\text{N}$  указывают на поступление около 1220–1200 млн лет назад в область осадконакопления заметного количества слабо преобразованной процессами выветривания аркозовой алюмосиликокластике. Спектры PЗЭ, а также нормирование состава глинистых сланцев на UCC и AUC, позволяют предполагать близость состава размывавшейся верхней части коры к UCC при присутствии в ней массивов как основных, так и ультраосновных пород. Положение фигуративных точек глинистых сланцев юрматинской серии на диаграммах Sr–Ni, Eu/Eu\*–Gd<sub>N</sub>/Yb<sub>N</sub> и (La/Yb)<sub>N</sub>–Yb<sub>N</sub> между полями составов пост- и позднеархейских образований и внутри первых из них указывает на доминирующую роль на палеоводосборах в первой половине среднего рифея постархейских магматических и метаморфических комплексов, что подтверждается и данными по модельному возрасту Nd.

В последние годы при анализе условий накопления осадочных образований все более широкое применение находят разнообразные петро- и геохимические методы [Юдович, 1981; Мележик, Предовский, 1982; Гареев, Маслов, 1992; Тейлор, МакЛеннан, 1988; Маслов, Гареев, 1988, 1996, 1999; Маслов и др., 2000; Покровский и др., 1999; Юдович, Кетрис, 2000; Подковыров, 2001; Подковыров и др., 2002; Интерпретация геохимических..., 2001; Летникова, 1998, 2002; McLennan, 1989; Jones, Manning, 1994; McLennan et al., 1995; Mongelli et al., 1996; Fedo et al., 1997; Panahi, Young, 1997; Ugidos et al., 1997; Holail, Moghazi, 1998; Hassan et al., 1999; Bauluz et al., 2000; Bhat, Ghosh, 2001; Lee, 2002 и др.]. Основное внимание исследовате-

лей направлено при этом на изучение песчаников и глинистых пород. Это связано с тем, что осадочные толщи в значительной мере наследуют особенности распределения ряда элементов, в том числе и редкоземельных, свойственные источникам сноса, а глинистые породы характеризуются низкой проницаемостью для постседиментационных флюидов, существенно лучше перемешаны и гомогенизированы по сравнению с более крупнозернистыми отложениями [Ронов и др., 1972; Тейлор, МакЛеннан, 1988; Wronkiewicz, Condie, 1987; McLennan, 1989; Taylor, McLennan, 1995].

Геохимические особенности тонкозернистых алюмосиликокластических (глинистых) отложе-

ний позволяют судить о составе пород областей сноса, условиях выветривания на палеоводосборах, палеотектонических и палеогеографических обстановках накопления осадков. Одними из эффективных методов реконструкции состава пород водосборов является анализ спектров РЗЭ и ряда индикаторных отношений между малыми элементами в глинистых сланцах, так как распределение их не претерпевает существенных трансформаций при процессах седименто- и литогенеза, а также метаморфизма [Wronkiewicz, Condie, 1987; McLennan, 1989; Cullers et al., 1975; McLennan et al., 1980; Condie, 1993]. Показателями характера процессов выветривания на палеоводосборах являются гидролизатный, алюмокремниевый и ряд других петрохимических модулей [Мигдисов, 1960; Юдович, 1981; Юдович, Кетрис, 2000; Интерпретация геохимических..., 2001 и др.], а также индексы CIA, CIW, IVC и др. [Nesbitt, Young, 1982; Harnois, 1988; Cox et al., 1995 и др.]. На определенные палеогеографические особенности бассейнов указывают отношения Mo/Mn, V/(V + Ni), Ni/Co, Mn и V/Cr [Холодов, Недумов, 1991; Гаврилов и др., 2002; Маслов и др., 2003; Tyson, Pearson, 1991; Jones, Manning, 1994; Rachold, Brumsack, 2001 и др.].

Ранее нами был выполнен комплекс работ по анализу петрохимических особенностей песчаников и глинистых сланцев всего типового разреза рифея, а также – более углубленно – бурзянской серии нижнего рифея [Гареев, Маслов, 1992, 1994; Маслов, Гареев, 1996, 1999; Маслов и др., 1999 и др.]. В настоящем сообщении проанализирована новая петро- и геохимическая информация по глинистым сланцам юрматинской серии Башкирского мегантиклинория на Южном Урале, являющейся эталоном среднего рифея на территории Северной Евразии [Стратотип рифея..., 1983; Маслов и др., 2001], и с помощью новых подходов реконструированы основные черты формирования осадочных последовательностей и состав источников сноса в интервале от 1350 до примерно 1200 млн лет.

#### КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОСАДОЧНЫХ ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЕЙ СРЕДНЕГО РИФЕЯ БАШКИРСКОГО МЕГАНТИКЛИНОРИЯ

Осадочные последовательности среднего рифея имеют широкое распространение в центральной части Башкирского мегантиклинория (рис. 1) и представлены машакской, зигальгинской, зигазино-комаровской и авзянской свитами юрматинской серии [Стратотип рифея..., 1983; Стратиграфические схемы..., 1993; Маслов и др., 2001] (табл. 1). На подстилающих осадочных образованиях нижнего рифея (бакальская и юшин-

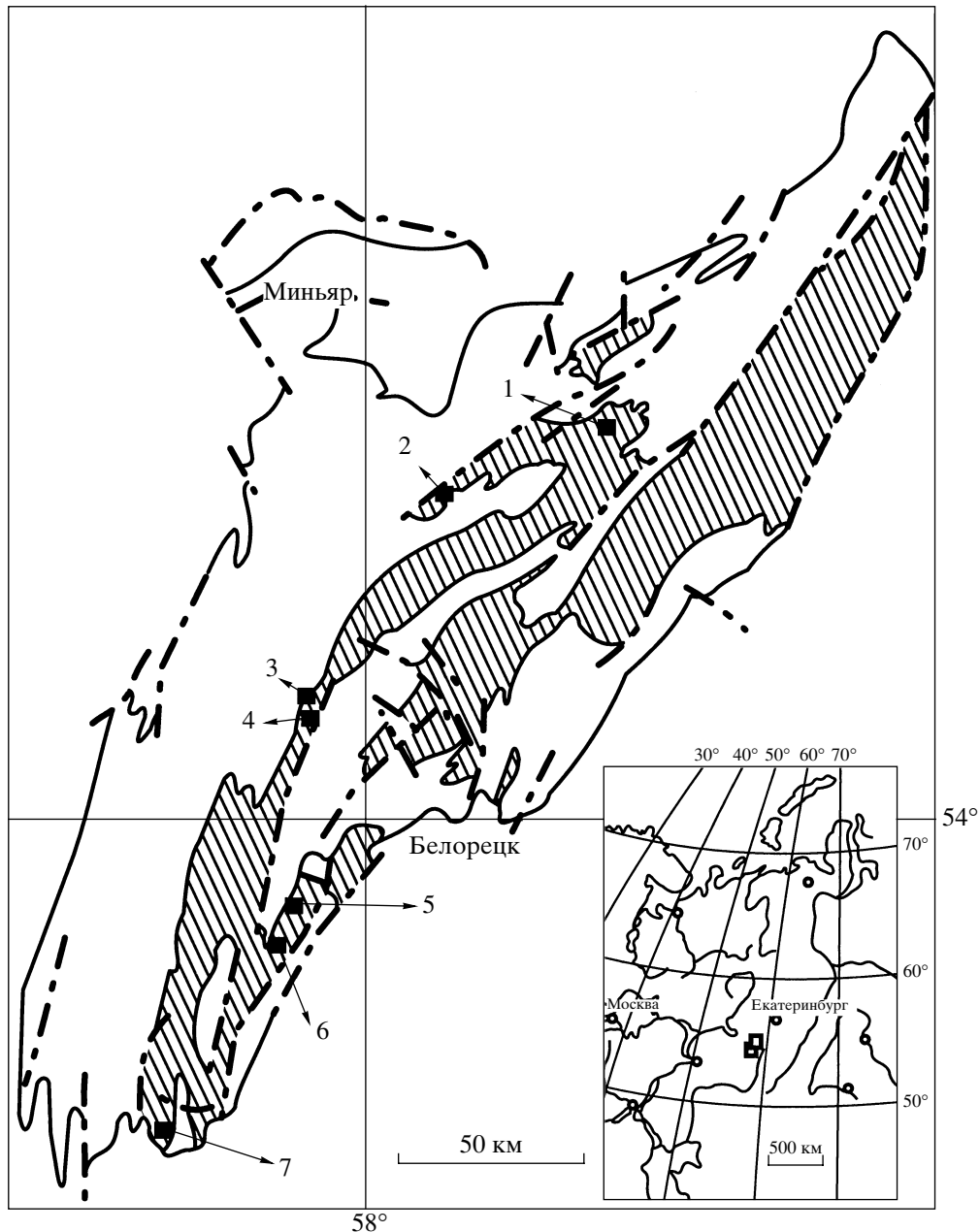
ская свиты) породы юрматинской серии залегают с перерывом и угловым несогласием.

**Машакская свита** (мощность 1500–3000 м) сложена осадочными, вулканогенно-осадочными и вулканогенными образованиями. Соотношение их в разрезах свиты заметно варьирует, вследствие чего существуют различные варианты расчленения машакской свиты и ее аналогов с выделением от трех до восьми подсвит [Швецов, 1974; Ротару, 1983; Стратотип рифея..., 1983]. В горизонтах конгломератов в основании машакской свиты встречаются окатанные гальки и валуны песчаников и кварцитопесчаников подстилающей их юшинской свиты [Анфимов, 1997; Анфимов и др., 1983].

Кислые вулканиты, залегающие в нижней части разреза машакской свиты, имеют изотопный U-Pb (по цирконам) возраст, согласующийся с Rb-Sr (по валовым пробам) изохроной, порядка 1330–1346 млн лет [Нижний рифей..., 1989]. Основным уровнем в разрезе машакской свиты, где наблюдаются низкоуглеродистые глинистые сланцы, является третья снизу, быковская подсвита, в составе которой присутствуют также алевролиты, песчаники и туфо(?)песчаники. Мощность быковской подсвиты варьирует от 150 до 300 м.

**Зигальгинская свита** (60–80 – 550–700 м) сложена преимущественно кварцевыми песчаниками и алевролитами с маломощными прослоями глинистых сланцев и, редко, конгломератов. На северо-востоке Башкирского мегантиклинория она с размывом и угловым несогласием залегают на различных пачках бакальской свиты нижнего рифея [Яницкий, Сергеев, 1962; Гарань, 1969; Стратотип рифея..., 1983; Крупенин, 1999]. В центральных районах мегантиклинория зигальгинская свита залегают согласно на машакской свите. В ряде разрезов зигальгинская свита может быть расчленена на три подсвиты, из которых нижняя (100–300 м) и верхняя (300–400? м) объединяют мелко- и среднезернистые кварцитовидные песчаники и алевролиты, а также кварцито-песчаники, а средняя – слагается низкоуглеродистыми филлитизированными глинистыми сланцами и алевролитами.

**Зигазино-комаровская свита** (1000–1200 м) представлена в основном темноокрашенными алевролитами и глинистыми сланцами с прослоями песчаников, реже – известняков и доломитов. Она расчленяется на три подсвиты, различающиеся окраской отложений – серегинскую, амбарскую и туканскую. Породы первой и третьей подсвит обогатены тонкодисперсным углеродистым материалом и имеют темную окраску; для отложений амбарской подсвиты характерен голубоватый оттенок. Глинистые сланцы в разрезах свиты вместе с алевролитами и мелкозернистыми песчаниками участвуют в сложении различных



**Рис. 1.** Схема распространения осадочных образований среднего рифея (заштриховано) на территории Башкирского мегантиклинория.

1–7 – положение изученных разрезов: 1 – окрестности г. Бакала (правый борт долины р. Буланки у моста на автотрассе Уфа–Челябинск); 2 – окрестности г. Катав-Ивановска (правый берег р. Катав выше города); 3, 4 – окрестности пос. Инзер (руч. Катаскин; левый борт долины р. Мал. Инзер выше устья р. Реветь); 5 – хребет Бол. Шатак (южный склон, руч. Шатакский; северо-западный склон в 0,6 км от вершины горы Куежи; юго-восточный склон, урочище Кужак Залавок; западный склон, 3,3 км по азимуту 230° от устья руч. Шатакского); 6 – окрестности пос. Верх. Авзян (р. Мал. Авзян к востоку от поселка; северная окраина поселка, левый берег р. Бол. Авзян); 7 – район д. Миндигулово (7/8 км автотрассы Старосубхангулово–Миндигулово).

пакетов и пачек переслаивания [Маслов, 1991; Маслов, Крупенин, 1991; Маслов и др., 2001].

Завершающая разрез юрматинской серии авзянская свита (800–2000 м) объединяет терригенные и карбонатные образования, расчленяющиеся на шесть подсвит [Стратотип рифея..., 1983; Маслов, Анфимов, 2000]. Самая нижняя из них,

катаскинская подсвита (200–700 м), складывается доломитами, известняками и известковистыми доломитами (часто со строматолитами). В виде прослоев среди карбонатных пород здесь присутствуют глинистые и углеродисто-глинистые сланцы, алевролиты и, иногда, песчаники. Малоинзерская подсвита (200–300 м) объединяет глинистые и

**Таблица 1.** Сводная стратиграфическая колонка отложений юрматинской серии среднего рифея Башкирского мегантиклинория

Серия	Свита, подсвита	Индекс	Литология	Образцы глинистых сланцев	
Юрматинская	Авзянская	Тюльменская	R <sub>2</sub> av <sub>6</sub>	Глинистые сланцы, алевролиты, песчаники, доломиты	
		Реветская	R <sub>2</sub> av <sub>5</sub>	Доломиты, известняки (в том числе строматолитовые)	
		Куткурская	R <sub>2</sub> av <sub>4</sub>	Алевролиты, глинистые сланцы, мелкозернистые песчаники	752-13-2, 752-13-4
		Ушаковская	R <sub>2</sub> av <sub>3</sub>	Известняки, доломиты (в том числе строматолитовые), глинистые сланцы	ГС 02-4-1, ГС 02-4-2
		Малоинзерская	R <sub>2</sub> av <sub>2</sub>	Алевролиты, глинистые сланцы, мелкозернистые песчаники	35-16-16, 752-3-8
		Катаскинская	R <sub>2</sub> av <sub>1</sub>	Известняки, доломиты (в том числе строматолитовые), алевролиты, низкоуглеродистые глинистые сланцы	2805-2, 2806, 2806-11, 2825-3
		Зигазино-комаровская	R <sub>2</sub> zk	Низкоуглеродистые глинистые сланцы, алевролиты, песчаники мелкозернистые	ГС 02-12-1, ГС 02-12-2 2809, 2810-2а, 2810-2, 2830-2, ГС 02-2-1, ГС 02-2-2, ГС 02-2-3
		Зигальгинская	R <sub>2</sub> zg	Кварцевые песчаники и алевролиты с мало-мощными прослоями глинистых сланцев	ГС 02-1-1, ГС 02-1-2, ГС 02-1-3, ГС 02-1-4
	Машакская	Калпакско-ямантауский уровень	R <sub>2</sub> msh <sub>4-8</sub>	Основные вулканиты, конгломераты, песчаники, алевролиты, глинистые сланцы	
		Быковская подсвита	R <sub>2</sub> msh <sub>3</sub>	Низкоуглеродистые глинистые сланцы, алевролиты, мелкозернистые песчаники	2911, 2911-5, 2911-5а, А-38, А-113, А-112, А-110, А-111, А-114
Казавдинская подсвита		R <sub>2</sub> msh <sub>2</sub>	Основные вулканиты, конгломераты, песчаники		
Кузьелгинская подсвита		R <sub>2</sub> msh <sub>1</sub>	Основные и кислые вулканиты, конгломераты, песчаники, алевролиты и низкоуглеродистые глинистые сланцы		

низкоуглеродистые глинистые сланцы, алевролиты и песчаники, среди которых в некоторых случаях наблюдаются пласты и линзы карбонатных пород со строматолитами. Ушаковская подсвита (30–100? м) полностью или почти полностью слагается доломитами, доломитистыми известняками и известняками (в том числе строматолитовыми). Глинистые сланцы в ее составе наблюдаются только в виде маломощных прослоев. Куткурская подсвита (100–450 м) объединяет филлитовидные и глинистые сланцы зеленовато- или голубовато-серого, в меньшей степени, кирпично-красного цвета, среди которых присутствуют прослой и пачки мелкозернистых песчаников и алевролитов. Реветская подсвита (300–500 м) включает доломиты, известковистые доломиты и, реже, известняки светлой, часто розовато-серой, окраски. В некоторых разрезах среди карбонатных пород наблюдаются прослой алевролитов, глинистых и филлитовидных сланцев, песчаников, а сами карбонатные породы содержат строматолиты. Раз-

рез авзянской свиты завершает тюльменская подсвита (мощность до 100–150 м), объединяющая терригенные (часто пестроцветные) и карбонатные породы.

Возраст прорывающих среднерифейские осадочные ассоциации Башкирского мегантиклинория даек габбро-диабазов (К-Аг метод, валовые пробы) варьирует от 1000 ± 20 до 1080 ± 30 млн лет [Стратотип рифея..., 1983]. Изотопный возраст (К-Аг метод) минералогически неизученного глауконита из авзянской свиты составляет порядка 1220–1230 млн лет [Гаррис и др., 1964]. В то же время, по мнению В.М. Горожанина [1997], значительная эпигенетическая перекристаллизация глауконита в целом в отложениях среднего и верхнего рифея не позволяет вообще получить по нему для типового разреза возраста древнее 800 млн лет.

На отложениях юрматинской серии с размывом и угловым несогласием залегают алюмосиликокластические породы зильмердакской свиты каратауской серии верхнего рифея [Стратотип

риффея..., 1983; Маслов, Анфимов, 2000]. В последние годы нами высказано предположение, что между временем накопления терригенно-карбонатных и терригенных образований авзянской и зильмердакской свит мог существовать перерыв длительностью до 100–150 млн лет [Маслов, 2001; Маслов и др., 2001].

#### УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ОСАДОЧНЫХ ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЕЙ СРЕДНЕГО РИФЕЯ БАШКИРСКОГО МЕГАНТИКЛИНОРИЯ

Подробный анализ взглядов разных исследователей на условия формирования среднерифейских отложений Башкирского мегантиклинория можно найти в работе [Маслов, 1997]. Ниже приведены только некоторые общие данные по этому вопросу.

В работах первой половины прошедшего века (О.П. Горяинова, Э.А. Фалькова, М.И. Гарань, А.И. Олли и др.) среднерифейские осадочные образования рассматривались как преимущественно мелководные бассейновые. Позднее В.П. Фектистов и др. (1977 г., неопубликованный отчет ВСЕГЕИ) отнесли отложения машакской свиты к прибрежно-дельтовому. П.Н. Швецов [1974] считал конгломераты машакской свиты континентальными образованиями. По представлениям В.П. Парначева и др. [1986], нижние уровни машакской свиты слагаются аллювиально-пролювиальными, а средние (?) и верхние – морскими образованиями. Отложения зигальгинской свиты большинством авторов рассматривались как преимущественно прибрежно- и мелководно-морские. Предполагалось также, что на юге Башкирского мегантиклинория данный уровень юрматинской серии представлен дельтовыми отложениями [Геология и палеогеография..., 1977; Стратотип рифея..., 1983]. Зигазино-комаровская свита, по мнению одних авторов, объединяет отложения обширного мелководного морского бассейна, а по другим представлениям – осадки т.н. “паралического мелководья” [Филиппов, 1983] или образования эвапоритовых бассейнов; для данного уровня предложена также модель, сходная по ряду особенностей, с плайевой [Маслов, 1991]. Формирование отложений авзянской свиты происходило, как предполагается большинством авторов, в прибрежных, в том числе лагунных, мелководных и умеренно глубоководных морских обстановках.

Основываясь на результатах литолого-фациальных исследований [Маслов, 2000; Маслов, Анфимов, 2000], а также принимая во внимание все сказанное выше, можно сделать вывод, что в целом для “доавзянских седиментационных бассейнов” было характерно накопление осадков преимущественно в мелководных и “сверхмелковод-

ных” обстановках. Начальные этапы развития (~1.34–1.35 млрд лет) характеризовались формированием на востоке рассматриваемой территории специфического комплекса вулканогенных и терригенных, преимущественно прибрежно-бассейновых отложений значительной мощности. К западу от этой области располагалась приподнятая и расчлененная суша, восточные ее границы маркируются в разрезах машакской свиты крупными линзами и пластами валунно-галечниковых конгломератов. С пассивными обстановками первой половины юрматиния (зигальгинское и зигазино-комаровское время) было связано длительное существование своеобразных условий осадконакопления – мозаичного чередования мелководных и “сверхмелководных” (периодически экспонированных) участков. В палеогеографическом отношении бассейн осадконакопления этого времени являлся, вероятно, весьма сходным с плоским межостровным морем-озером, по периферии которого существовали обширные низменные прибрежно-континентальные и/или прибрежно-морские равнины, отчасти сходные с современными плайевыми ландшафтами. Отчетливо выраженная трансгрессивная тенденция в эволюции бассейна проявлена только начиная с авзянского времени (~1220–1200 млн лет). Фазы карбонатонакопления в авзянское время отвечают, по всей видимости, эпохам региональных максимумов трансгрессии, чередующимся с фазами некоторого обмеления бассейна. Значительная мощность и достаточно хорошая выдержанность разрезов риветской подсвиты на большей части территории Башкирского мегантиклинория указывают на формирование в самом конце авзянского времени в стабильных тектонических обстановках мелководного эпиконтинентального морского бассейна.

Формирование в начале позднего рифея комплекса аркозовых аллювиальных и аллювиально-дельтовых песчаников, конгломератов и гравелитов бирьянской подсвиты зильмердакской свиты, несогласно перекрывающих карбонатно-терригенные отложения авзянской свиты, позволяет предполагать проявление на границе среднего и позднего рифея на рассматриваемой территории крупной регрессивной фазы, связанной, вероятно, с эвстатическим понижением уровня моря (?).

По данным петрохимических исследований В.Н. Подковырова и Э.З. Гареева [1995], климат первой половины среднего рифея (машакское–начало зигазино-комаровского времени) может быть условно определен как семиаридный. Выполненные названными авторами реконструкции первичного состава глинистых сланцев средней и верхней частей зигазино-комаровской и авзянской свит указывают на исходный хлорит-гидро-слюдистый и/или смектит-гидро-слюдистый с палыгорскитом (?) состав поступавшей из областей сноса тонкой алюмосиликокластики, отражаю-

щий, по мнению авторов, некоторую аридность климата эпох их формирования и привнос в бассейн умеренно зрелого пелитового материала.

Проведенные нами исследования состава и петрохимических особенностей глинистых сланцев юрматинской серии [Маслов, Гареев, 1999; Маслов и др., 1999] позволили установить, что максимально зрелой являлась тонкая алюмосиликокластика, поступавшая в область седиментации в течение машакского и зигальгинского времени. В начале среднего рифея зигазино-комаровского времени зрелость пелитового компонента на палеоводосборах существенно снизилась, и хотя к концу авзянского времени (~1220–1200 млн лет) она вновь повысилась, величины гидролизатного и алюмокремниевого модулей в частных пробах глинистых сланцев авзянской свиты, как и средние для сланцев из основных алюмосиликокластических уровней свиты значения указанных модулей, не достигли тех величин ГМ и АМ, что были характерны для начала среднего рифея. Это следует как из данных по средним и частным значениям CIA-индекса в глинистых сланцах, так и из положения фигуративных точек проб на диаграмме Ронова–Хлебниковой.

В конце 90-х гг. прошлого века нами [Маслов и др., 2000, 2001], по результатам изучения содержаний малых, редких и редкоземельных элементов в нескольких образцах глинистых сланцев юрматинской серии, был сделан вывод о преобладании на всем протяжении среднего рифея в областях сноса пород основного и ультраосновного состава. Исходя из локализации фигуративных точек составов глинистых сланцев на диаграмме Hf–Th–Co, предполагался размыв в машакское и зигазино-комаровское время преимущественно основных пород, тогда как в авзянское время эрозия затрагивала, по всей видимости, преимущественно кислые образования. В то же время высокие значения отношения  $(La/Yb)_N$  в глинистых сланцах всей юрматинской серии, наоборот, указывают на преобладание в областях размыва пород кислого состава.

## МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Всего для изучения из различных разрезов юрматинской серии были отобраны 37 образцов (проб) глинистых сланцев. Положение их в разрезе серии показано в таблице 1, а места отбора – на рис. 1. Здесь же курсивом указаны номера проб, по которым выполнен анализ изотопного состава неодима. Каждая из отобранных проб была изучена микроскопическим и рентгено-структурным методами. Химический состав образцов глинистых сланцев определен методом “мокрой химии” в Центральной комплексной лаборатории ПГО “Башкиргеология” (г. Уфа, 1981–89 гг.) и Центральной лаборатории Уралгеолкома, впослед-

ствие – Департамента природных ресурсов Уральского федерального округа (г. Екатеринбург, 1994–2002 гг.), а также на СРМ-18 в Лаборатории физико-химических методов анализа ИГГ УрО РАН (аналитики – Г.С. Неупокоева, Л.В. Фомина, В.П. Власов, Н.П. Горбунова).

Содержания рассеянных и редких элементов (всего 40 элементов – 14 РЗЭ, Li, Be, Sc, Ti, Cr, Ni, V, Co, Cu, Zn, Ga, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Mo, Sb, Cs, Ba, Hf, Ta, Tl, Pb, Th, U) определены с помощью высокочувствительного масс-спектрометра высокого разрешения с индуктивно-связанной плазмой (ICP-MS) для элементного анализа и изотопного скрининга. Пробы глинистых сланцев (в виде тщательно перетертой пудры) весом около 50 мг разлагали смесью плавиковой и азотной кислот (соотношение 5 : 1) при температуре примерно 170°C в тefлоновых автоклавах под давлением. После относительно медленного упаривания исследуемое вещество переводили в раствор 3% азотной кислоты с коэффициентом разбавления исходной пробы около  $10^3$  и затем исследовали с помощью ICP-MS анализатора Elan-6100 DRC. В качестве внутреннего стандарта использовался индий (In), который добавлялся к сухой пробе перед разложением. В качестве внешнего стандарта использовались BCR-1 и BCR-2 (Basalt Columbia River) Геологической Службы США. Внешний стандарт измерялся последовательно через каждые 5–10 проб с целью учета флуктуационных изменений характеристик прибора (таких как чувствительность, изменение функции зависимости чувствительности от массы и т.д.) во времени. Точность анализа определялась величиной концентрации конкретного элемента и составляла от 3 до 20–50 отн. % (для очень низких, на уровне предела обнаружения, содержаний).

## ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ ГЛИНИСТЫХ СЛАНЦЕВ ЮРМАТИНСКОЙ СЕРИИ

В разрезе машакской свиты глинистые сланцы встречаются в основном в виде прослоев различной мощности среди алевролитов и песчаников или образуют с ними пакеты и пачки переслаивания. Это темно- и/или зеленовато-серые породы с отчетливой сланцеватой текстурой. Основными их компонентами, по данным В.П. Парначева с соавторами [1986], являются гидрослюда, смектиты и, редко, каолинит<sup>1</sup>; подчиненную роль в составе сланцев играют зерна кварца и полевых шпатов алевритовой размерности. По представлению названных авторов, исходя из химического состава пород, значительная часть известных в разрезах машакской свиты алевропелитовых и

<sup>1</sup> Генезис смектита и каолинита, т.е. приуроченность к той или иной стадии формирования пород, В.П. Парначевым с соавторами специально не рассматривался.

пелитовых образований являются глинизированными пепловыми туфами или туффитами. В.Н. Подковыров и Э.З. Гареев [1995] указывают, однако, на преобладание в разрезах свиты обычных гидрослюдистых и хлорит-гидрослюдистых сланцев.

В нижней части зигазино-комаровской свиты преобладают гидрослюдистые и хлорит-гидрослюдистые сланцы [Подковыров, Гареев, 1995]. В районе Бакальского рудного поля в основании свиты наблюдается специфический горизонт углеродистых ( $C_{орг} \sim 2-4\%$ ) кварц-серицитовых сланцев [Крупенин и др., 1993; Рыкус и др., 1993]. Под микроскопом основная ткань сланцев черная, практически непрозрачная из-за примеси округлых глобуль (диаметр до 0.01 мкм) тонкодисперсного углерода. В ней присутствуют кварцевые зерна алевритовой и песчаной размерности; в значительном количестве наблюдается также обломочный серицит и, иногда, гидратированный биотит. При рентгеновском изучении проб глинистых сланцев зигазино-комаровской свиты обнаружена диоктаэдрическая слюда и кварц; в виде незначительной примеси присутствует магнезиально-железистый хлорит. Слюда во всех изученных пробах представлена политипом  $2M_1$  и хорошо окристаллизована (индекс кристалличности, измеренный по пику 10 анг, равен  $0^\circ 2\Theta$ ) [Маслов и др., 1999]. Верхние горизонты зигазино-комаровской свиты представлены преимущественно кварц-гидрослюдистыми сланцами с примесью (10–20%) крупноалевритового кварца и низкоуглеродистыми кварц-хлорит-серицитовыми сланцами. В последних основная ткань сложена слабоориентированным агрегатом микрочешуек гидрослюды, в котором присутствуют порфиробласты хлорита. По данным В.И. Виноградова с соавторами [2000, стр. 645], в алевролитово-аргиллитовых породах зигазино-комаровской свиты присутствуют четко очерченные сростки хлорита, кварца и мусковита, которые могут являться "... первичными обломками андезитовых стекол".

В глинистых сланцах авзянской свиты из разрезов западного крыла Башкирского мегантиклинория преобладают гидрослюда  $1M$  и железисто-магнезиальные хлориты, встречаются также смешанослойные образования [Сульман, Демчук, 1978]. На восточном крыле мегантиклинория преимущественная роль в составе сланцев данного уровня принадлежит гидрослуде  $2M$  и железистому хлориту; смешанослойные образования наблюдаются исключительно редко. Состав глинистых сланцев различных подсвит авзянской свиты несколько различается. Так, для катаклинской и малоинзерской подсвит типичны кварц-гидрослюдистые сланцы с той или иной долей хлорита. Основная ткань их имеет неотчетливо ориентированное погасание. Иногда можно видеть тонкую прерывистую слоистость, подчеркнутую

прослоями, обогащенными полуаморфизованным обломочным биотитом, кварцем или микроклином алевритовой размерности. Общее количество терригенной примеси в сланцах варьирует от единичных зерен до 25–30%. В ряде разрезов (район пос. Бол. Бретьяк и др.) в составе глинистых сланцев присутствуют т.н. "деградированные" глинистые минералы, представляющие, по всей видимости, седиментогенный материал, который в силу тех или иных причин не был преобразован в процессе диа- и катагенеза. На дифрактограммах ряда природных образцов совместно с "деградированными" глинистыми минералами обнаружена примесь слюды модификации  $2M_d + 1M_d$  и  $2M_1$ . Данное обстоятельство свидетельствует, по всей видимости, о привносе в бассейн седиментации в авзянское время и "литогенетически зрелого материала" [Крупенин и др., 1998; Маслов и др., 1999].

### ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ГЛИНИСТЫХ СЛАНЦЕВ ЮРМАТИНСКОЙ СЕРИИ

Петрохимические особенности глинистых сланцев юрматинской серии рассмотрены на основе 37 полных химических анализов, наиболее представительные из которых приведены в табл. 2. Прежде чем перейти к их обсуждению, остановимся кратко на сравнении особенностей состава глинистых сланцев среднего рифея Башкирского мегантиклинория и PAAS (post-Arhean Australian shale)<sup>2</sup>.

Глинистые сланцы машакского уровня юрматинской серии имеют примерно те же, что и PAAS, содержания кремнезема, глинозема и общего железа (рис. 2). Несколько ниже в них концентрации  $TiO_2$ ,  $MgO$  и  $K_2O$ ; существенно варьируют содержания  $CaO$  и  $Na_2O$ . В глинистых сланцах зигальгинской свиты содержания  $Al_2O_3$  и  $K_2O$  выше, чем в PAAS; а  $P_2O_5$ , суммарного  $Fe_2O_3$ ,  $Na_2O$  и  $CaO$  – ниже. Сланцы зигазино-комаровской свиты характеризуются пониженными относительно PAAS значениями  $TiO_2$ ,  $Al_2O_3$  и общего железа; содержания  $MgO$  и  $Na_2O$  испытывают в них некоторый разброс относительно PAAS, тогда как количество  $CaO$  во всех проанализированных пробах заметно ниже, чем в постархейском австралийском сланце. Несколько по-иному ведут себя названные окислы в сланцах катаклинской подсвиты авзянской свиты. Здесь содержания кремнезема, оксида титана, глинозема и общего железа примерно те же, что типичны и для PAAS; содержания  $MgO$  и  $K_2O$  несколько выше, содержание  $Na_2O$  – заметно ниже, а  $CaO$  испытывает существенные вариации в сторону меньших

<sup>2</sup> Данные о содержаниях в PAAS петрогенных окислов и малых элементов заимствованы из работы [Тейлор, МакЛенан, 1988].

**Таблица 2.** Химический состав и основные петрохимические индексы представительных проб глинистых сланцев юрматинской серии среднего рифея Башкирского мегантиклинория

Компоненты и индексы/пробы	Машакская свита				Зигальгинская свита			Зигаино-комаровская свита				
	A-38	A-111	A-113	A-114	ГСО2-1-1	ГСО2-1-2	ГСО2-1-3	233-9-2	233-13-1	234-17-2	ГСО2-2-1	ГСО2-2-2
SiO <sub>2</sub>	57.35	59.13	62.01	58.18	53.86	55.15	55.84	63	64	64.8	60.01	61.05
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18.54	20.35	16.50	18.59	25.50	24.76	24.09	17.4	16.4	17.5	16.20	16.46
TiO <sub>2</sub>	0.821	0.906	0.609	0.701	0.721	1.110	0.924	0.88	0.78	0.99	0.788	0.779
Fe <sub>2</sub> O <sub>3total</sub>	9.34	9.06	10.28	7.90	2.02	4.20	2.67	4.04	6	6.89	7.34	6.38
MnO	0.06	0.04	0.05	0.06	0.01	0.01	0.01	0.01	0.03	0.05	0.03	0.02
CaO	0.12	0.09	0.16	0.52	0.09	0.12	0.09	0.42	0.56	0	0.10	0.09
MgO	2.75	2.33	1.82	3.35	2.44	1.28	1.97	3.67	3.21	0	3.68	2.75
K <sub>2</sub> O	4.37	3.63	2.70	4.45	9.41	6.55	9.21	5.76	4.33	4.84	3.94	4.25
Na <sub>2</sub> O	0.50	0.80	0.80	0.55	0.43	0.55	0.31	2.23	2.06	1.22	1.23	1.51
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.15	0.08	0.26	0.12	0.08	0.14	0.05	0.1	0.11	0.09	0.12	0.05
ppp	5.03	3.84	5.14	4.80	4.19	4.32	4.13	3.32	3.32	3.47	4.70	5.00
сумма	99.02	100.25	100.33	99.22	98.75	98.18	99.29	100.83	100.80	99.85	98.14	98.34
ГМ*	0.50	0.51	0.44	0.47	0.52	0.55	0.50	0.35	0.36	0.39	0.41	0.39
Na <sub>2</sub> O + K <sub>2</sub> O	4.87	4.43	3.50	5.00	9.84	7.10	9.52	7.99	6.39	6.06	5.17	5.76
СIA	76	79	78	74	70	75	69	62	64	71	71	69
СIW	95	93	91	91	97	96	97	80	79	90	88	86
IVC	1.07	0.9	1	1.14	0.77	0.63	0.77	1.36	1.35	0.74	1.33	1.17
PIA	93	92	89	88	95	94	95	72	73	86	84	82
Авзянская свита												
Компоненты и индексы/пробы	Катакская подсвита				Малоинзерская подсвита				Ушаковская подсвита		Куткурская подсвита	
	292-4-1	292-3-1	292-20-2	259-10-1	781-10-2	781-11-1	781-12-8	781-3-4	ГСО2-4-1	ГСО2-4-2	752-13-2	752-13-4
SiO <sub>2</sub>	60.48	56.18	59.15	58.63	57	62.2	60.8	60.7	56.47	59.17	63.50	63.11
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.57	20.33	18.78	17.84	20.6	17.6	18.9	14	21.70	19.12	18.65	18.32
TiO <sub>2</sub>	0.79	1	0.82	0.88	0.87	1.05	0.93	0.88	0.679	0.723	0.86	0.82
Fe <sub>2</sub> O <sub>3total</sub>	7.21	7.22	5.59	4.74	6.56	6.5	6.15	3.9	2.27	6.76	4.12	5.20
MnO	-	-	-	-	0.02	0.16	0.00	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01
CaO	0.3	0.56	0.42	1.53	0.35	0.35	0.56	1.4	0.13	0.10	0.56	0.18
MgO	3.11	3.83	3.93	4.59	2.6	3	2.54	8.87	3.30	2.45	1.26	1.63
K <sub>2</sub> O	5.86	5.77	6.1	6.54	5.25	5.32	4.54	4.86	9.23	6.63	7.62	7.68
Na <sub>2</sub> O	0.59	0.73	0.37	0.5	1.19	1.08	1.19	1.11	0.43	0.37	0.11	0.12
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.04	0.06	0.04	0.12	0.07	0.1	0.07	0.16	0.04	0.07	0.06	0.06
ppp	4.53	4.4	4.78	4.85	3.9	3.4	4.68	4.36	5.49	4.24	3.72	3.30
сумма	100.48	100.08	99.98	100.22	98.41	100.76	100.36	100.25	99.75	99.65	100.47	100.43
ГМ*	0.42	0.51	0.43	0.40	0.49	0.41	0.43	0.31	0.44	0.45	0.37	0.39
Na <sub>2</sub> O + K <sub>2</sub> O	6.45	6.50	6.47	7.04	6.44	6.40	5.73	5.97	9.66	7.00	7.73	7.80
СIA	69	71	70	63	71	68	71	59	66	71	66	67
СIW	92	90	93	83	89	88	86	76	96	96	94	97
IVC	1.22	1.19	1.2	1.49	0.98	1.21	1.03	2.56	1	1.02	0.88	0.95
PIA	88	86	90	75	85	83	82	67	93	94	90	95

Примечание. \*Значение модуля ГМ, возможно, несколько завышено в связи с расчетом его по Fe<sub>2</sub>O<sub>3total</sub>.



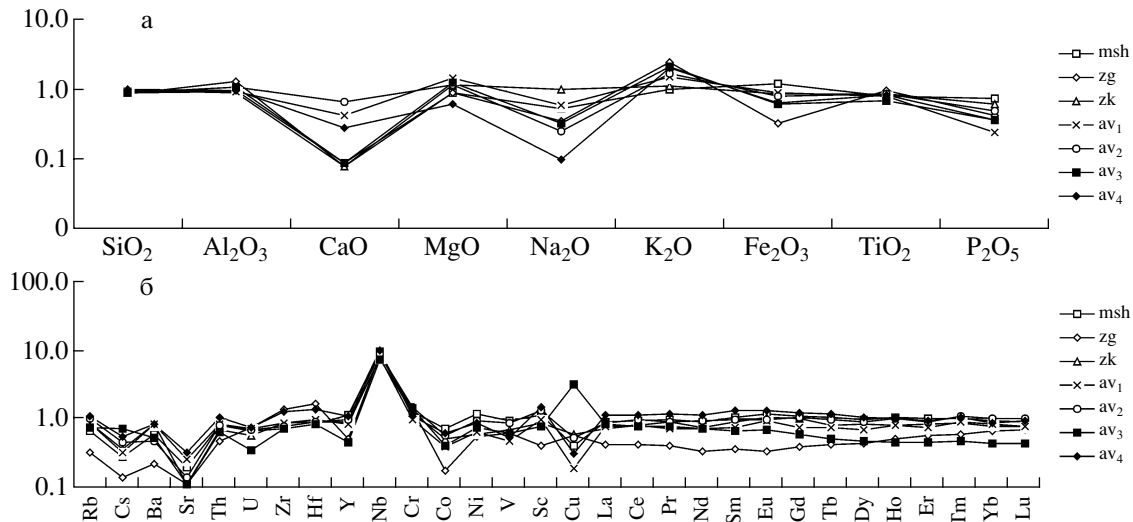


Рис. 2. Спайдер-диаграмма нормированных на PAAS содержаний петрогенных окислов (а) и малых элементов (б) в глинистых сланцах основных литостратиграфических подразделений юрматинской серии.

msh – машакская свита; zg – зигальгинская свита; zk – зигазино-комаровская свита; авзянская свита: av<sub>1</sub> – катакская подсвита; av<sub>2</sub> – малоинзерская подсвита; av<sub>3</sub> – ушаковская подсвита; av<sub>4</sub> – куткурская подсвита.

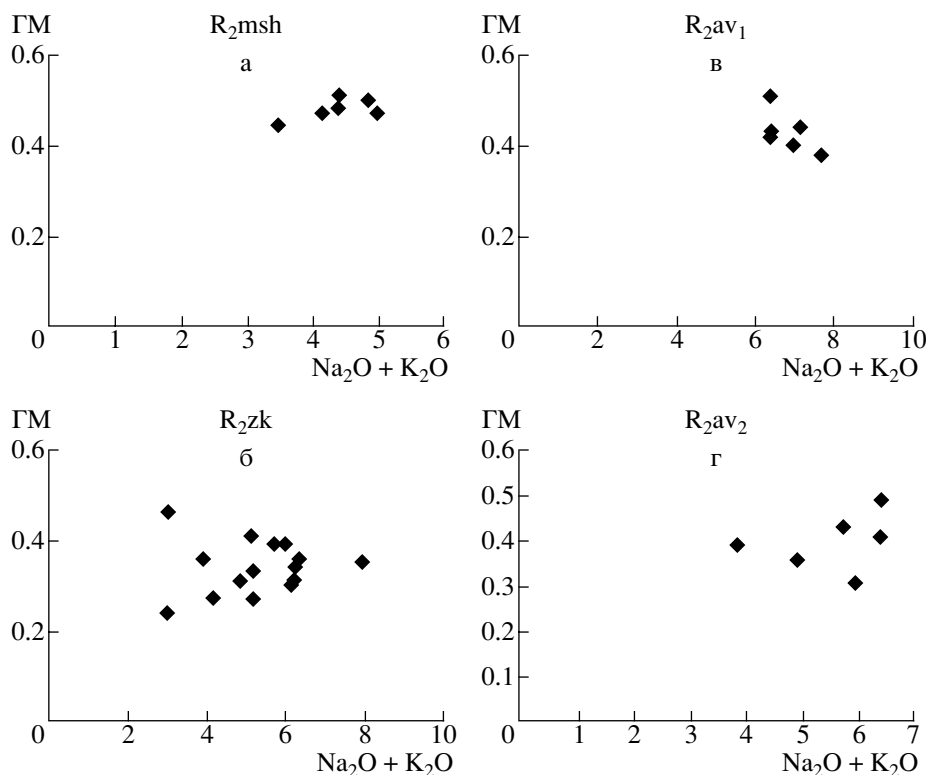
и больших, нежели в PAAS, значений. Сходный характер распределения породообразующих окислов наблюдается и в глинистых сланцах малоинзерского уровня, где содержания SiO<sub>2</sub>, TiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3total</sub> и Na<sub>2</sub>O примерно те же, что и в PAAS, содержания MgO и K<sub>2</sub>O несколько выше, а CaO – значительно ниже, чем в PAAS. Глинистые сланцы ушаковской подсвиты авзянской свиты имеют почти те же, что и в PAAS, содержания SiO<sub>2</sub> и Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Концентрации TiO<sub>2</sub> в них немного ниже, а MgO и K<sub>2</sub>O – выше, чем в PAAS; содержания же остальных петрогенных окислов ниже, чем в PAAS. Тонкозернистые алюмосиликокластические породы куткурского уровня характеризуются более низкими, чем в PAAS, содержаниями CaO, MgO, Na<sub>2</sub>O, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>; K<sub>2</sub>O в них, напротив, больше.

Для общей характеристики глинистых сланцев юрматинской серии мы использовали систему петрохимических модулей и диаграмм Я.Э. Юдовича [Юдович, Кетрис, 2000], главным образом, диаграммы ГМ–(Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O) и ФМ–НКМ и такие известные петрохимические отношения, как индекс химического изменения CIA = [Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/(Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> + CaO\*+Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O)] × 100 [Nesbitt, Young, 1982; Visser, Young, 1990], химический индекс выветривания CIW = [Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/(Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> + CaO + Na<sub>2</sub>O)] × 100 [Harnois, 1988], индекс изменения состава ICS = (Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> + K<sub>2</sub>O + Na<sub>2</sub>O + CaO + MgO + TiO<sub>2</sub>)/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> [Cox et al., 1995] и индекс PIA = [(Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>–K<sub>2</sub>O)/(Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> + CaO\*+Na<sub>2</sub>O–K<sub>2</sub>O)] × 100 [Fedot et al., 1995], позволяющие в общем виде реконструировать климатические обстановки в областях пита-

ния и степень зрелости поступающей в область седиментации тонкой алюмосиликокластики<sup>3</sup>.

Исходно глинистые породы машакской свиты среднего рифея характеризуются значениями ГМ = (Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> + TiO<sub>2</sub> + Fe<sub>2</sub>O<sub>3total</sub> + MnO)/SiO<sub>2</sub>, не выходящими за рамки 0.35–0.45 ед.; в основном это нормосиаллиты по классификации [Юдович, Кетрис, 2000]. Сумма щелочей составляет 3.5–4.5%, что в целом не характерно для глинистых пород типового разреза рифея (рис. 3). Ни в одной пробе величина MgO не превышает 3%, что достаточно однозначно указывает на отсутствие примеси в сланцах “пирогенного материала” основного состава. Глинистые сланцы зигазино-комаровской свиты имеют ГМ от 0.25 до 0.45 ед., что позволяет рассматривать их как совокупность силитов, гипо- и нормосиаллитов по классификации [Юдович, Кетрис, 2000]. Сумма щелочей для выборки в целом по свите варьирует от 3 до 6%. Весьма показательно, что исходно глинистые породы ни-

<sup>3</sup> Индекс CIA уже достаточно широко используется в отечественных публикациях по петрохимии осадочных образований [Интерпретация геохимических..., 2001 и др.], и на его значениях мы останавливаться не будем, другие же из перечисленных отношений менее известны. Так, для слабоизмененных докембрийских базальтов и гранитов индекс CIW составляет от 76 до 59; в корях выветривания в указанных породах он достигает 94–98. Индекс изменения состава также отражает степень зрелости поступающей в область седиментации тонкой алюмосиликокластики – незрелые глинистые осадки имеют величину ICS более 1, тогда как более зрелые характеризуются более низкими значениями. Индекс PIA иллюстрирует различную степень преобразования плагиоклазов: чем больше значения индекса, тем выше степень разложения плагиоклазов в области сноса, а климатические обстановки можно считать более гумидными.



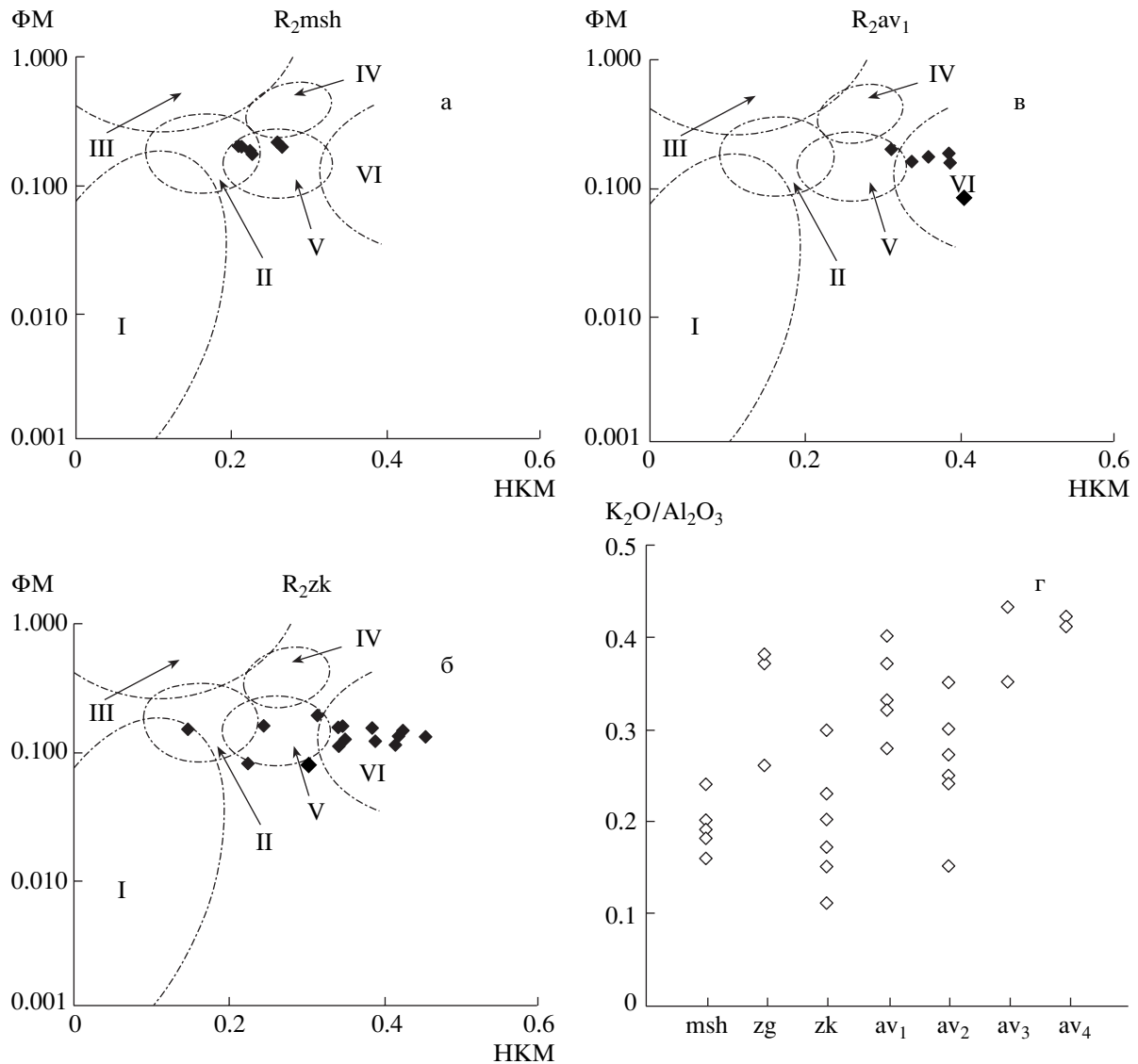
**Рис. 3.** Положение фигуративных точек составов глинистых сланцев машакского (а), зигазино-комаровского (б), катаскинского (в) и малоинзерского (г) уровней юрматиния на модульной диаграмме ГМ– $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ .

жней и верхней подсвит зигазино-комаровской свиты не содержат значительного количества  $\text{MgO}$ , тогда как 4 из 6 проб глинистых сланцев средней, амбарской, подсвиты принадлежат к классу псевдосиаллитов, т.е. только для них с достаточно большой уверенностью можно предполагать наличие пирогенной примеси основного состава. Глинистые породы катаскинской подсвиты авзянской свиты по величине ГМ классифицируются как нормо- и суперсиаллиты. Сумма  $\text{Na}_2\text{O}$  и  $\text{K}_2\text{O}$  варьирует в породах данного уровня юрматиния от 4.5 до 8%. Из 15 проанализированных нами проб только в одной содержание  $\text{MgO}$  составляет менее 3%. Из сказанного казалось бы можно сделать вывод о наличии во всех пробах сланцев катаскинской подсвиты пирогенной примеси основного состава, но скорее всего это обусловлено присутствием некоторого количества эпигенетического доломита в основной массе сланцев. Глинистые сланцы малоинзерской подсвиты авзянской свиты имеют существенно больший разброс значений ГМ – от 0.3 до 0.5 ед., т.е. представлены практически всеми классами сиаллитов. Только в одной из 5 проб содержание  $\text{MgO} > 3\%$ , что при существенно терригенном характере разреза подсвиты позволяет предполагать наличие пирогенной примеси основного состава. Сумма щелочей варьирует от 4 до несколько более 6%.

На модульной диаграмме ФМ–НКМ (ФМ =  $(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MnO} + \text{MgO})/\text{SiO}_2$ ; НКМ =  $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3$ ) Я.Э. Юдовичем и М.П. Кетрис [2000] выделены шесть полей главных литохимических типов глинистых пород<sup>4</sup>. Глинистые сланцы машакской свиты локализованы здесь в области перекрытия полей II и V (рис. 4а). Для зигазино-комаровского и авзянского уровней характерны глинистые сланцы типов V и VI (см. рис. 4б, в). Присутствие на машакском уровне глин II типа, возможно, отражает некоторую примесь пирокластике к обычному алюмосиликокластическому материалу, однако, как указано выше, ни в одной из проанализированных нами проб глинистых сланцев данного уровня величина  $\text{MgO}$  не превышает 3%, что указывает на отсутствие в этих породах существенной примеси “пирогенного материала” основного состава.

Индикатором исходного состава глинистых пород может служить также величина отношения

<sup>4</sup> Для глинистых пород типа II характерен состав, в котором смектита больше, чем каолинита, при резко подчиненной роли гидрослюд. Тип V – это смесь хлорита, смектита и гидрослюд. Тип VI представлен преимущественно гидрослюдистыми глинами, содержащими значительную долю тонкозернистых полевых шпатов. Такие породы широко распространены среди отложений рифея, формирование их связано с преобладанием в позднем докембрии аридных кор выветривания.



**Рис. 4.** Положение фигуративных точек глинистых сланцев машакского (а), зигазино-комаровского (б) и катаскинского (в) уровней юрматинской серии на модульной диаграмме ФМ–НКМ и вариации величины отношения  $K_2O/Al_2O_3$  (г). I – в составе глинистого вещества доминирует каолинит; II – преобладает смектит, присутствует каолинит, встречается гидрослюда; III – доминирует хлорит при подчиненной роли Fe-гидрослюда; IV – хлорит и гидрослюда; V – хлорит, смектит и гидрослюда; VI – преимущественно гидрослюдистые глины со значительным количеством КПШ. Границы полей по данным работы [Юдович, Кетрис, 2000].

$K_2O/Al_2O_3$  [Cox et al., 1995; Lee, 2002 и др.], так как в глинистых минералах и полевых шпатах значения указанного отношения существенно разнятся: для глинистых минералов значение  $K_2O/Al_2O_3$  составляет от 0 до 0.3, тогда как в полевых шпатах оно поднимается до 0.3–0.9. В рассматриваемом нами случае только глинистые сланцы машакского и зигазино-комаровского уровней имеют значения отношения  $K_2O/Al_2O_3 \leq 0.3$ ; для зигальгинского, катаскинского и малоинзерского уровней этот параметр достигает в ряде проб 0.4, хотя на тех же уровнях есть много образцов и со значениями  $K_2O/Al_2O_3$  менее 0.3. Глинистые слан-

цы ушаковского и куткурского уровней имеют значения данного параметра стабильно превышающие 0.33–0.35 (см. рис. 4г). Это позволяет предполагать, что ко времени их формирования (~1220–1200 млн лет назад) из областей сноса стал в заметных количествах поступать петрогенный материал кислого состава.

Средние для свит и подсвит значения индексов CIA, CIW и PIA меняются симбатно: минимальные их величины, свидетельствующие о поступлении с палеоводосборов петрохимически относительно менее зрелого материала, характерны для глинистых сланцев катаскинской

подсвиты авзянской свиты (рис. 5). Этот вывод подтверждается и особенностями распределения индекса IVC.

### ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ГЛИНИСТЫХ СЛАНЦЕВ ЮРМАТИНСКОЙ СЕРИИ КАК ИНДИКАТОРЫ УСЛОВИЙ ИХ ФОРМИРОВАНИЯ

Содержания ряда малых, в том числе редкоземельных, элементов в представительных пробах глинистых сланцев из различных литостратиграфических подразделений юрматиния показаны в табл. 3.

На рис. 2б показаны вариации медианных концентраций литофильных и высокозарядных элементов, а также переходных металлов и РЗЭ в глинистых сланцах различных литостратиграфических уровней юрматинской серии среднего рифея по отношению к РААС.

**Литофильные элементы и переходные металлы.** Концентрации литофильных элементов в глинистых сланцах всех уровней юрматинской серии заметно меньше тех, что характерны для РААС. Содержание хрома в глинистых сланцах большинства литостратиграфических единиц юрматиния несколько выше, чем в РААС, однако Со, V и главным образом Ni присутствуют в заметно меньших количествах.

**Высокозарядные элементы.** Цирконий, ниобий, гафний, иттрий, торий и уран, входящие в состав данной группы, имеют тенденцию оставаться в расплавах при их кристаллизации и в результате накапливаются преимущественно в кислых породах. Вместе с редкоземельными элементами они являются индикаторами состава источников сноса. Как следует из рис. 2, в рассматриваемых нами глинистых сланцах торий и иттрий присутствуют в основном в меньших, чем в РААС, количествах; содержания урана в сланцах всех уровней юрматиния также заметно меньше. Концентрации циркония и гафния только на зигальгинском и куткурском уровнях превышают те, что типичны для РААС. В первом случае это обусловлено тем, что данный уровень юрматиния сложен преимущественно высокозрелыми мономинеральными кварцевыми песчаниками, представленными, по всей видимости, как продуктами многократного перемыва аркозовой и полевошпато-кварцевой кластики, так и материалом из кор выветривания гумидного типа. Концентрация наиболее устойчивых аксессуарных минералов-носителей Zr и Hf в подобных обстановках просто неизбежна, что и отражается на спайдер-диаграмме. Увеличение содержаний двух указанных выше элементов вверх по разрезу юрматинской серии связано, вероятно, также с процессами рециклирования обломочного материала, приводящими с

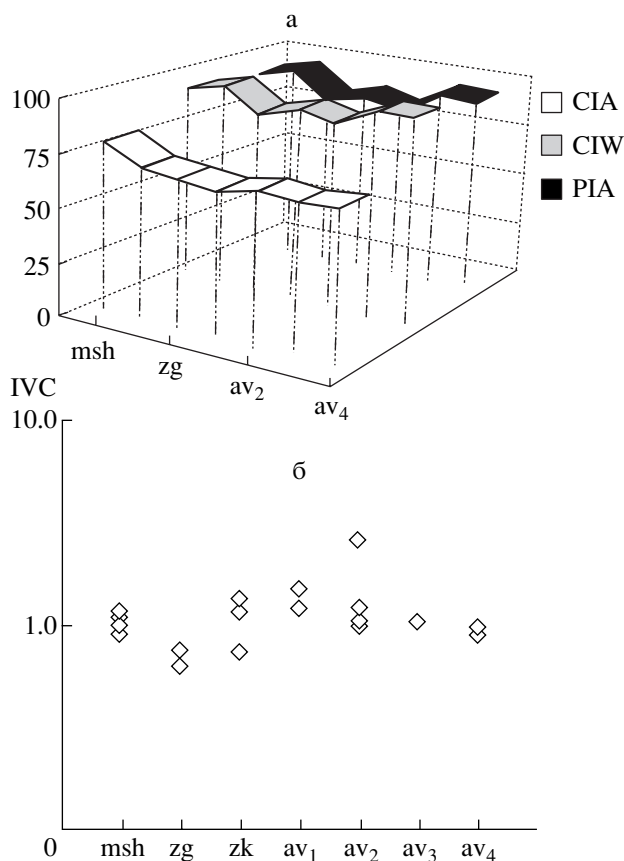


Рис. 5. Вариации медианных значений индексов CIA, CIW, PIA (а) и IVC (б) в глинистых сланцах юрматинской серии Башкирского мегантиклинория.

течением времени к возрастанию доли циркона в составе тяжелой фракции.

**Редкоземельные элементы.** Содержания РЗЭ в глинистых сланцах большинства уровней юрматинской серии примерно такие же, как и в РААС, с некоторыми колебаниями в ту или иную сторону. Однако на зигальгинском и ушаковском уровнях наблюдаются существенно более низкие концентрации всех без исключения РЗЭ, нежели это характерно для постархейского австралийского сланца. Еще одна особенность рассматриваемых тонкозернистых терригенных образований – несколько повышенные по сравнению с РААС концентрации легких и средних РЗЭ (машакский и куткурский уровни).

Анализ коэффициентов парной корреляции между некоторыми петрогенными окислами (Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, TiO<sub>2</sub>, K<sub>2</sub>O и P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>) и Zr, с одной стороны, и суммой РЗЭ, содержаниями LREE и HREE, а также содержаниями La и Yb, с другой, в глинистых сланцах и мелкозернистых глинистых алевролитах зигальгинской и зигазино-комаровской свит показывает следующее.

**Таблица 3.** Содержания малых, редких и редкоземельных элементов (в г/т) и их отношения в глинистых сланцах среднего рифея Башкирского метан-тиклинория

Компо- ненты	Машакская свита (быковская подсвита)			Энгазино-комаровская свита			Авзянская свита						
				Кагаскинская подсвита			Малоинзерская подсвита			Куткурская подсвита			
	Номер пробы												
	2911-5	2911	2911-5а	2810-2а	2830-2	2810-2	2805-2	2806-11	2825-3	35-16-16	752-3-8	752-13-2	752-13-4
Li	19.66	32.26	39.01	74.71	20.63	76.45	62.44	15.17	57.78	90.37	149.77	19.59	15.32
Be	2.90	1.46	4.94	2.94	0.77	2.96	2.39	0.55	2.55	2.49	3.69	3.00	3.24
Sc	27.29	25.22	36.32	20.03	5.63	21.10	11.42	22.90	15.55	22.97	19.25	16.61	30.67
V	144.95	191.53	126.90	105.68	19.74	110.51	72.54	13.73	123.29	159.89	98.65	66.15	93.56
Cr	185.01	130.08	208.01	170.89	23.92	144.19	105.81	24.89	144.95	195.03	128.11	140.48	104.69
Mn	257.51	281.80	244.74	78.09	1828.20	76.90	106.22	435.71	50.34	120.86	69.04	36.05	28.78
Co	28.47	20.02	49.97	11.82	6.33	11.43	7.90	8.98	12.10	7.15	19.56	15.88	12.46
Ni	74.41	68.86	125.43	32.39	16.77	31.59	27.19	36.02	48.34	47.35	54.85	48.58	46.74
Cu	6.45	4.09	5.64	25.42	8.99	25.12	15.26	7.61	9.61	24.39	29.60	19.49	11.74
Zn	50.08	31.22	74.96	89.08	31.60	94.01	21.99	13.63	90.96	47.48	45.38	47.75	52.58
Ga	25.75	17.20	38.03	23.80	5.29	24.74	17.98	2.53	25.44	28.67	24.41	25.71	29.29
Rb	131.82	67.74	171.48	202.20	44.58	194.36	156.66	10.30	138.94	149.96	179.07	170.91	179.82
Sr	71.92	18.50	117.98	22.75	163.79	22.39	35.12	283.75	51.40	39.44	17.41	63.30	67.93
Y	42.68	24.52	36.08	31.08	16.13	33.54	28.21	18.74	22.70	33.03	20.57	32.82	26.65
Zr	222.77	139.50	319.25	184.53	62.90	236.18	181.08	23.51	238.04	171.61	161.26	270.62	259.84
Nb	23.45	13.97	24.41	18.54	3.76	19.85	14.89	1.50	18.26	18.36	15.45	16.53	20.98
Mo	0.38	0.12	0.43	0.40	0.14	0.43	0.17	0.05	0.13	0.50	0.12	0.09	0.15
Cs	3.69	1.68	5.18	6.59	1.48	6.00	4.91	0.34	5.52	3.95	9.64	6.87	9.76
Ba	463.16	192.42	571.32	856.32	356.93	783.65	623.00	37.09	547.50	390.45	216.24	609.48	463.47
La	42.20	23.98	44.61	38.74	17.31	42.40	31.63	7.54	29.80	38.27	28.45	44.84	41.60
Ce	101.97	54.69	104.64	88.26	30.09	87.34	66.53	17.08	65.05	92.69	62.54	94.31	89.36
Pr	10.86	5.80	12.77	9.69	3.58	9.53	7.07	2.06	6.49	9.87	6.46	10.17	10.98
Nd	40.44	22.17	44.28	34.50	14.43	35.50	27.35	8.74	24.58	40.30	23.56	37.85	39.96

Таблица 3. Окончание

Компоненты	Машакская свита (Быковская подсвита)			Зигазино-комаровская свита			Авзянская свита						
	2911-5	2911	2911-5а	2810-2а	2830-2	2810-2	2805-2	2806-11	2825-3	35-16-16	752-3-8	752-13-2	752-13-4
Sm	7.54	4.61	8.20	6.73	2.63	6.31	5.23	2.40	4.14	7.27	3.70	7.41	7.19
Eu	1.94	1.22	1.69	1.60	0.59	1.46	1.00	0.51	1.02	1.42	0.67	1.49	1.32
Gd	7.77	4.45	6.68	5.93	2.56	5.55	4.58	2.53	3.56	6.27	3.41	6.67	4.81
Tb	1.31	0.68	0.92	0.81	0.38	0.86	0.74	0.41	0.57	0.97	0.52	0.96	0.82
Dy	7.66	4.09	5.43	5.07	2.23	5.23	4.31	2.42	3.22	5.40	3.23	5.12	4.72
Ho	1.69	0.83	1.29	1.14	0.51	1.10	0.88	0.43	0.81	1.26	0.78	1.17	0.85
Er	4.15	2.36	3.83	3.20	1.35	2.83	2.38	1.01	2.12	3.09	2.09	3.03	2.36
Tm	0.65	0.37	0.61	0.52	0.19	0.47	0.37	0.15	0.36	0.53	0.36	0.45	0.38
Yb	4.19	2.37	4.36	3.21	1.12	3.11	2.60	0.87	2.37	3.25	2.54	2.77	2.21
Lu	0.59	0.37	0.81	0.49	0.17	0.48	0.33	0.12	0.34	0.47	0.39	0.45	0.34
Hf	6.37	3.61	7.93	5.61	1.67	6.27	4.87	0.48	6.53	4.64	4.31	7.75	6.17
Ta	3.04	0.97	2.33	1.47	0.46	1.15	1.22	0.28	1.01	1.30	0.90	1.18	1.10
W	1.12	0.48	1.35	1.33	0.27	1.92	1.18	0.02	0.95	1.30	1.65	0.91	0.80
Tl	0.72	0.41	0.99	1.23	0.29	1.32	1.00	0.08	0.78	0.90	0.59	0.94	0.71
Pb	7.54	2.38	10.16	23.75	13.79	21.34	8.99	4.99	10.16	10.63	6.29	7.67	9.64
Bi	0.14	0.04	0.07	0.10	0.07	0.14	0.20	0.02	0.23	0.14	0.25	0.13	0.06
Th	12.55	6.04	18.38	15.15	3.50	13.98	12.31	0.93	13.34	12.30	11.63	16.69	14.07
U	2.79	1.23	3.55	2.65	0.97	2.47	2.30	0.23	2.24	2.75	1.51	2.41	2.14
Eu/Eu*	0.77	0.82	0.70	0.77	0.70	0.75	0.62	0.64	0.81	0.64	0.57	0.65	0.69
La <sub>N</sub> /Yb <sub>N</sub>	6.80	6.85	6.91	8.16	10.40	9.20	8.21	5.85	8.51	7.95	7.57	10.95	12.74
Gd <sub>N</sub> /Yb <sub>N</sub>	1.50	1.52	1.24	1.50	1.84	1.45	1.43	2.36	1.22	1.56	1.09	1.95	1.77
Ce/Ce*	1.08	1.05	0.99	1.03	0.86	0.99	1.01	0.98	1.06	1.95	1.05	1.00	0.95
Mo/Mn	0.0015	0.0004	0.0018	0.0052	0.0001	0.0056	0.0016	0.0001	0.0027	0.0042	0.0017	0.0024	0.0053
V/(V + Ni)	0.66	0.74	0.50	0.77	0.54	0.78	0.73	0.28	0.72	0.77	0.64	0.58	0.67

Для тонкозернистых алюмосиликокластических пород зигальгинского уровня характерна отрицательная корреляция между Zr и  $Gd_N/Yb_N$  ( $r = -0.21$ ), указывающая на то, что фракционирование HREE не обусловлено наличием в породах циркона. На это же указывает и очень слабая отрицательная корреляция между Zr и HREE ( $r = -0.07$ ). Положительная корреляция LREE и HREE с  $Al_2O_3$  (соответственно, 0.45 и 0.12), а также с  $P_2O_5$  (соответственно, 0.74 и 0.91) указывает на то, что влияние на содержание РЗЭ в глинистых сланцах различных минеральных фаз, таких как глинистая фракция и фосфаты, существенно варьирует. Zr имеет слабую положительную корреляцию с Yb ( $r = 0.18$ ), тогда как с HREE корреляция слабая отрицательная. Это указывает, что не все присутствующие в сланцах тяжелые РЗЭ входят в состав циркона. Более сильная положительная корреляция  $P_2O_5$  с HREE ( $r = 0.91$ ), чем с LREE ( $r = 0.74$ ) свидетельствует о влиянии на содержание РЗЭ в глинистых сланцах данного уровня фосфатных фаз, таких как монацит, апатит или ксенотим. На возможное присутствие ксенотима указывает и сильная положительная корреляция между  $P_2O_5$  и Y ( $r = 0.91$ ). Умеренная положительная корреляция между Y и La/Sc ( $r = 0.55$ ) позволяет предполагать, что и величина отношения La/Sc в какой-то мере контролируется присутствием в глинистых сланцах этого минерала.

Все сказанное выше позволяет сделать вывод, что РЗЭ связаны в исходно глинистых породах данного уровня юрматиния как с глинистыми минералами, так и с фосфатными фазами. Умеренная положительная взаимосвязь между HREE и  $TiO_2$  ( $r = 0.48$ ) предположительно указывает на присутствие в пелитах титанита или других Ti-содержащих фаз. Достаточно хорошая корреляция между La и Th, с одной стороны, и  $P_2O_5$ , с другой (соответственно, 0.63 и 0.48), свидетельствует о частичном влиянии апатита или монацита на распределение La и Th. Корреляция  $Eu/Eu^*$  с  $Al_2O_3$  и Zr отсутствует, следовательно, ни глинистые минералы, ни циркон не контролируют величину европиевой аномалии в глинистых сланцах и мелкозернистых аргиллитах зигальгинского уровня юрматиния.

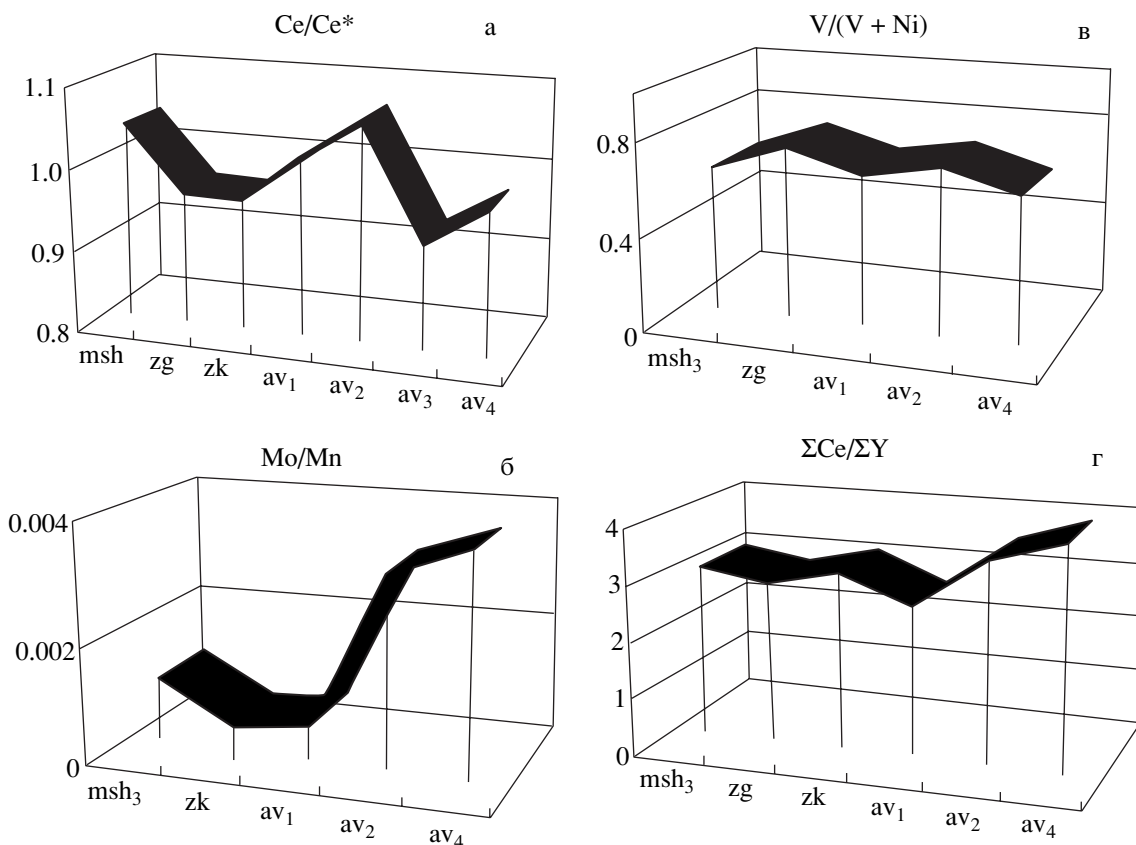
В глинистых сланцах зигазино-комаровского уровня наблюдается умеренная положительная корреляция между Zr и  $Gd_N/Yb_N$  ( $r = 0.56$ ), предполагающая, что фракционирование HREE в названных породах частично обусловлено присутствием циркона, однако значительная отрицательная корреляция между Zr и HREE ( $r = -0.72$ ) указывает на то, что циркон не является основным источником HREE в пелитах.  $P_2O_5$  имеет более сильную положительную корреляцию с HREE ( $r = 0.51$ ), чем с LREE ( $r = 0.23$ ). Это позволяет предполагать, что частично количество редкоземельных элементов в глинистых сланцах

данного уровня юрматиния контролируется фосфатными фазами. Однако корреляция между  $P_2O_5$  и Y в породах загазино-комаровской свиты менее сильная, чем в сланцах зигальгинской свиты (соответственно, 0.35 и 0.91). Корреляция между  $Al_2O_3$  и  $K_2O$ , с одной стороны, и HREE,  $\Sigma PZЭ$ , La и Yb, с другой, отрицательная. Это означает, что глинистые минералы на данном уровне, по-видимому, не являлись основными носителями редкоземельных элементов. Весьма незначительная корреляция между La и Th, с одной стороны, и  $P_2O_5$ , с другой, свидетельствует, что ни апатит, ни монацит не контролируют распределение La и Th в глинистых сланцах. Отсутствие корреляции между  $Eu/Eu^*$  и  $Al_2O_3$  и очень слабая связь  $Eu/Eu^*$  с Zr ( $r = 0.32$ ) указывают, что глинистые минералы не влияют на величину европиевой аномалии в сланцах, а циркон контролирует ее лишь в малой степени. Отрицательная корреляция между HREE, с одной стороны, и  $Al_2O_3$ ,  $K_2O$ , Zr и  $TiO_2$ , с другой, а также положительная умеренная корреляция HREE с  $P_2O_5$  ( $r = 0.51$ ) указывают на определенный вклад фосфатных фаз в общий уровень тяжелых РЗЭ в глинистых сланцах зигазино-комаровской свиты.

Геохимические особенности тонкозернистых алюмосиликокластических образований, как указывалось выше, позволяют реконструировать также и такие параметры формирования осадочных ассоциаций, как общую палеогеографическую позицию областей осадконакопления, окислительно-восстановительный потенциал придонных вод, палеоклиматические обстановки и состав источников сноса.

Общим геохимическим показателем палеогеографических условий накопления тех или иных осадочных образований часто рассматривается т.н. цериевая аномалия в глинистых и кремнистых породах –  $Ce/Ce^* = Ce_N/0.5 \times (La_N + Pr_N)$  [Murray et al., 1990, 1991]<sup>5</sup>. Известно, что основная масса редкоземельных элементов поставляется в конечные водоемы стока реками в виде взвеси. Какого-либо фракционирования церия в прибрежных (шельфовых) обстановках при этом не наблюдается. В центральных районах крупных морских и океанических бассейнов Ce(III) подвергается окислению и переходит в растворимую форму, что ведет к появлению в морской воде отрицательной цериевой аномалии. Примерно в 300–400-километровой зоне вокруг срединно-океанических хребтов (СОХ) морские воды, испытывающие значительное влияние металлонос-

<sup>5</sup> Цериевая аномалия часто рассматривается и как индикатор окислительно-восстановительных обстановок [German, Elderfield, 1990; Jones, Manning, 1994; Liu et al., 1988; Murray et al., 1991]. Однако в последние годы возможность использования ее в подобном качестве подвергается сомнению [Holser, 1997].



**Рис. 6.** Вариации величин отношений  $Ce/Ce^*$  (а),  $Mo/Mn$  (б),  $V/(V + Ni)$  (в) и  $\Sigma Ce/\Sigma Y$  (г) в глинистых сланцах различных литостратиграфических уровней юрматинской серии.

ных эманаций из СОХ, характеризуются резкой отрицательной аномалией Се. Указанные данные послужили Р. Мюррею с соавторами [Murray et al., 1990, 1991] основанием для рассмотрения отношения  $Ce/Ce^*$  в качестве индикатора таких седиментационных обстановок, как: 1) близспрединговая (300–400 км от СОХ,  $Ce/Ce^* \sim 0.25-0.3$ ); 2) глубоководных котловин (от 400 до 2500–3000 км от СОХ,  $Ce/Ce^* \sim 0.55-0.6$ ) и 3) окраинноконтинентальная ( $Ce/Ce^* \sim 0.9-1.3$ ).

В глинистых сланцах юрматинской серии отношение  $Ce/Ce^*$  варьирует в пределах 0.93–1.07 (рис. 6а), что предполагает накопление исходных осадков в прибрежных мелководных шельфовых обстановках и хорошо согласуется с данными литолого-фациального анализа [Маслов, 1991, 1997, 2000]. Примечательно также, что величина цериевой аномалии в глинистых сланцах машакской свиты, формировавшихся как будто бы в условиях активно проявленного рифтогенеза [Формирование земной..., 1986; Парначев и др., 1986 и др.], составляет, как и на более высоких уровнях разреза, 1.04, что предполагает практически полное отсутствие привноса в осадки в названный отрезок времени каких-либо магматических эманаций или пирокластики. Об этом же, как было отмечено

выше, свидетельствуют и петрохимические особенности глинистых сланцев данного уровня разреза.

В качестве показателей окислительно-восстановительных особенностей придонных вод среднерифейского бассейна нами использованы геохимические модули  $Mo/Mn$  [Холодов, Недумов, 1991; Холодов, Пауль, 1999; Гаврилов и др., 2002] и  $V/(V + Ni)$  [Hatch, Leventhal, 1992; Lewan, 1984]. Известно, что в бассейнах с сероводородным заражением величина отношения  $Mo/Mn$  варьирует от 0,0n до 0,n ед., тогда как в хорошо аэрируемых водоемах она составляет существенно менее 0,00n. Значения  $V/(V + Ni)$  в осадках умеренно бескислородных обстановок менее 0.65–0.7, а в отчетливо выраженных редокс-условиях поднимается почти до 1.0. В рассматриваемом нами случае, несмотря на некоторый разброс значений отношения  $Mo/Mn$  (см. рис. 6б) в глинистых сланцах разных уровней юрматиния, все они не превышают 0.0038, что в целом не позволяет рассматривать обстановки в бассейне седиментации как восстановительные. Значения  $V/(V + Ni)$  варьируют от 0.57 до 0.71 (см. рис. 6в), что также указывает на отсутствие на всем протяжении среднего рифея в бассейне явно выраженных редокс-условий.



Единственным исключением являются темно-серые или почти черные углеродисто-глинистые сланцы самых нижних горизонтов серегинской подсвиты зигазино-комаровской свиты, вскрытые несколькими карьерами в окрестностях г. Бакала. Наличие в этих сланцах желваковых конкреций пирита, линзовидных прослоев диагенетических сидеритов, низкие ( $\sim 1$ ) значения<sup>6</sup> отношения C/S, а также присутствие фосфоритов указывают на существование в данной части бассейна во время формирования названных образований бескислородных обстановок [Крупенин и др., 1995].

Геохимическим индикатором палеоклимата является отношение  $\Sigma\text{Ce}/\Sigma\text{Y}$  [Балашов и др., 1964; Ронов и др., 1967, 1972; Балашов, 1976 и др.]. В отложениях аридного климата оно составляет порядка 2.2–2.4, для прибрежно-морских и пелагических глин гумидного климата этот параметр заметно выше и может достигать 3.9–4.8 и 2.3–3.8, соответственно. В глинистых сланцах юрматинской серии Башкирского мегантиклинория указанное отношение в основном выше 3.10, и только на катаскинском уровне оно равно 2.73 (см. рис. 6г). Учитывая приведенные выше данные о вариациях основных петрохимических индексов палеоклимата, можно предполагать, что глинистые сланцы катаскинской подсвиты авзянской свиты формировались за счет материала, поступающего из областей, находившихся под влиянием климата близкого к аридному, тогда как в другие эпохи климат на палеоводосборах был скорее всего гумидным.

Анализ вариаций отношений ряда малых элементов в тонкозернистых алюмосиликокластических породах позволяет «вести мониторинг» состава источников сноса [Тейлор, МакЛеннан, 1988; Подковыров, 2001; Condie, 1993; Wronkiewicz, Condie, 1990; Cullers, Podkovyrov, 2000 и др.]. Так, например, величина отношения  $\text{Cr}/\text{Th}$  в глинистых породах контролируется преимущественно составом пород источников сноса и локальной тектоникой и является, как предполагают многие авторы, достаточно точным их индикатором, наряду с такими отношениями, как  $\text{Eu}/\text{Eu}^*$ ,  $\text{La}/\text{Yb}$ ,  $\Sigma\text{LREE}/\Sigma\text{HREE}$ ,  $\text{Th}/\text{U}$ ,  $\text{Th}/\text{Sc}$  и др. Заметные вариации величин указанных отношений обусловлены, как правило, выведением на дневную поверхность крупных масс гранитов и других пород кислого состава или же связаны с появлением в областях размыва суще-

ственных объемов основных и ультраосновных пород, генерируемых при островодужных процессах, рифтогенезе или подъеме к поверхности планеты мантийных плюмов. Напротив, относительное постоянство указанных индексов в течение значительных периодов времени указывает на спокойные тектонические обстановки в областях сноса и/или эффективное перемешивание тонкой алюмосиликокластики при транспортировке в конечные водоемы стока.

Весьма информативными при реконструкции состава коры являются, как указывалось выше, также спектры РЗЭ в тонкозернистых алюмосиликокластических породах. Несмотря на то, что однообразие спектров РЗЭ в осадочных породах разного возраста и разных регионов наиболее часто интерпретируется как результат эффективного смешивания кластического материала из различных источников сноса [Тейлор, МакЛеннан, 1988 и др.], в настоящее время выявляется все больше случаев исключения из данного правила, что обусловлено в том числе и вариациями состава источников сноса в пределах локальных территорий [Подковыров, 2001; Подковыров и др., 2002; Khudoley et al., 2001 и др.]. Основными критериями, по которым оцениваются спектры РЗЭ являются: 1) сумма РЗЭ; 2) отношение  $\text{Eu}/\text{Eu}^* = \text{Eu}_N/(\text{Sm}_N \times \text{Gd}_N)^{1/2}$ ; 3) отношение  $\text{La}_N/\text{Yb}_N$ , характеризующее общий наклон спектра распределения РЗЭ и косвенным образом свидетельствующее о составе пород источников сноса; 4) отношение  $\text{Gd}_N/\text{Yb}_N$  – индикатор степени деплетированности тяжелых РЗЭ и ряд др.

Вариации суммы редких земель в глинистых сланцах юрматинской серии снизу вверх по стратиграфическому разрезу имеют следующий вид: для начала среднего рифея и конца времени накопления отложений авзянской свиты ( $\sim 1220$ – $1200$  млн лет) характерно поступление в область седиментации довольно высоких ( $\sim 200$  г/т и выше) концентраций РЗЭ (рис. 7а), что типично при значительном преобладании в областях размыва пород кислого состава. В глинистых сланцах зигальгинского и катаскинского уровней сумма РЗЭ примерно в 2 раза ниже, и, наконец, тонкозернистые терригенные образования зигазино-комаровской свиты, а также малоинзерской и ушаковской подсвит характеризуются некими промежуточными значениями этого параметра.

Снизу вверх по разрезу юрматинской серии в глинистых сланцах наблюдается рост величины отношения легких редких земель к тяжелым ( $\text{LREE}/\text{HREE}$ ) (см. рис. 7б). Если для глинистых сланцев машакской свиты  $\text{LREE}/\text{HREE}$  составляет порядка 7.26, то уже в тонкозернистых терригенных отложениях зигазино-комаровской свиты это отношение возрастает до 8.99, а в глинистых сланцах ушаковской подсвиты авзянской свиты

<sup>6</sup> По данным, приведенным в работе [Berner, Raiswell, 1983], для современных и фанерозойских морских глинистых осадков отношение органического углерода к аутигенной (пиритной) сере составляет около 3. Отложения пресноводных озер характеризуются значительно более высокими значениями данного отношения, тогда как в эвксинных образованиях этот параметр уменьшается до 0.5–1.5. Возможность использования данного показателя для суждений о редокс-обстановках позднедокембрийских бассейнов показана в работах [Donnelly, Jackson, 1988; Jackson, 1985].

оно равно 11.4. Аналогично ведет себя и отношение  $La_N/Yb_N$ . Существенного деплетирования тяжелых РЗЭ не наблюдается – все значения отношения  $Gd_N/Yb_N$  укладываются в интервал от 1.04 ( $R_{2zg}$ ) до 1.86 ( $R_{2av_4}$ ) (см. рис. 7в).

Величина отношения  $Eu/Eu^*$  в глинистых сланцах юрматинской серии варьирует в очень небольших пределах – для большинства литостратиграфических уровней серии характерны значения данного отношения от 0.67 до 0.69, что несколько превосходит известное стандартное значение для PAAS, и только в исходно глинистых породах малоинзерской и ушаковской подсвит названный параметр составляет, соответственно, 0.61 и 0.65. Отношение  $Eu/Eu^*$  не обнаруживает каких-либо существенных вариаций снизу вверх по разрезу серии (см. рис. 7в) и, следовательно, основываясь на данном параметре, нельзя говорить о прогрессивном увеличении степени зрелости коры в областях размыва к концу авзянского времени<sup>7</sup>. Несколько к иному выводу приводит рассмотрение особенностей распределения в разрезе серии значений  $La_N/Yb_N$ . Известно [Wronkiewicz, Condie, 1990], что высокие (порядка 20) значения данного отношения в глинистых сланцах отвечают формированию их за счет размыва хорошо развитой зрелой верхней коры, в составе которой практически отсутствуют ультраосновные и основные породы. В нашем случае снизу вверх по разрезу юрматинской серии значение  $La_N/Yb_N$ , составляющее в тонкозернистых алюмосиликокластических породах машакского уровня 9.2, на вышележащем уровне снижается до 5.42, а затем постепенно растет до 11–15 в глинистых сланцах средней части авзянской свиты, что, учитывая определенную консервативность параметра  $Eu/Eu^*$  [Тейлор, МакЛеннан, 1988], можно рассматривать как свидетельство постепенной эволюции верхней коры в источниках сноса на протяжении первой половины среднего рифея в сторону увеличения роли в ее составе более зрелых пород.

В целом, по величине отношений  $La_N/Yb_N$ ,  $Gd_N/Yb_N$  и  $Eu/Eu^*$  глинистые сланцы юрматинской серии Башкирского мегантиклинория отвечают стандартному составу большинства постархейских глинистых сланцев, для которых указанные параметры находятся в рамках менее 15, 1.0–2.0 и 0.6–0.7, соответственно [McLennan, 1989].

Спектры РЗЭ в глинистых сланцах различных литостратиграфических единиц юрматинской серии показаны на рис. 8. Сравнение их позволяет видеть, что глинистые сланцы и мелкозернистые алевриты зигальгинской, а также в значитель-

<sup>7</sup> Примечательно, что по данным, приведенным в работе [Jahn, Condie, 1995], значения  $Eu/Eu^* < 0.85$  свидетельствуют о значительном рециклинге древней коры и преобладании в ней гранитоидов [Wronkiewicz, Condie, 1990].

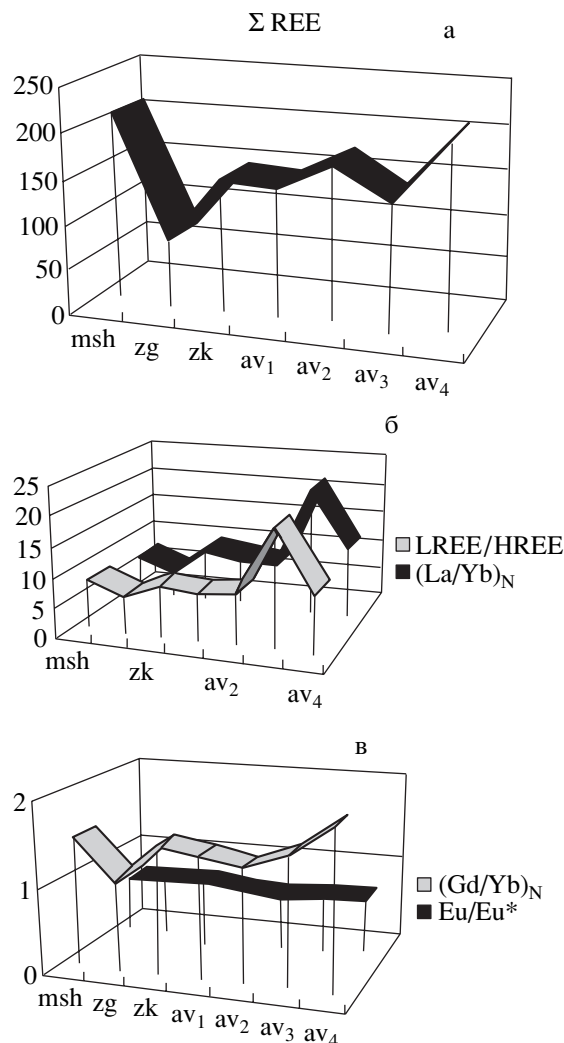


Рис. 7. Особенности изменения суммы РЗЭ (а), отношений LREE/HREE и  $La_N/Yb_N$  (б) и отношений  $Gd_N/Yb_N$  и  $Eu/Eu^*$  (в) в глинистых сланцах юрматиния.

ной мере, вероятно, зигазино-комаровской и авзянской свит, обладающие относительно пологими кривыми распределения РЗЭ и рядом других характерных особенностей, формировались, по-видимому, за счет размыва комплекса пород с несколько пониженным, по сравнению с машакским, ушаковским и куткурским временем, содержанием кислых магматических образований. Более того, ряд проб глинистых сланцев из зигальгинской и зигазино-комаровской свит, а также катаскинской и ушаковской подсвит авзянской свиты характеризуется нетипичными спектрами, в которых правая ветвь имеет корытообразную форму, наблюдается существенное деплетирование тяжелых РЗЭ, европиевая аномалия отсутствует или величина ее незначительна и др. Общей особенностью этих проб является и весь-

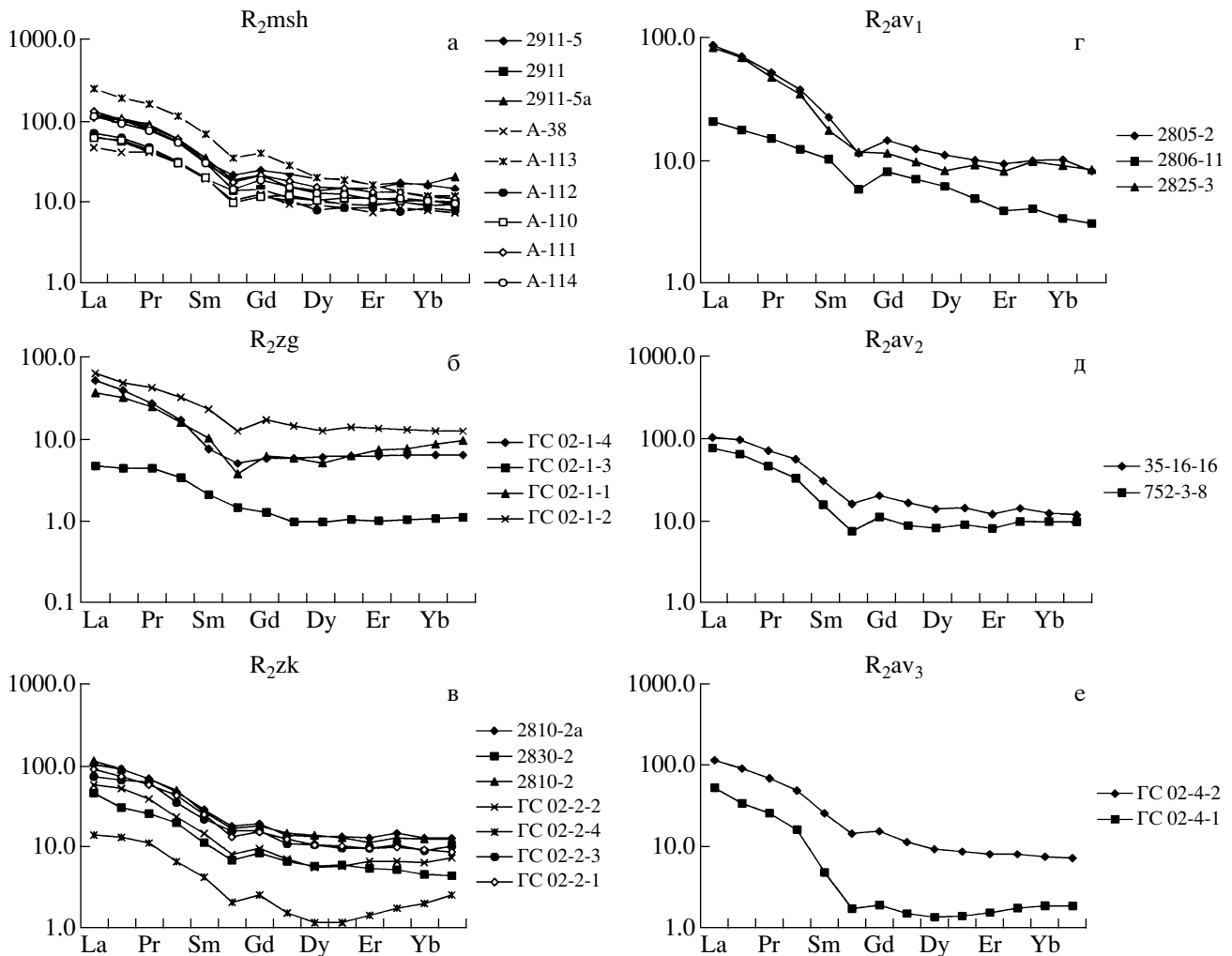


Рис. 8. Спектры РЗЭ в глинистых сланцах различных литостратиграфических уровней юрматинской серии.

ма высокое значение отношения Cr/Th (от 24–26 и до 100 и более).

На диаграмме Cr–Ni фигуративные точки составов глинистых сланцев занимают промежуточное положение между полями постархейских и позднеархейских образований (рис. 9а), что как раз и вызвано повышенными концентрациями в ряде проб хрома. На диаграмме La–Th между названными элементами наблюдается значительная положительная корреляция ( $r = 0.92$ ) (см. рис. 9б), что указывает на одинаковое поведение La и Th в процессах седиментогенеза [Nance, Taylor, 1976; McLennan et al., 1980; Panahi, Young, 1997]. Все глинистые сланцы юрматинской серии характеризуются значениями La/Th между 2.23 и 4.95, что предполагает образование их в основном за счет размыва пород кислого состава [Тейлор, МакЛеннан, 1988; McLennan, 1989].

Учитывая сказанное выше, мы выполнили нормирование медианных значений содержаний литофильных (Rb, Cs, Ba, Sr, Th, U) и высокоза-

рядных (Zr, Hf, Y, Nb) элементов, переходных металлов (Cr, Co, Ni, V, Sc, Cu) и редкоземельных элементов в глинистых сланцах семи литостратиграфических уровней юрматинской серии на их содержания в верхней континентальной коре (UCC) и архейской верхней коре (AUC)<sup>8</sup> без разделения на какие-либо группы и в глинистых сланцах с повышенными значениями отношения Cr/Th (рис. 10).

В первом случае при нормировании на UCC в группе литофильных элементов в большинстве глинистых сланцев наблюдаются несколько более высокие содержания рубидия и цезия, торий присутствует примерно в тех же концентрациях, что и в UCC, содержания урана несколько ниже на всех семи уровнях, тогда как содержания стронция почти на порядок ниже. Высокозаряд-

<sup>8</sup> Средние составы верхней континентальной коры и архейской верхней коры заимствованы из работы [Taylor, McLennan, 1995].

ные элементы содержатся примерно в тех же количествах, что и в средней верхней континентальной коре. В группе переходных металлов наблюдаются почти на всех уровнях, за исключением зигальгинского, более высокие содержания, чем в УСС, при этом только медь испытывает заметные вариации в ту и иную сторону. Содержания РЗЭ почти в точности соответствуют тем, что типичны для УСС; только на зигальгинском уровне, как указывалось выше, они заметно ниже. При нормировании на АУС в группе литофильных элементов ситуация та же, что и при нормировании на УСС. Концентрации высокозарядных элементов, кроме Y, на всех семи уровнях юрматинской серии выше; содержания иттрия варьируют как в большую, так и в меньшую стороны. Содержания переходных металлов, за исключением скандия, по сравнению с АУС понижены, в ряде случаев (например, для Co, Ni и V) заметно. Наконец, содержания РЗЭ в глинистых сланцах всех уровней, за исключением зигальгинского, заметно выше, чем в АУС.

Все сказанное выше, на наш взгляд, указывает, что для подавляющего большинства проанализированных нами образцов глинистых сланцев юрматинской серии главным источником сноса являлась не архейская континентальная кора с высокими содержаниями V, Ni и Cr и низкими – РЗЭ, а кора более зрелая, в которой источниками повышенных содержаний названных металлов переходной группы служили локальные массивы основных и ультраосновных пород.

Нормирование на УСС и АУС составов глинистых сланцев с повышенными содержаниями хрома (всего 7 образцов) и высокими значениями отношения Cr/Th показывает, что по сравнению с верхней континентальной корой большинство из них имеет пониженные концентрации РЗЭ (за исключением одной пробы сланцев машакского уровня) и варьирующие, но преимущественно более низкие содержания литофильных и высокозарядных элементов. Концентрации Cr, Ni и V в большинстве принадлежащих к рассматриваемой группе проб выше, чем в УСС, а содержания Sc и Cu варьируют в большую и меньшую сторону. Содержания стронция в большинстве проб больше чем на порядок ниже, чем в УСС. Примерно такая же картина наблюдается и при сравнении проб данной группы с АУС: 1) содержания литофильных элементов в исследуемых пробах в основном ниже, чем в АУС; 2) содержания высокозарядных элементов в значительной степени варьируют; 3) содержания Cr, Co, Ni, V и Sc составляют от 1.0 до 0.1, а иногда и менее, от того уровня, что типичен для АУС; 4) концентрации РЗЭ в большинстве проб ниже, чем в АУС. По-видимому, это также указывает на сходство размывавшейся в среднем рифее коры и УСС и присутствие в ней ультраосновных и основных пород.

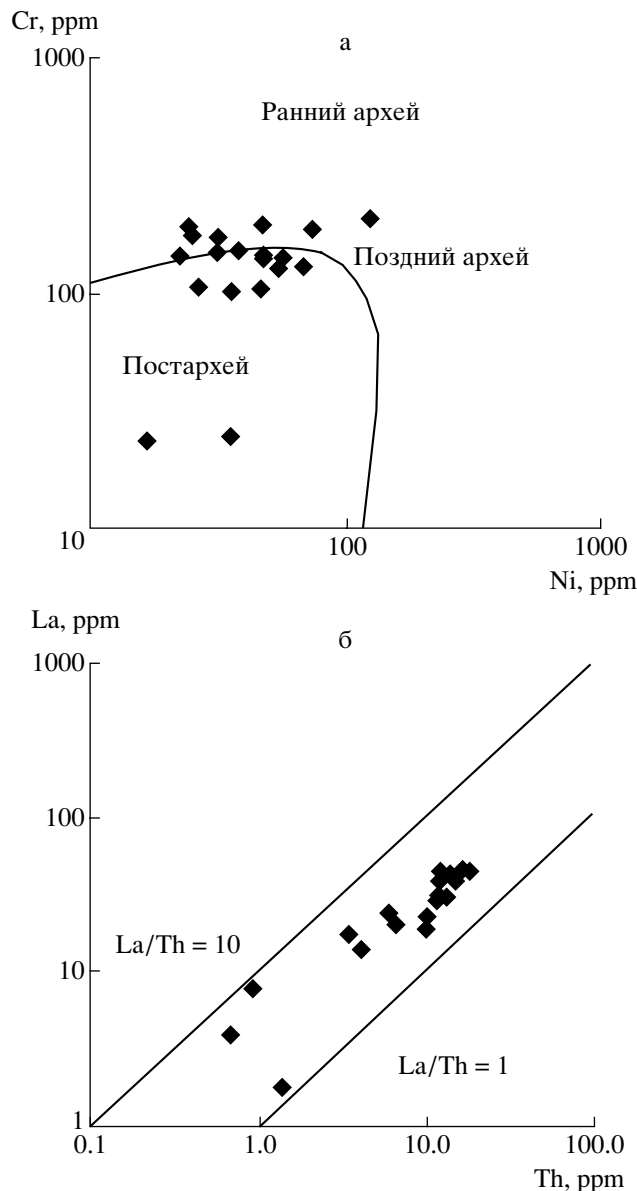
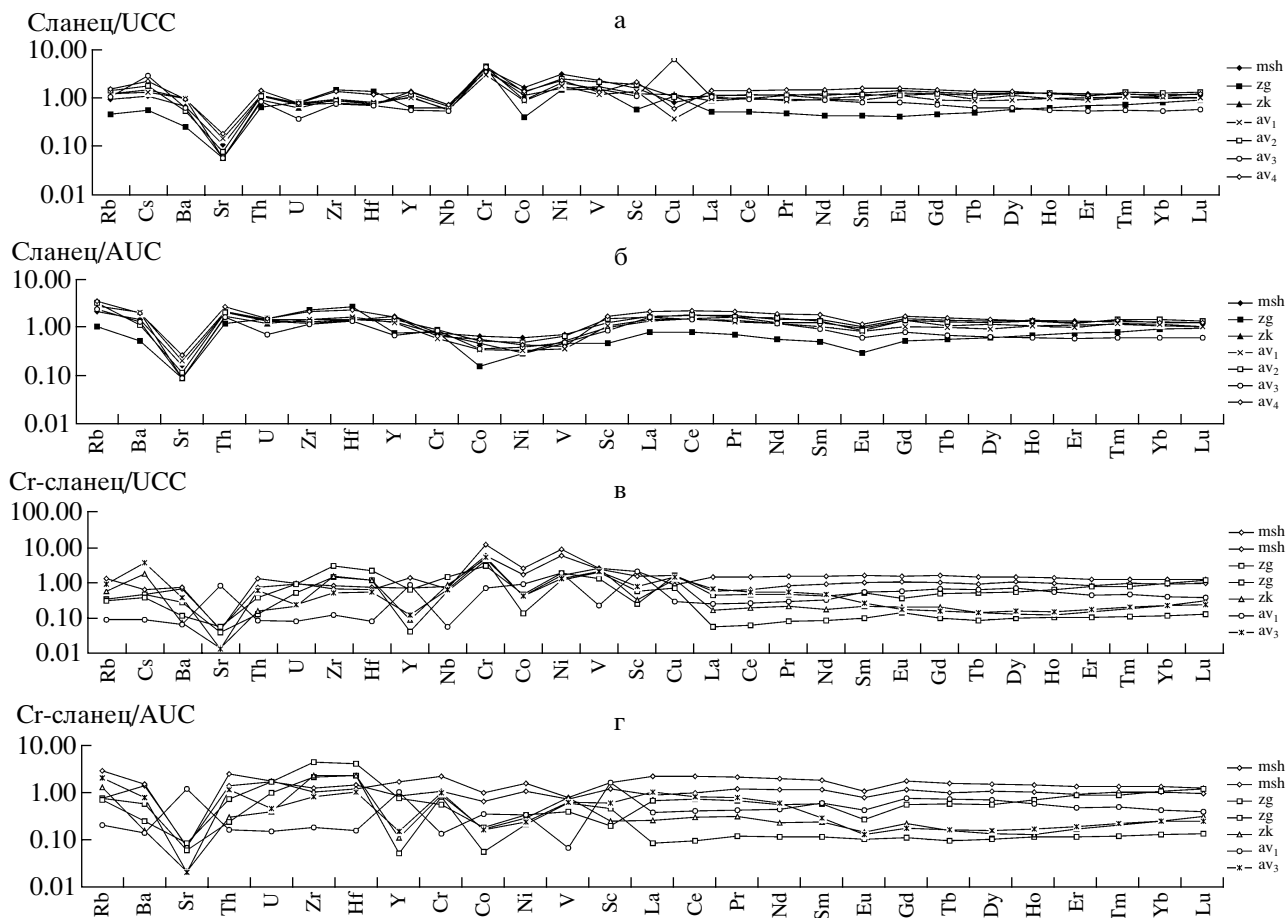


Рис. 9. Положение фигуративных точек составов глинистых сланцев юрматинской серии (по медианным данным) на диаграммах Cr–Ni (а) и La–Th (б).

На диаграмме  $Eu/Eu^* - Gd_N/Yb_N$  точки составов глинистых сланцев локализованы преимущественно в области перекрытия полей постархейских кратонных осадков и отложений тектонически активных областей (рис. 11а). Однако важно подчеркнуть, что, как и в случае отношения Ni/Cr, рассматриваемые образования формировались преимущественно за счет размыва постархейских комплексов фундамента при подчиненной роли (?) позднеархейских комплексов. Это же следует и из рассмотрения положения фигуративных точек исходно глинистых пород среднего рифея на диаграмме  $(La/Yb)_N - Yb_N$  [Martin, 1986], где они в



**Рис. 10.** Спайдер-диаграммы нормированных на UCC и AUC составов глинистых сланцев с величиной отношения  $Sr/Th < 15-20$  (а, в) и с отношениями  $Sr/Th > 26-100$  (б, г) из различных литостратиграфических подразделений юрматинской серии.

основном сконцентрированы в поле составов постаршеих гранитоидов (см. рис. 11б). Последние, как было показано Г. Мартином, существенно более обогащены тяжелыми РЗЭ по сравнению с кислыми магматическими породами архея.

Одним из достаточно чутких индикаторов состава размывавшейся верхней коры является отношение  $Th/Sc$  [Тейлор, МакЛеннан, 1988; McLennan, 1989 и др.]. Торий, как правило, концентрируется в более зрелых изверженных породах кислого состава, тогда как максимальные содержания скандия типичны для пород основного и ультраосновного состава. В рассматриваемом нами случае (см. рис. 11в) величина отношения  $Th/Sc$  варьирует от примерно 0.5 до 1.1; на диаграмме с координатами  $Th/Sc-Sc$  (см. рис. 11г) практически все точки составов глинистых сланцев юрматинской серии локализованы заметно ниже линии  $Th/Sc = 1$ . Если рассматривать вариации отношения  $Th/Sc$  в координатах “условного времени”, то можно видеть, что наименьшие значения (0.55 и 0.58, соответственно) данного отношения характерны для машакского и малоинзер-

ского уровней, максимальные (1.37 и 0.97) – для зигальгинского и катаскинского, тогда как на остальных уровнях данное отношение имеет промежуточное значение (рис. 12а).

Важную роль при реконструкции состава источников сноса играют также высокие абсолютные содержания в глинистых сланцах  $La$ ,  $Th$  и  $Sc$  и отношения названных элементов [McLennan et al., 1980; Тейлор, МакЛеннан, 1988; Wronkiewicz, Condie, 1990; Condie, Wronkiewicz, 1990; Cullers, Stone, 1991; Condie, 1993 и др.]. На размыв пород кислого состава указывают также высокие значения отношений  $Th/Sc$  и  $La/Sc$ . Минимальные ( $< 1.6$ ) значения отношения  $La/Sc$  характерны для глинистых сланцев машакского и малоинзерского уровней (см. рис. 12а). В глинистых сланцах и аргиллитах зигальгинского, зигазино-комаровского, катаскинского и ушаковского уровней это отношение превышает 2.2, достигая в ряде случаев более 2.5. Сравнение характера вариаций в разрезе юрматинской серии отношений  $Th/Sc$  и  $La/Sc$  показывает их почти полную симбатность.

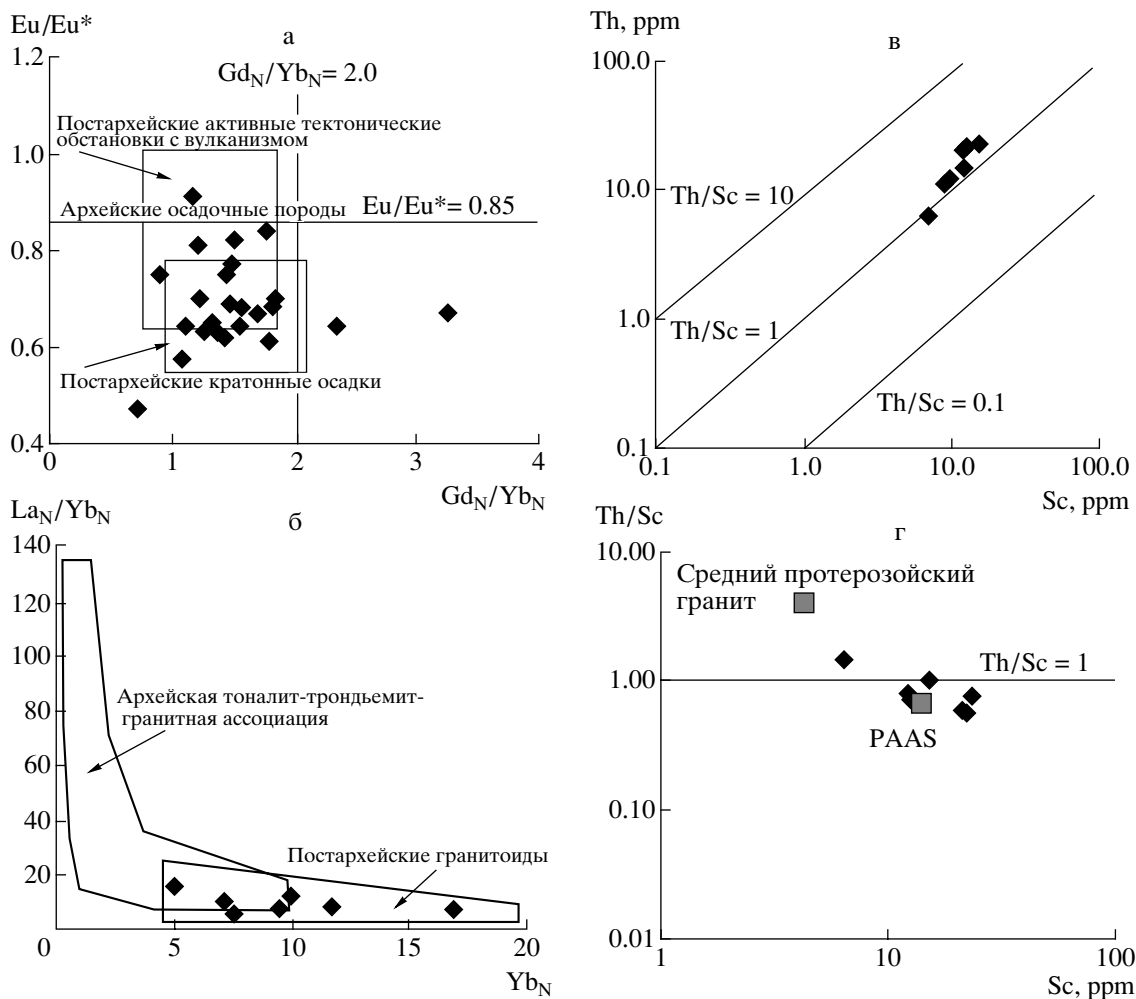


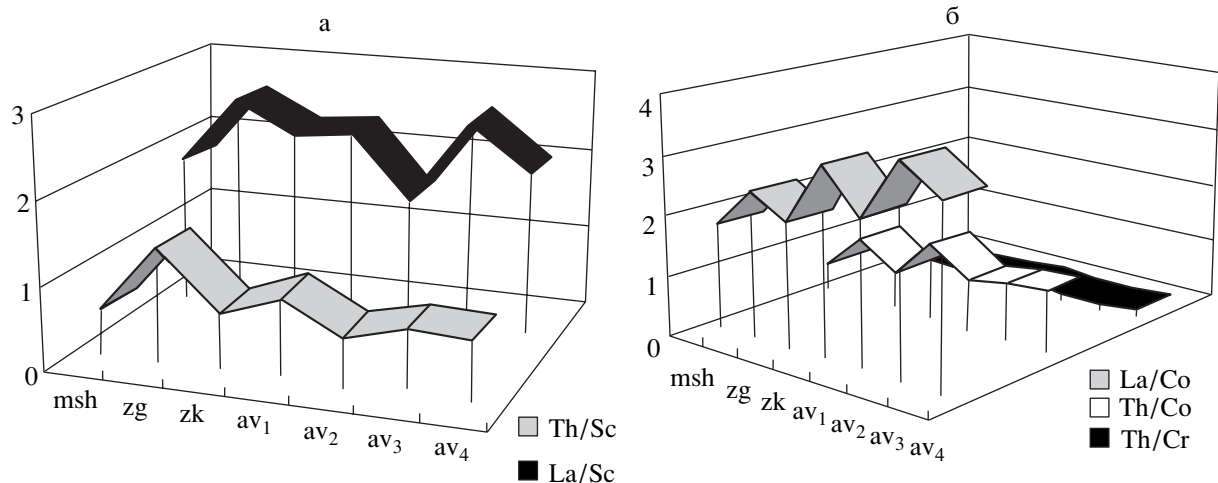
Рис. 11. Положение фигуративных точек составов глинистых сланцев юрматинской серии на диаграммах  $Eu/Eu^*$ - $Gd_N/Yb_N$  (а),  $(La/Yb)_N$ - $Yb_N$  (б),  $Th/Sc$  (в) и  $Th/Sc$ - $Sc$  (г).

Р. Куллерс [Cullers, 1995] и ряд других авторов [Wronkiewicz, Condie, 1990; Condie, Wronkiewicz, 1990; Ugidos et al., 1997; Holail, Moghazi, 1998; Hassan et al., 1999; Lee, 2002] в качестве индикаторов среднего состава пород источников сноса указывают также отношения  $La/Ni$ ,  $La/Co$ ,  $Th/Co$  и  $Th/Cr$ . По представлениям [Condie, Wronkiewicz, 1990], отношение  $Th/Cr$  в глинистых сланцах не соответствует непосредственно отношению  $Th/Sc$  в исходных породах, но имеет значительную корреляцию с ним. Однообразие значений  $Th/Sc$  в течение какого-либо промежутка времени предполагает стабильность тектонического режима и эффективное перемешивание тонкозернистой кластики на путях переноса. Вариации ряда названных отношений в глинистых сланцах большинства литостратиграфических подразделений юрматинской серии снизу вверх по разрезу приведены на рис. 12б. Анализ этих данных показывает, что отчетливое увеличение в координатах "условного времени" наблюдается для отношений

$La/Co$ ,  $Th/Co$  и  $La/Ni$ . Отношение  $Th/Cr$  в глинистых сланцах юрматинской серии практически не меняется, что позволяет говорить о существенной стабильности тектонических процессов в течение среднего рифея. Значение отношения  $La/Sc$  вверх по разрезу несколько снижается.

Максимальные значения отношения  $Cr/Zr$ , достигающие почти 1.2, характерны для машакского и ушаковского уровней. В глинистых сланцах зигальгинской свиты величина отношения  $Cr/Zr$  минимальна (оно составляет здесь немногим более 0.4) и далее постепенно растет к середине авзянского времени. В глинистых сланцах куткурского уровня отношение  $Cr/Zr$  имеет примерно те же значения, что характерны для зигальгинского уровня.

Весьма интересную информацию для расшифровки взаимодействия процессов седиментации и магматизма дает анализ изотопного состава неодима в глинистых сланцах юрматиния. Известно, что значения отношения  $Sm/Nd$  в глинистых слан-



**Рис. 12.** Вариации медианных значений отношений Th/Sc и La/Sc (а) и отношений La/Co, Th/Co и Th/Cr (б) в глинистых сланцах различных литостратиграфических уровней юрматинской серии в координатах “условного времени”.

цах довольно постоянны и сходны со значениями в магматических и метаморфических породах, из которых они произошли; они не меняются в ходе выветривания, переноса, переотложения и диагенеза. Модельные Sm-Nd датировки осадочных пород, вычисленные относительно деплетированного источника (DM), отражают возраст пород, из которых они образовались, и могут быть использованы для идентификации источников сноса. Модельные Sm-Nd датировки осадочных пород можно также интерпретировать как время, прошедшее с момента, когда Nd отделился от DM. Добавление нового мантийного материала к осадку во время его накопления увеличивает отношение  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  в нем и уменьшает модельный возраст. Присутствие нового (мантийного) Nd в осадочной породе сдвигает  $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$  в сторону больших значений [Michard et al., 1985; Li, McCal-

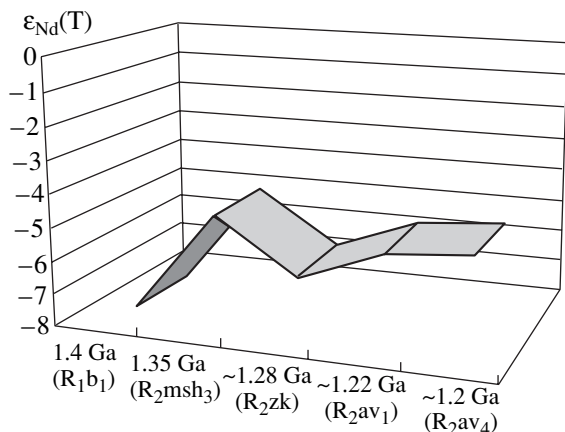
loch, 1996; Подковыров и др., 2002; Семихатов и др., 2002]. Полученные нами данные по модельному возрасту Nd (табл. 4) указывают на преобладание в областях размыва в течение всего среднего рифея раннепротерозойских образований. Некоторое увеличение ( $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$  в глинистых сланцах машакского уровня по сравнению с исходно глинистыми породами бакальского уровня (рис. 13) позволяет предполагать поступление в область седиментации определенной доли нового мантийного материала, однако оценить точно масштабы его влияния на процессы седиментации в начале среднего рифея не представляется возможным. С учетом того, что данный материал не фиксируется в породах ни петрографическими, ни петрохимическими методами, количество его, скорее всего, было невелико.

**Таблица 4.** Модельный возраст Nd в глинистых сланцах верхней части нижнего и среднего рифея Башкирского мегантиклинория

Уровень разреза	№ пробы	$T_{\text{стр}}$ , млн лет	Sm	Nd	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}^*$	$f_{\text{Sm}/\text{Nd}}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\pm 2\sigma$	$\epsilon_{\text{Nd}}(0)$	$\epsilon_{\text{Nd}}(T)$	$T_{\text{DM}}$ , млн лет
R <sub>1</sub> b <sub>1</sub>	41ш	1430	6.05	37.9	0.09660	-0.51	0.511287	0.000016	-26.3	-8	2275
R <sub>2</sub> msh <sub>3</sub>	2911-5	1350	7.07	33.1	0.12896	-0.34	0.511786	0.000014	-16.6	-4.9	2249
R <sub>2</sub> zk	2809	~1280	5.02	27.3	0.11105	-0.44	0.511582	0.000009	-20.6	-6.5	2157
R <sub>2</sub> av <sub>1</sub>	2806	~1220	5.93	32.2	0.11153	-0.43	0.511681	0.000011	-18.6	-5.3	2018
R <sub>2</sub> av <sub>4</sub>	752-13-4	~1220	3.99	21.4	0.11271	-0.43	0.511682	0.000010	-18.6	-5.5	2041

Примечание. \* Погрешности не более 0.2% ( $\pm 2\sigma$ ). Калькуляция модельных возрастов относительно деплетированного источника (DM) осуществлялась по [DePaolo, 1981]. Индексами показаны: R<sub>1</sub>b<sub>1</sub> – макардовская подсвита бакальской свиты; R<sub>2</sub>msh<sub>3</sub> – быковская подсвита машакской свиты; R<sub>2</sub>zk – зигазино-комаровская свита; R<sub>2</sub>av<sub>1</sub> – катакская подсвита авзянской свиты; R<sub>2</sub>av<sub>4</sub> – куткурская подсвита авзянской свиты.





**Рис. 13.** Вариации значений ( $\epsilon_{Nd}(T)$ ) в глинистых сланцах верхней части бурзянской серии нижнего рифея и юрматинской серии среднего рифея.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основании приведенных выше данных можно сделать ряд выводов.

Петрохимические особенности состава глинистых сланцев среднерифейской юрматинской серии позволяют рассматривать их как осадочные породы, не содержащие в большинстве случаев какой-либо ощутимой примеси пирокластического материала. В пользу данного предположения свидетельствует и величина отношения  $Se/Se^*$ , не выходящая в глинистых сланцах всей юрматинской серии за пределы 0.93–1.07.

Единственным литостратиграфическим уровнем, для которого, исходя из данных по величине  $\epsilon_{Nd}(T)$ , можно предполагать поступление в область седиментации с палеоводосборов какой-то, скорее всего весьма небольшой, доли глубинного мантийного материала, является машакская свита. Возможно, это было связано с процессами рифтогенеза, затронувшими как восточную часть территории современного Башкирского мегантиклинория, так и (?) какие-то районы востока Восточно-Европейской платформы. Так как в разрезе юрматинской серии Башкирского мегантиклинория скорее всего отсутствуют отложения, сформированные позже 1200 млн лет [Маслов и др., 2001], то здесь мы не видим свидетельств имеющего место в гипостратотипе рифея (Юдомо-Майский регион Юго-Восточной Сибири) и ряде других регионов, поступления в область осадконакопления ювенильного материала, фиксируемого как по существенному уменьшению модельного возраста неодима, так и по резкому увеличению значений  $\epsilon_{Nd}(T)$  (вплоть до положительных) в аргиллитах и глинистых сланцах с возрастом ~1.060–1.025 млрд лет [Подковыров и др., 2002; Семихатов и др., 2002].

Отношение  $Th/Cr$  – индикатор стабильности тектонического режима и эффективного перемешивания тонкозернистой алюмосиликокластики на путях переноса – в глинистых сланцах всей юрматинской серии практически не меняется, что позволяет говорить о существенной стабильности тектонических процессов в течение первой половины среднего рифея.

Вариации основных палеоклиматических индексов и показателей степени зрелости исходного глинистого материала на палеоводосборах (CIA, CIW, IVC и PIA) обнаруживают снизу вверх по разрезу юрматинской серии в целом симбатное поведение: минимальные их величины, свидетельствующие о поступлении с палеоводосборов петрохимически менее зрелого материала, характерны для катакского уровня авзянской свиты, тогда как максимальные значения типичны для более низких уровней серии. Это указывает на преобладание на палеоводосборах в начале среднего рифея климата гумидного типа, который сменился к середине юрматиния, по-видимому, аридными или семиаридными обстановками. Данный вывод подтверждается и данными о вариациях величины отношения  $\Sigma Se/\Sigma Y$  в координатах “условного времени”.

Анализ геохимических характеристик глинистых сланцев юрматиния свидетельствует в пользу отсутствия на всем протяжении первой половины среднего рифея на всей площади бассейна явно выраженных редокс-условий, за исключением, по всей видимости, весьма непродолжительного интервала в самом начале зигазино-комаровского времени.

Увеличение к середине среднего рифея (катакский, ушаковский и куткурский уровни авзянской свиты) в глинистых сланцах величины отношения  $K_2O/Al_2O_3$  указывает на поступление около 1220–1200 млн лет назад в область осадконакопления заметных количеств слабо преобразованного процессами выветривания аркозового петрогенного материала. Этот вывод подтверждается, во-первых, данными петрографических исследований А.И. Олли [1948], отметившего присутствие аркозового материала в алевролитах и мелкозернистых песчаниках некоторых разрезов авзянской свиты. Во-вторых, В.А. Филиппов [1997] указывает, что в терригенных породах ряда уровней кужинского комплекса, параллелизуемого с авзянской свитой, в алевропесчаниках также присутствует калиевый полевой шпат. В-третьих, выполненное нами [Крупенин и др., 2002] рентгенографическое изучение алевритоглинистых сланцев авзянской свиты в скв. 1, расположенной на западном склоне хр. Зильмердак, также выявило присутствие на данном литостратиграфическом уровне юрматиния калиевых полевых шпатов. С этим выводом хорошо согласу-



ется и наблюдаемое снизу вверх по разрезу юрматинской серии увеличение в глинистых сланцах суммы редких земель, а также отношений  $LREE/HREE$  и  $La_N/Yb_N$ . Принимая во внимание определенную консервативность параметра  $Eu/Eu^*$ , это можно рассматривать как свидетельство постепенной эволюции верхней коры в областях сноса на протяжении рассматриваемого временного интервала в сторону более зрелого ее характера.

Сравнение спектров РЗЭ в отложениях различных уровней юрматиния позволяет видеть, что глинистые сланцы и мелкозернистые алевролиты зигальгинской, а также в значительной мере зигазино-комаровской и авзянской свит формировались, по-видимому, за счет размыва пород не только кислого, но и основного состава.

Нормирование составов глинистых сланцев юрматинской серии Башкирского мегантиклинория на состав верхней континентальной коры и архейской верхней коры показывает, что для подавляющего большинства проанализированных образцов главным источником сноса являлась не архейская континентальная кора с ее высокими содержаниями V, Ni и Cr и низкими концентрациями РЗЭ, а кора более зрелая, в которой источниками повышенных содержаний названных металлов переходной группы выступали, по-видимому, локальные массивы основных и ультраосновных пород.

На диаграммах Cr–Ni и  $Eu/Eu^* - Gd_N/Yb_N$  фигуративные точки составов глинистых сланцев юрматинской серии занимают промежуточное положение между полями постархейских и позднеархейских образований. Присутствие позднеархейских комплексов в областях размыва подтверждается также и тем, что ряд проб глинистых сланцев из зигальгинской и зигазино-комаровской свит, а также каташкинской и ушаковской подсвит авзянской свиты характеризуются спектрами РЗЭ с корытообразной формой правой ветви, имеют существенное деплетирование тяжелых редкоземельных элементов, иногда лишены европиевой аномалии и обнаруживают весьма высокие значения отношения Cr/Th. Однако доминирующую роль на палеоводосборах среднего рифея в пределах Средневожского мегаблока Русской платформы играли раннепротерозойские магматические и метаморфические комплексы, как это следует из положения фигуративных точек исходно глинистых пород на диаграмме  $(La/Yb)_N - Yb_N$  и данных по модельному возрасту Nd в глинистых сланцах юрматинской серии.

Авторы признательны В.М. Горожанину (ИГ УНЦ РАН, г. Уфа) за предоставление ряда образцов глинистых сланцев и мелкозернистых алевролитов машакской свиты.

Исследования по данной теме поддержаны грантом “Ведущие научные школы” № НШ-85.2003.5 и выполнены в рамках Программы № 7 “Изотопная геология: геохронология и источники веществ” Отделения наук о Земле РАН.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

*Анфимов Л.В.* Литогенез в рифейских осадочных толщах Башкирского мегантиклинория (Ю. Урал). Екатеринбург: УрО РАН, 1997. 288 с.

*Анфимов Л.В., Козлов В.И., Ротарь А.Ф. и др.* Зрелость обломочных зерен кварца из песчаников базальных свит рифейских серий Южного Урала // Литология и полез. ископаемые. 1983. № 5. С. 114–118.

*Балашиов Ю.А.* Геохимия редкоземельных элементов. М.: Наука, 1976. 268 с.

*Балашиов Ю.А., Ронов А.Б., Мигдисов А.А., Туранская Н.В.* Влияние климатических и фациальных условий на разделение редкоземельных элементов в осадочном процессе // Геохимия. 1964. № 10. С. 995–1014.

*Виноградов В.И., Муравьев В.И., Буякайте М.И. и др.* Эпигенез среднерифейских отложений Башкирского мегантиклинория Южного Урала – время преобразований и геологические следствия // Литология и полез. ископаемые. 2000. № 6. С. 640–652.

*Гаврилов Ю.О., Щенетова Е.В., Барабошкин Е.Ю., Щербинина Е.А.* Аноксический раннемеловой бассейны Русской плиты: седиментология и геохимия // Литология и полез. ископаемые. 2002. № 4. С. 359–380.

*Гарань М.И.* Верхний докембрий (рифей): Стратиграфия // Геология СССР. Т. 12. Пермская, Свердловская, Челябинская и Курганская области. Ч. 1. Геологическое описание. М.: Недра, 1969. С. 149–200.

*Гареев Э.З., Маслов А.В.* Основные петрохимические особенности и условия образования аркозовых комплексов рифея и венда Южного Урала // Литология и полез. ископаемые. 1992. № 3. С. 50–60.

*Гареев Э.З., Маслов А.В.* Основные черты петрохимической эволюции песчаников стратотипического разреза рифея на Южном Урале // Литология и полез. ископаемые. 1994. № 4. С. 119–127.

*Гаррис М.А., Казаков Г.А., Келлер Б.М. и др.* Геохронологическая шкала верхнего протерозоя (рифей и венд) // Абсолютный возраст геологических формаций. М.: Наука, 1964. С. 431–455.

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

*Горожанин В.М.* Геохронология литогенеза отложений верхнего докембрия Южного Урала // Магматизм, метаморфизм и глубинное строение Урала. Тез. докл. VI Уральского петрографического совещания. Ч. 1. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1997. С. 230–231.

Интерпретация геохимических данных / Под ред. Скларова Е.В. М.: Интернет Инжиниринг, 2001. 288 с.

*Крупенин М.Т.* Условия формирования сидеритонной бакальской свиты нижнего рифея (Южный Урал). Екатеринбург: УрО РАН, 1999. 258 с.

*Крупенин М.Т., Демчук И.Г., Маслов А.В.* Аллотигенные компоненты в составе глинистых пород рифея Башкирского мегантиклинория: проблемы и подходы //

- Ежегодник-1997. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1998. С. 46–47.
- Крупенин М.Т., Ятлук Г.М., Маслов А.В.* К оценке палеосолёности рифейских бассейнов осадконакопления Урала по геохимическим данным (C/S метод, первые результаты) // Ежегодник-1994. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1995. С. 39–41.
- Крупенин М.Т., Маслов А.В., Рыкус М.В., Сначев В.И.* Новые данные о содержании  $S_{org}$  в сланцах нижнего и среднего рифея Южного Урала // Ежегодник-1992. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1993. С. 19–20.
- Крупенин М.Т., Ларионов Н.Н., Гуляева Т.Я., Петрищева В.Г.* Минералого-геохимические особенности глинистых сланцев авзянской свиты (новые данные) // Терригенные осадочные последовательности Урала и сопредельных территорий: седименто- и литогенез, минерагения. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2002. С. 105–108.
- Летникова Е.Ф.* Хемостратиграфия и корреляция карбонатных толщ южного складчатого обрамления Сибирской платформы / Автореф. дис. ... канд-та геол.-мин. наук. Иркутск: ИЗК СО РАН, 1998. 17 с.
- Летникова Е.Ф.* Использование геохимических характеристик карбонатных пород при палеогеодинамических реконструкциях // Докл. РАН. 2002. Т. 385. № 5. С. 672–676.
- Маслов А.В.* Опорные разрезы и условия образования зигазино-комаровской свиты среднего рифея Южного Урала // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 9. С. 97–110.
- 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.* Среднерифейский бассейн осадконакопления области сочленения Русской платформы и Южного Урала: литологические и фациальные особенности отложений, палеогеография и основные черты эволюции // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2000. Т. 8. № 1. С. 17–34.
- Маслов А.В.* Расчет возможной длительности накопления осадочных последовательностей рифея Башкирского мегантиклинория и некоторые следствия из него // Литология и нефтегазоносность карбонатных отложений. Материалы совещания. Сыктывкар: Геопринт, 2001. С. 54–56.
- Маслов А.В., Анфимов Л.В.* Авзянская рудоносная свита среднего рифея Южного Урала (лито-стратиграфия, условия образования, минерагения). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2000. 132 с.
- Маслов А.В., Гареев Э.З.* Литолого-геохимические особенности верхнерифейских отложений Башкирского мегантиклинория на Южном Урале // Сов. геология. 1988. № 2. С. 57–66.
- Маслов А.В., Гареев Э.З.* Петрографо-петрохимические аспекты формирования нижнерифейских песчаниковых ассоциаций Южного Урала // Геохимия. 1996. № 3. С. 278–288.
- Маслов А.В., Гареев Э.З.* Петрохимические особенности позднекембрийских осадочных ассоциаций Башкирского мегантиклинория // Литология и полез. ископаемые. 1999. № 1. С. 78–91.
- Маслов А.В., Крупенин М.Т.* Разрезы рифея Башкирского мегантиклинория (западный склон Южного Урала). Свердловск: ИГГ УрО АН СССР, 1991. 172 с.
- Маслов А.В., Крупенин М.Т., Гареев Э.З.* Некоторые аспекты геологической истории рифея западного склона Южного Урала в рамках реального времени // Ежегодник-2000. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2001. С. 42–51.
- Маслов А.В., Гареев Э.З., Крупенин М.Т., Демчук И.Г.* Тонкая алюмосиликокластика в верхнекембрийском разрезе Башкирского мегантиклинория (к реконструкции условий формирования). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1999. 324 с.
- Маслов А.В., Крупенин М.Т., Гареев Э.З., Петров Г.А.* К оценке редокс-обстановок рифейских и вендских бассейнов осадконакопления западного склона Урала // Литосфера. 2003. № 2. С. 75–93.
- Маслов А.В., Ронкин Ю.Л., Крупенин М.Т., Гареев Э.З.* Рифейские седиментационные бассейны Южного Урала (палеогеография, палеоклимат, источники сноса и палеосолёность водоемов) // Осадочные бассейны Урала и прилегающих регионов: закономерности строения и минерагении. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2000. С. 28–52.
- Маслов А.В., Ронкин Ю.Л., Крупенин М.Т., Гареев Э.З.* К реконструкции состава пород в источниках сноса по РЗЭ в глинистых сланцах типового разреза рифея // Новые идеи в науках о Земле. Тез. докл. V международной конференции. М.: МГТГА, 2001. С. 259.
- Мележик В.А., Предовский А.А.* Геохимия раннепротерозойского литогенеза (на примере северо-востока Балтийского щита). Л.: Наука, 1982. 208 с.
- Мигдисов А.А.* О соотношении титана и алюминия в осадочных породах // Геохимия. 1960. № 2. С. 149–163.
- Нижний рифей Южного Урала / Под ред. Семихатова М.А.* М.: Наука, 1989. 208 с.
- Олли А.И.* Древние отложения западного склона Урала. Саратов: Изд-во Саратовского госуниверситета, 1948. 407 с.
- Парначев В.П., Ротарь А.Ф., Ротарь З.М.* Среднерифейская вулканогенно-осадочная ассоциация Башкирского мегантиклинория (Южный Урал). Свердловск: УрО АН СССР, 1986. 104 с.
- Подковыров В.Н.* Осадочные последовательности рифея и венда стратотипических регионов Сибири и Урала / Автореф. дис. ... доктора геол.-мин. наук. 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. Научно-технический информационный сборник. Вып. 1. М.: АОЗТ Геоинформмарк, 1995. С. 25–36.
- Подковыров В.Н., Ковач В.П., Котова Л.Н.* Глинистые отложения сибирского гипостратотипа рифея и венда: химический состав, Sm-Nd систематика источников и этапы формирования // Литология и полез. ископаемые. 2002. № 4. С. 397–418.
- Покровский Б.Г., Летникова Е.Ф., Самыгин С.Г.* Изотопная стратиграфия боксонской серии, венд-кембрий Восточного Саяна // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1999. Т. 7. № 3. С. 23–41.

- Ронов А.Б., Балашов Ю.А., Мигдисов А.А. Геохимия редкоземельных элементов в осадочном цикле // Геохимия. 1967. № 1. С. 3–19.
- Ронов А.Б., Балашов Ю.А., Гирин Ю.П. и др. Закономерности распределения редкоземельных элементов в осадочной оболочке и в земной коре // Геохимия. 1972. № 12. С. 1483–1513.
- Ротару А.Ф. Машакская свита рифея Южного Урала (стратиграфия, формационный состав, тектоническая природа) / Автореф. дис. ... канд-та геол.-мин. наук. Свердловск: ИГГ УНЦ АН СССР, 1983. 31 с.
- Рыкус М.В., Андреев Н.И., Муркин В.П. и др. Углеродистые отложения докембрия Южного Урала. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 1993. 40 с.
- Семихатов М.А., Кузнецов А.Б., Горохов И.М. и др. Низкое отношение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в гренвилевском и постгренвилевском палеоокеане: определяющие факторы // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2002. Т. 10. № 1. С. 3–46.
- Стратиграфические схемы Урала (докембрий, палеозой). Екатеринбург: Роскомнедра, ИГГ УрО РАН, 1993. 172 л.
- Стратотип рифея. Стратиграфия. Геохронология / Под ред. Келлера Б.М., Чумакова Н.М. 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.
- Филиппов В.А. Паралическая сидеритоносная и фосфоритоносная формация докембрия западного склона Южного Урала // Докл. АН СССР. 1983. Т. 268. № 1. С. 158–162.
- Филиппов В.А. Кужинская серия и палеотектонические условия ее образования // Рифей Северной Евразии. Геология. Общие проблемы стратиграфии. Екатеринбург: УрО РАН, 1997. С. 191–201.
- Формирование земной коры Урала / Под ред. Иванова С.Н., Пучкова В.Н. М.: Наука, 1986. 248 с.
- Холодов В.Н., Недумов Р.И. О геохимических критериях появления сероводородного заражения в водах древних водоемов // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 12. С. 74–82.
- Холодов В.Н., Пауль Р.К. Фации и генезис фосфоритов Каратау. Сообщение 1. Вендско-кембрийский палеоводоем и морфометрия фосфатных пеллет // Литология и полез. ископаемые. 1999. № 4. С. 350–367.
- Швецов П.Н. Нижний и средний рифей западного склона Башкирского Урала (основы структурно-формационного анализа) / Автореф. дис. ... канд-та геол.-мин. наук. Казань: Казанский госуниверситет, 1974. 19 с.
- Юдович Я.Э. Региональная геохимия осадочных толщ. Л.: Наука, 1981. 276 с.
- Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Основы литохимии. СПб.: Наука, 2000. 479 с.
- Яницкий А.Л., Сергеев О.П. Бакальские железорудные месторождения и их генезис. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 112 с.
- Bauluz B., Mayayo M.J., Fernandez-Nieto C., Lopez J.M.G. Geochemistry of Precambrian and Paleozoic siliciclastic rocks from the Iberian Range (NE Spain): implications for source-area weathering, sorting, provenance, and tectonic setting // Chem. Geol. 2000. V. 168. P. 135–150.
- Berner R.A., Raiswell R. Burial of organic carbon and pyrite sulphur in sediments over Phanerozoic time: a new theory // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1983. V. 47. P. 855–862.
- Bhat M.I., Ghosh S.K. Geochemistry of the 2.51 Ga old Rampur pelites, western Himalayas: implications for their provenance and weathering // Prec. Res. 2001. V. 108. P. 1–16.
- 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., Wronkiewicz D.A. The Cr/Th ratio in Precambrian pelites from the Kaapvaal Craton as an index of craton evolution // Earth Planet. Sci. Lett. 1990. V. 97. P. 256–267.
- Cox R., Lowe D.R., Cullers R.L. The influence of sediment recycling and basement composition on evolution of mudrock chemistry in southwestern United States // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1995. V. 59. P. 2919–2940.
- Cullers R.L. The control on the major- and trace-element evolution of shales, siltstones and sandstones of Ordovician to Tertiary age in the Wet Mountains region, Colorado, U.S.A. // Chem. Geol. 1995. V. 123. P. 107–131.
- Cullers R.L., Podkovyrov V.N. Geochemistry of the Mesoproterozoic Lakhanda Shales in southeastern Yakutia, Russia: implications for mineralogical and provenance control, and recycling // Prec. Res. 2000. V. 104. P. 77–93.
- Cullers R.L., Stone J. Chemical and mineralogical comparison of the Pennsylvanian Fountain Formation, Colorado, U.S.A. (an uplifted continental block) to sedimentary rocks from other tectonic environments // Lithos. 1991. V. 27. P. 115–131.
- Cullers R.L., Chaudhuri S., Arnold B. et al. Rare earth distributions in clay minerals and in the clay-sized fractions of the Lower Permian Havensville and Eskridge shales of Kansas and Oklahoma // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1975. V. 39. P. 1691–1703.
- DePaolo D.J. Neodymium isotopes in the Colorado Plateau Front Range and implications for crust formation and mantle evolution in the Proterozoic // Nature. 1981. V. 291. P. 705–708.
- Donnelly T.H., Jackson M.J. Sedimentology and geochemistry of mid-Proterozoic lacustrine unit from northern Australia // Sediment. Geol. 1988. V. 58. P. 145–169.
- Fedo C.M., Nesbitt H.W., Young G.M. Unraveling the effects of potassium metasomatism in sedimentary rocks and paleosols, with implications for paleoweathering conditions and provenance // Geology. 1995. V. 23. P. 921–924.
- Fedo C.M., Young G.M., Nesbitt H.W. Paleoclimatic control on the composition of the Paleoproterozoic Serpent Formation, Huronian Supergroup, Canada: a greenhouse to icehouse transition // Prec. Res. 1997. V. 86. P. 201–223.
- German C.R., Elderfield H. Application of the Ce anomaly as a paleoredox indicator: The ground rules // Paleoceanography. 1990. V. 5. P. 823–833.
- Harnois L. The CIW index: a new chemical index of weathering // Sediment. Geol. 1988. V. 55. № 3–4. P. 319–322.
- Hassan S., Ishiga H., Roser B.P., Dozen K., Naka T. Geochemistry of Permian-Triassic shales in the Salt range, Pakistan: implications for provenance and tectonism at the Gondwana margin // Chem. Geol. 1999. V. 158. P. 293–314.
- Hatch J.R., Leventhal J.S. Relationship between inferred redox potential of the depositional environment and geochem-

- istry of the Upper Pennsylvanian (Missourian) Stark Shale Member of the Dennis Limestone, Wabaunsee County, Kansas, U.S.A. // *Chem. Geol.* 1992. V. 99. P. 65–82.
- Holail H.M., Moghazi A.-K.M.* Provenance, tectonic setting and geochemistry of greywackes and siltstones of the Late Precambrian Hammamat Group, Egypt // *Sed. Geol.* 1998. V. 116. P. 227–250.
- Holser W.T.* Evaluation of the application of rare-earth elements to paleoceanography // *Palaeogeogr. Palaeoclimat. Palaeoecol.* 1997. V. 132. P. 309–323.
- Jahn B.-M., Condie K.C.* Evolution of the Kaapvaal Craton as viewed from geochemical and Sm-Nd isotopic analyses of intracratonic pelites // *Geochim. et Cosmochim. Acta.* 1995. V. 59. P. 2239–2258.
- Jackson M.J.* Mid-Proterozoic dolomitic varves and microcycles from the McArthur basin, Northern Australia // *Sediment. Geol.* 1985. V. 44. P. 301–326.
- Jones B., Manning D.A.C.* Comparison of geochemical indices used for the interpretation of palaeoredox conditions in ancient mudstones // *Chem. Geol.* 1994. V. 111. P. 111–129.
- Khudoley A.K., Rainbird R.H., Stern R.A. et al.* Sedimentary evolution of the Riphean-Vendian basin of South-Eastern Siberia // *Prec. Res.* 2001. V. 111. P. 129–163.
- Lee Y.I.* Provenance derived from the geochemistry of late Paleozoic-early Mesozoic mudrocks of the Pyeongan Supergroup, Korea // *Sed. Geol.* 2002. V. 149. P. 219–235.
- Lewan M.D.* Factors controlling the proportionality of vanadium to nickel in crude oils // *Geochim. et Cosmochim. Acta.* 1984. V. 48. P. 2231–2238.
- Li X., McCulloch M.T.* Secular variation in the Nd isotopic composition of Neoproterozoic sediments from the southern margin of the Yangtze Block: evidence for a Proterozoic continental collision in southeast China // *Prec. Res.* 1996. V. 76. P. 67–76.
- Liu Y.-G., Miah M.R.U., Schmitt R.A.* Cerium: a chemical tracer for paleo-oceanic redox conditions // *Geochim. et Cosmochim. Acta.* 1988. V. 52. P. 1361–1371.
- Martin H.* Effect of steeper Archean geothermal gradients on geochemistry of subduction-related magmas // *Geology.* 1986. V. 4. P. 753–756.
- McLennan S.M.* Rare earth elements in Sedimentary rocks: influence of provenance and sedimentary processes // *Reviews in mineralogy.* V. 21. *Geochemistry and mineralogy of Rare Earth Elements* / Eds Lipin B.R., McKay G.A. *Min. Soc. Am.* 1989. P. 169–200.
- 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. et Cosmochim. Acta.* 1995. V. 59. № 6. P. 1153–1177.
- McLennan S.M., Nance W.B., Taylor S.R.* Rare earth element-thorium correlations in sedimentary rocks, and the composition of the continental crust // *Geochim. et Cosmochim. Acta.* 1980. V. 44. P. 1833–1839.
- Michard A., Gurriet P., Soudant M., Albarede F.* Nd isotopes in French Phanerozoic shales: external vs. internal aspects of crust evolution // *Geochim. et Cosmochim. Acta.* 1985. V. 49. P. 601–610.
- Mongelli G., Cullers R.L., Muelheisen S.* Geochemistry of Late Cretaceous-Oligocene shales from the Varicolori Formation, southern Apennines, Italy: implications for mineralogical, grain-size control and provenance // *Eur. J. Mineral.* 1996. V. 8. P. 733–754.
- Murray R.W., Buchholtz ten Brink M.R., Brumsack H.J. et al.* Rare earth elements in Japan Sea sediments and diagenetic behaviour of Ce/Ce\*: results from ODP Leg 127 // *Geochim. et Cosmochim. Acta.* 1991. V. 55. P. 2453–2466.
- Murray R.W., Buchholtz ten Brink M.R., Jones D.L. et al.* Rare earths elements as indicators of different marine depositional environments in chert and shale // *Geology.* 1990. V. 18. P. 268–271.
- Nance W.B., Taylor S.R.* Rare earth elements and crustal evolutions: I. Australian post-Archean sedimentary rocks // *Geochim. et Cosmochim. Acta.* 1976. V. 40. P. 1539–1551.
- Nesbitt 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.
- Panahi A., Young G.M.* A geochemical investigation into the provenance of the Neoproterozoic Port Askaig Tillite, Dalradian Supergroup, western Scotland // *Prec. Res.* 1997. V. 85. P. 81–96.
- Rachold V., Brumsack H.-J.* Inorganic geochemistry of Albian sediments from the Lower Saxony Basin NW Germany: palaeoenvironmental constraints and orbital cycles // *Palaeogeogr. Palaeoclimat. Palaeoecol.* 2001. V. 174. P. 121–143.
- Taylor S.R., McLennan S.M.* The chemical evolution of the continental crust // *Reviews of Geophysics.* 1995. V. 33. P. 241–265.
- Tyson R.V., Pearson T.H.* Modern and ancient continental shelf anoxia: an overview // *Modern and ancient continental shelf anoxia* // *Geol. Soc. London.* 1991. *Spec. Publ.* № 58. P. 1–24.
- Ugidos J.M., Valladares M.I., Recio C., Rogers G., Fallic A.F., Stephens W.E.* Provenance of Upper Precambrian-Lower Cambrian shales in the Central Iberian Zone, Spain: evidence from a chemical and isotopic study // *Chem. Geol.* 1997. V. 136. P. 55–70.
- Visser J.N.J., Young G.M.* Major element geochemistry and paleoclimatology of the Permo-Carboniferous glaciogenic Dwyka Formation and post-glacial mudrocks in Southern Africa // *Paleogeogr. Paleoclimat. Paleoecol.* 1990. V. 81. P. 49–57.
- Wronkiewicz D.J., Condie K.C.* Geochemistry of Archean shales from the Witwatersrand Supergroup, South Africa: source-area weathering and provenance // *Geochim. et Cosmochim. Acta.* 1987. V. 51. P. 2401–2416.
- Wronkiewicz D.J., Condie K.C.* Geochemistry and mineralogy of sediments from the Ventersdorp and Transvaal Supergroups, Sout Africa: cratonic evolution during the Early Proterozoic // *Geochim. et Cosmochim. Acta.* 1990. V. 54. P. 343–354.