

СИСТЕМАТИКА РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ И ЭЛЕМЕНТОВ ПЛАТИНОВОЙ ГРУППЫ В ТОНКОЗЕРНИСТЫХ ТЕРРИГЕННЫХ ПОРОДАХ СРЕДНЕЙ И ВЕРХНЕЙ ЮРЫ ШАИМСКОГО НЕФТЕГАЗОНОСНОГО РАЙОНА (ЗАПАДНАЯ СИБИРЬ)

© 2010 г. А. В. Маслов*, Ю. Н. Федоров**, Ю. Л. Ронкин*,
В. П. Алексеев***, О. П. Лепихина*, Г. А. Лепихина*

*Институт геологии и геохимии УрО РАН
620075, г. Екатеринбург, Почтовый пер., 7

E-mail: Maslov@igg.uran.ru

**ООО “КогалымНИПИнефть”

625000, г. Тюмень, ул. Республики, 41

***Уральский государственный горный университет
620144, г. Екатеринбург, ул. Куйбышева, 30

Поступила в редакцию 30.04.2009 г.

В статье рассмотрена РЗЭ- и ЭПГ-систематика тонкозернистых терригенных пород (алевроаргиллитов и аргиллитов) средней и верхней юры Шаимского нефтегазоносного района Западно-Сибирского мегабассейна (тюменская, абалакская, тутлеймская свиты и вогулкинская толща). Анализ РЗЭ-систематики тонкозернистых терригенных пород средней и верхней юры Шаимского НГР позволил выявить достаточно хорошо выраженный тренд изменения медианных значений величины La_N/Yb_N , предполагающий постепенное увеличение к концу юрского времени роли основных магматических пород на палеоводосборах. Вместе с тем, учитывая, что разброс минимальных и максимальных значений La_N/Yb_N для алевроаргиллитов тюменской и абалакской свит довольно значителен, можно предполагать, что палеоводосборы во время накопления отложений средней и поздней юры были в существенной мере гетерогенными. РЗЭ-систематика подавляющей части проанализированных нами образцов тонкозернистых терригенных пород тюменской свиты и других литостратиграфических единиц разреза позволяет позиционировать их как образования стабильных в тектоническом отношении обстановок, скорее всего, не претерпевших воздействия каких-либо эндогенных флюидов. РЗЭ-систематика кливажированных разностей аргиллитов тюменской свиты несколько отличается от систематики “типичных” алевроаргиллитов данного уровня. Заметно различна также РЗЭ-систематика типичных алевроаргиллитов и аргиллитов различных литостратиграфических подразделений средней-верхней юры Шаимского НГР и сходных с ними по гранулометрии пород из т. н. “желто-бурых” слоев, что при существенно повышенных содержаниях в последних Fe и Mn также позволяет предполагать наличие в средне-верхнеюрском породном бассейне определенной (латеральной или вертикальной) флюидной подпитки. Рассмотрение ЭПГ-систематики тонкозернистых терригенных пород различных уровней средней и верхней юры Шаимского НГР показало, что между ними наблюдаются определенные и часто довольно существенные различия. В целом, им присуща Os+Ir+Ru+Pt-специализация.

Ключевые слова: *Западно-Сибирский осадочный мегабассейн, Шаимский нефтегазоносный район, средняя-верхняя юра, тонкозернистые терригенные породы, РЗЭ, ЭПГ.*

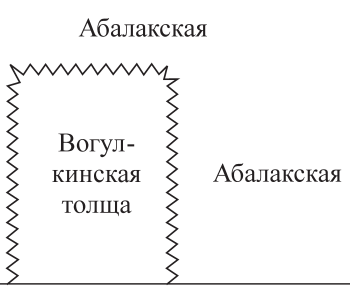
ВВЕДЕНИЕ

Осадочное выполнение Западно-Сибирского мегабассейна представлено мощным комплексом мезокайнозойских отложений, залегающим на разновозрастных породах палеозойского фундамента. По особенностям строения и условиям формирования мезокайнозойские отложения мегабассейна подразделяются на три структурных этажа: нижнеплитный (средний триас–средняя юра, без келловей), собственно плитный (келловей–палеоген) и верхнеплитный (эоцен–квартер) [13, 20]. Основными литостратиграфическими подразделениями нижнеплитного и собственно плитного этажей на западе Западно-Сибирского мегабассейна,

в Шаимском нефтегазоносном районе (НГР), вмещающими продуктивные на нефть пласты-коллекторы, являются нижнеюрская шеркалинская свита¹, среднеюрская тюменская свита и верхнеюрские вогулкинская толща, абалакская и тутлеймская свиты, а также мощный клиноформный комплекс неокома (табл. 1).

¹ Данных о содержаниях элементов платиновой группы в тонкозернистых терригенных породах шеркалинской свиты, так же как и перекрывающей ее радомской пачки, в нашем распоряжении нет, поэтому далее в статье указанные образования не рассматриваются; краткие сведения о систематике редкоземельных элементов в шеркалинских и радомских алевроаргиллитах и аргиллитах приведены в [27].

Таблица 1. Сводная стратиграфическая колонка средне-верхнеюрских отложений Шаимского НГР

Система	Отдел	Ярус	Свиты
Юрская	Нижний	Берриас	Тутлеймская
		Титонский	Абалакская 
	Киммериджский		
	Оксфордский		
	Средний	Келловейский	Тюменская
		Батский	
		Байосский	Радомская пачка
		Ааленский	Шеркалинская

Большинство принципиальных вопросов геологии мезо-кайнозоя Западной Сибири и, в частности, Шаимского НГР, были во многом решены уже к концу 1970–80-х гг. [14–16, 20, 23, 25, 28, 30, 34, 42 и др.]. В последующем, особенно в последнее десятилетие XX в., в связи с известными проблемами в развитии страны, внимание исследователей оказалось привлечено в основном к частным вопросам. В то же время, внедрение в практику фундаментальных исследований в области наук о Земле новых методов анализа вещества позволило обратиться к масштабным прецизионным литолого-геохимическим исследованиям продуктивных горизонтов и разделяющих их флюидоупоров, а также собственно нефти [2–4, 27, 43–48 и др.], что позволило получить ряд интересных как в научном, так и в практическом плане результатов. В настоящей работе мы попытались кратко суммировать данные о систематике редкоземельных элементов (РЗЭ) и впервые предприняли рассмотрение особенностей распределения элементов платиновой группы (ЭПГ) в тонкозернистых терригенных породах (аргиллитах и алевроаргиллитах) средней и верхней юры Шаимского НГР.

СТРОЕНИЕ РАЗРЕЗОВ, СОСТАВ ОТЛОЖЕНИЙ, ОБСТАНОВКИ НАКОПЛЕНИЯ

Шаимский НГР расположен в центральной части Приуральской нефтегазоносной области, самой западной в Западно-Сибирском мегабассейне. В структурно-тектоническом отношении он охватывает Шаимский мегавал и прилегающие к нему с запада и севера территории. Промышленно нефтегазоносны здесь отложения тюменской свиты и

вогулкинской толщи, имеющей локальное распространение. На севере района вскрыта верхняя часть шеркалинской свиты, являющейся главным продуктивным горизонтом на расположенном восточнее Краснотенинском своде. Геологическое строение территории, к которой приурочена первая в Западной Сибири промышленная нефть, полученная из отложений вогулкинской толщи, достаточно хорошо было изучено уже к середине 1960-х – началу 70-х гг. [1, 23, 29, 31, 52, 53 и др.]. За последующие годы, и особенно в последнее десятилетие накоплен обширный материал по территории всего Шаимского НГР, относящийся уже преимущественно к отложениям тюменской свиты, являющимся объектом промышленной эксплуатации (коллекторы Ю₂–Ю₆).

Тюменская свита объединяет серые, коричневатые и светло-серые мелкозернистые песчаники и алевролиты с прослоями темно-серых аргиллитов и пакетами тонкого переслаивания аргиллитов и алевролитов, а также углистые их разновидности и угли. Мощность свиты варьирует от 80 до 200 м. Преобладающее значение в разрезах тюменской свиты имеют отложения мало подвижного мелководно-морского, озерного и аллювиального генезиса [3, 4].

Абалакская свита представлена преимущественно аргиллитами и глинами темно-серой окраски, накапливавшимися в спокойных, относительно глубоководных обстановках. Подчиненную роль в ее разрезах играют алевроаргиллиты со стяжениями пирита и глауконитсодержащие их разновидности. Мощность свиты составляет от 60 до 70 м.

Вогулкинская толща сложена конгломератами, гравелитами и песчаниками с прослоями алевролитов, в том числе глауконитовых. В некоторых разрезах свиты наблюдаются прослои органогенно-

обломочных известняков, линзы и прослои глин. Мощность вогулгинской свиты варьирует от 50 до 70 м.

Тутлеймская свита (10–30 м) является аналогом баженовской свиты центральных районов Западно-Сибирского мегабассейна. Она представлена черными битуминозными аргиллитами с прослоями кремнисто-глинистых пород (радиоляриты) и глинистых известняков.

ОБРАЗЦЫ И АНАЛИТИКА

Тонкозернистые терригенные породы весьма неравномерно распределены по разрезу средне-верхнеюрских отложений Шаимского НГР. Они почти полностью слагают его верхнюю часть, представленную тутлеймской и абалакской свитами, и играют подчиненную роль среди отложений тюменской свиты.

Для исследования РЗЭ- и ЭПГ-систематики тонкозернистых терригенных пород средней и верхней юры Шаимского НГР нами использовано более 60 образцов аргиллитов и алевроаргиллитов, отобранных из керна скважин Потанай-Картопьянская 104 и 213, Пайтыхская 94, Западно-Тугровская 23, Тальниковая 10320 и Ловинская 10628.

Определение содержаний редких, рассеянных и элементов платиновой группы проведено в ИГГ УрО РАН методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ICP-MS) с предварительным кислотным разложением, которое осуществлялось как автоклавным разложением [32], так и с помощью микроволновой техники (печь Multiwave 3000 °С ротором XQ8, содержащим 8 сосудов из высокочистого кварцевого стекла, максимальные температура и давление – 300 °С и 120 атм). После кислотного разложения редкоземельные и элементы платиновой группы были отделены от остальных элементов с помощью хроматографии. Для отделения ЭПГ от матричных элементов разложенная смесь растворялась в 0.5N HCl, центрифугировалась и далее вносилась в хроматографическую колонку с катионитом AG-50 × 8, 200 меш. Выделение суммы РЗЭ выполнялось методом градиентного элюирования 2.3N и 3.9N HCl на хроматографических колонках с катионитом AG-50 × 8, 200–400 меш в зависимости от исходной навески. Все процедуры пробоподготовки проводились в стерильно-чистом производственном помещении [33], предусматривающем наличие избыточного давления очищенного воздуха относительно внешней среды, с использованием специальной посуды и глубоко очищенных реагентов [25], что обеспечивало минимизацию ксеногенных загрязнений.

Определение концентраций элементов-примесей в образцах проведено на секторном анализаторе SF HR/ICP-MS Element 2 в режиме дифференцированного разрешения при строго воспроизводимых па-

раметрах прибора от опыта к опыту. После ежедневной проверки чувствительности прибора, рекомендованной фирмой-производителем, проводилась калибровка чувствительности прибора по всей шкале масс с помощью шести стандартных растворов, представляющих весь спектр анализируемых элементов, концентрации которых были аттестованы с точностью не меньше 1 отн. %. Контроль качества получаемых результатов осуществлялся путем параллельных анализов внутренних сверочных проб и стандартных образцов BCR-2, KAL-1, и GP-13 [58, 86, 91, 94], процедура кислотного разложения которых идентична таковой для исследуемых проб и не вызывала сомнений относительно своего совершенства. Статистика параллельных измерений сверочных проб и стандартных образцов горных пород давала возможность оценивать качество анализа всей серии проб (воспроизводимость результатов параллельных анализов стандартных образцов, которая является наиболее надежной оценкой точности анализа образцов нефтей, в зависимости от элемента и его концентрации, не превышала 3–12 отн. %). В течение анализа серии проб измерение стандартного образца проводилось с периодичностью 1 : 5–1 : 10, что обеспечивало учет возможного дрейфа параметров прибора при последующей обработке результатов. Двойной учет возможных погрешностей позволил проводить анализ содержаний элементов-примесей с точностью не хуже ±(8–10) отн. % при содержании элемента больше 10–20 предела его обнаружения.

РЗЭ И ЭПГ В ТОНКОЗЕРНИСТЫХ ТЕРРИГЕННЫХ ПОРОДАХ: ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

Редкоземельные элементы являются в большинстве геологических процессов одними из наименее подвижных [39]. На них слабо влияют постседиментационные трансформации, а также процессы низкотемпературного метаморфизма, поэтому их соотношение в осадочных породах (в первую очередь тонкозернистых – глинистых сланцах, алевроаргиллитах, аргиллитах и глинах) отражают состав палеоводосборов [22].

Разнообразие нормированных на хондрит спектров РЗЭ в постархейских осадочных породах определяется тектоническими обстановками их формирования и составом пород в источниках сноса [85]. Реконструкция состава последних по спектрам РЗЭ основана на том, что магматические породы основного состава характеризуются низкими отношениями легких РЗЭ к тяжелым и не имеют достаточно выраженной Eu аномалии, тогда как кислым породам свойственны высокие отношения LPЗЭ/TPЗЭ и отчетливая отрицательная аномалия Eu [39, 84].

Мерой соотношения кислых и основных пород в источниках сноса выступает и вид спектра рас-

пределения РЗЭ в глинистых сланцах и аргиллитах. Величиной дифференциации легких (ЛРЗЭ) и тяжелых (ТРЗЭ) редкоземельных элементов являются в этом случае либо отношение La_N/Yb_N , либо величина ЛРЗЭ/ТРЗЭ [39, 105]. Значения отношения $La_N/Yb_N < 4$ и пологий общий облик кривых РЗЭ (Gd_N/Yb_N до 1.5)² позволяют предполагать существенную роль в источниках сноса магматических пород основного состава, тогда как при величине $La_N/Yb_N > 8$ (и, соответственно, крутом наклоне спектра) можно сделать вывод о преобладании в областях питания кислых магматических образований. Высокие (≥ 20) значения отношения La_N/Yb_N указывают на доминирование на палеоводосборах гранитоидов [104].

Величина Eu/Eu^* в глинистых сланцах, алевроаргиллитах и аргиллитах также является показателем состава размывавшихся на палеоводосборах комплексов пород. В случае, когда данный параметр относительно мал ($Eu/Eu^* \sim 0.85-0.95$), можно сделать вывод о преобладании в областях размыва архейских кристаллических пород или пород, сформированных за счет ювенильного материала, не претерпевшего существенного преобразования в континентальной коре. При величине Eu/Eu^* в тонкозернистых терригенных образованиях < 0.80 предполагается, что размывавшиеся на палеоводосборах комплексы пород претерпели определенную внутрикоровую трансформацию (т.е. в той или иной мере подверглись процессам частичного плавления) [39]. Средняя величина Eu/Eu^* в осадочных породах фанерозоя составляет порядка 0.61–0.72 [5, 39]. В таком модельном геохимическом объекте как РААС (постархейский средний глинистый сланец) величина Eu аномалии равна 0.66 [39]. Наличие же в осадочных образованиях положительных Eu аномалий ($Eu/Eu^* > 1.0-1.1$) значительное число исследователей связывает с воздействием на них глубинных гидротермальных растворов/флюидов, так как гидротермальные флюиды внекорового происхождения обогащены Eu [8, 17, 26, 61, 74]. Кроме того, по данным, приведенным в [24], появление положительных аномалий Eu обусловлено его большей миграционной подвижностью, по сравнению с другими лантаноидами.

Цериевая аномалия (Ce/Ce^*) является в наиболее общем случае индикатором крупных типов седиментационных обстановок [8, 9, 38, 87, 88]. Так, в отложениях близспрединговых зон величина Ce/Ce^* составляет $\sim 0.25-0.3$. На удалении от срединноокеанического хребта примерно до 2500–3000 км величина Ce/Ce^* в осадках снижается до 0.55–0.6.

И, наконец, отложения окраинно-континентальных (шельфовых) обстановок характеризуются значениями $Ce/Ce^* \sim 0.9-1.3$ [87, 88]. При накоплении отложений в шельфовых условиях на поведение Ce может оказывать влияние и климат, однако существенным образом на величине Ce/Ce^* это не сказывается [5, 7, 21, 36, 51].

Отношение Eu/Sm иногда рассматривается как показатель общей проницаемости земной коры для восходящих флюидных потоков [19]. Вариации данного параметра имеют меньшую амплитуду, нежели Eu/Eu^* , что позволяет оценивать общую проницаемость коры для восходящих флюидов, а не более интенсивно проявленное эндогенное воздействие (гидротермы). Вариации Eu/Sm в современных природных процессах очерчиваются следующими рамками [9]: от 2.19 до 3.18 – в гидротермальных растворах с содержанием морской воды от 5 до 50%; от 0.20 до 0.25 – в Fe-Mn-конкрециях Мирового океана; 0.21 – для среднего глинистого сланца. В.А. Шатровым [50] намечены следующие значения Eu/Sm , характеризующие степень проницаемости различных блоков континентальной коры для восходящих флюидных струй: $Eu/Sm > 0.30$ – проницаемость высокая; $Eu/Sm \sim 0.25$ – проницаемость средняя, $Eu/Sm < 0.20$ – проницаемость низкая.

Наконец, величина отношения Ce/La является показателем влияния гидрогенного и гидротермального процессов на формирование современных осадков Мирового океана. Для гидрогенных (нормальных осадочных) образований $Ce/La > 2$, для гидротермальных – < 2 [8, 10, 18].

Элементы платиновой группы (Os, Ir, Ru, Rh, Pt и Pd), а также часто рассматриваемые вместе с ними Re и Au, вследствие их уникальных особенностей, стали за два прошедших десятилетия объектом пристального внимания специалистов в области геохимии. Геохимические характеристики ЭПГ служат в настоящее время индикаторами позднеаккреционной истории нашей планеты и последующих процессов коромантийного взаимодействия и дифференциации [55, 64, 82]. В последнее время геохимические особенности ЭПГ, Au и Re, и изотопный состав Os используются и как инструмент для реконструкции процессов выветривания, диагенеза и палеоклимата [81, 99]. Показано, что они могут быть использованы и для установления хронологии нефтяных систем, а также реконструкции источников нефти [83].

Внимание исследователей к ЭПГ в осадочных породах привлекло открытие иридиевой аномалии на границе мела и палеогена [70, 97]. Существенное деплетирование земной коры этим элементом позволило на первых порах связать появление Ir аномалии с ударом крупного астероида [54]. В последующем были высказаны представления о связи указанной аномалии с крупными вулканическими извержениями, процессами осаждения иридия из

² Отношение Gd_N/Yb_N является показателем степени деплетированности тяжелых РЗЭ и определяет степень пологости спектра РЗЭ в области тяжелых лантаноидов.

морской воды, микробиальной активностью, влиянием поровых вод и др. [66, 75, 90, 98, 100].

Широкомасштабное изучение границ других систем позволило позднее установить существование аномалий Ir и ряда других металлов платиновой группы в отложениях позднего докембрия Австралии (Акраманское событие) [73], на границе докембрия и кембрия, ордовика и силура, франа и фамена, а также перми и карбона [62, 71, 76, 102, 103, 106, 107]. Происхождение указанных аномалий объясняется разными гипотезами: адсорбцией ЭПГ сульфидами и черными сланцами, осаждением их непосредственно из морской воды, влиянием процессов апвеллинга, подводного вулканизма или застойными обстановками в придонных слоях воды и др. Так, в частности в работе [60] высказано мнение, что многие из перечисленных аномалий могут быть обусловлены вариациями окислительно-восстановительных обстановок в осадках.

Носители ЭПГ или фазы, в которых они концентрируются, в осадочных породах весьма различны и часто неизвестны. Существенные концентрации ЭПГ характерны для субмиллиметровых сферул внеземного происхождения, достаточно широко распространенных в глубоководных отложениях [56, 79, 80 и др.]. Весьма часто носителем ЭПГ выступает органическое вещество, а также сульфиды, арсеносульфиды и арсениды. Интересно, что различные сульфиды концентрируют различные элементы платиновой группы [59, 89]. В ряде случаев носителями ЭПГ выступают оксиды, силикатные (вулканический пепел) или глинистые минералы [68, 79, 95].

Источниками ЭПГ в осадочных породах по данным [70, 97] могут выступать: 1) сталкивающиеся с нашей планетой астероиды и кометы, а также микрометеоритный “дождь”³; 2) процессы вулканизма (в том числе подводные вулканические эксгаляции) и гидротермальная деятельность; 3) основные и ультраосновные породы и ассоциирующие с ними рудные скопления, поставляющие в бассейны осадконакопления ЭПГ как в растворенной форме, так и в виде твердого стока; 4) в ряде случаев формирование аномальных концентраций ЭПГ в осадках обусловлено прямым осаждением их из морской воды (в том числе и в застойных обстановках⁴), влиянием процессов апвеллинга или высокой биопродуктивностью. Важно помнить, что в большинстве исследованных случаев

источники ЭПГ в осадочных образованиях оказались комбинированными.

В отличие от РЗЭ элементы платиновой группы подвержены существенному постседиментационному перераспределению. Это может способствовать появлению различных “гало” вокруг первичных аномалий. Установлено, что способность к миграции под воздействием постседиментационных флюидов более выражена для Pt, Pd и Au, чем для Ir. Иногда резко выраженные Ir аномалии могут быть связаны с постседиментационной мобилизацией и осаждением на восстановительных барьерах [65]. Различное положение аномальных содержаний Ir, Pt, Pd и других ЭПГ в пограничных слоях мела и палеогена как раз и может быть следствием описанного выше механизма [97]. Повышенные содержания ЭПГ фиксируются также в приразломных зонах или зонах повышенной трещиноватости, выступающих в роли каналов миграции обогащенных ЭПГ постседиментационных/гидротермальных флюидов [101].

Таким образом, повышенные или аномальные содержания ЭПГ в осадочных породах могут быть следствием сложного комплекса взаимосвязанных процессов [97]. Вклад различных процессов (и источников) может быть в определенной мере реконструирован по соотношению между входящими в состав платиновой группы элементами. Так, например, хондритовые или субхондритовые значения Os/Ir и Ru/Ir рассматриваются как индикаторы внеземного происхождения ЭПГ-аномалий [71, 80, 102, 103]. В то же время, они могут быть существенно изменены различными земными процессами.

Подводя итог сказанному выше, можно сделать вывод, что ЭПГ и связанные с ними элементы (Re, Au) могут в той или иной мере являться индикаторами ряда специфических процессов [97]: 1) привнос в осадки космического материала (хондритовые значения Ru/Ir и Os/Ir, низкие величины ¹⁸⁷Os/¹⁸⁶Os, высокие, по сравнению с Pt, Pd и Au, содержания Ir); 2) воздействие на осадконакопление вулканической деятельности (высокие содержания Ir, Se, As, Sb и In); 3) эксгаляционно-гидротермальные проявления (высокие содержания Au, Pd и Pt, и относительно низкие – Ir), в том числе и в районах расположенных вблизи срединно-океанических хребтов [63, 70]; 4) высокие содержания в осадках Pt при низких концентрациях Pd позволяют предполагать непосредственное осаждение ЭПГ из морской воды; 5) на седиментацию в аноксических обстановках указывает ассоциация ЭПГ, Cd и Ag; 6) высокие содержания ЭПГ и Cu (в ряде случаев совместно с Mo, U и Ni) могут быть интерпретированы как результат влияния средне- и низкотемпературных флюидов.

³ Например, по данным, приведенным в [69], до 70% Os в пелагических глинах имеет внеземное происхождение.

⁴ Так, в Дании формировавшиеся в хорошо аэрируемых обстановках отложения на границе мела и палеогена характеризуются содержаниями Ir ~ 0.003 мг/т. Там же, где они накапливались в мелководных аноксических зонах, содержание иридия увеличивается до 500 мг/т [67].

РЗЭ- И ЭПГ-СИСТЕМАТИКА
 ТОНКОЗЕРНИСТЫХ ТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД
 СРЕДНЕЙ И ВЕРХНЕЙ ЮРЫ
 ШАИМСКОГО НГР

РЗЭ-систематика

Систематика РЗЭ в терригенных породах мезозоя Западной Сибири изучена все еще слабо и крайне неравномерно, однако для Шаимского нефтегазоносного района и Широкого Приобья такая информация есть [45–47]. Алевроаргиллиты и алевропесчаники вогулкинской толщи, тюменской и абалакской свит, слагающих на указанных территориях основной объем юрского комплекса, характеризуются преобладанием ЛРЗЭ над ТРЗЭ, отсутствием в большинстве случаев ярко выраженного деплетирования последних и отрицательными европиевыми аномалиями. В то же время, некоторым образцам терригенных образований в разрезах тюменской и абалакской свит присущи и положительные Eu аномалии. Этот же феномен наблюдается в битуминозных аргиллитах тутлеймской свиты.

Медианное значение⁵ суммы РЗЭ в тонкозернистых терригенных породах *тюменской свиты* составляет 189 ± 49 г/т (минимальное содержание – 54, максимальное – 291 г/т), что достаточно близко к содержанию РЗЭ в таком эталоне глинистых пород, как РААС (183 г/т) [39]. Медианные содержания и величины стандартных отклонений для каждого элемента, входящего в состав группы РЗЭ в алевроаргиллитах тюменской свиты приведены в табл. 2, а в табл. 3 суммированы основные параметры нормированных на хондрит⁶ их спектров. Анализ указанных данных позволяет сделать вывод, что в средней юре на палеоводосборах, за счет размыва которых формировались отложения тюменской свиты, преобладали магматические породы средне-кислого состава ($La_N/Yb_{N\text{медиана}} = 8.05 \pm 1.76$). Вместе с тем, учитывая, что минимальное значение La_N/Yb_N в исследованной нами выборке алевроаргиллитов тюменской свиты составляет 4.75, а максимальное достигает 10.74, можно, по-видимому, сделать вывод либо о заметной гетерогенности пород в областях размыва, либо об отсутствии условий для полной гомогенизации тонкой алюмосиликокластики на путях переноса и собственно в бассейне седиментации. Деплетирование ТРЗЭ для алевроаргиллитов рассматриваемого нами уровня не характерно ($Gd_N/Yb_{N\text{медиана}} = 1.50 \pm 0.18$). Величина Eu аномалии в подавляющем большинстве проанализиро-

ванных образцов (27 из 34) отрицательная. Медианное ее значение равно 0.78 ± 0.15 . В то же время для РААС Eu/Eu^* составляет 0.66 [39], и, таким образом, по данному параметру тонкозернистые терригенные породы тюменской свиты заметно отличаются от среднего постархейского австралийского сланца. В 7 из 34 исследованных нами образцов алевроаргиллитов тюменской свиты величина Eu аномалии положительная и варьирует от 1.03 до 1.29. Все указанные образцы (Ф-45, -46, -48, -51, -52, -53, -55) отобраны из скв. Пайтыхская 94 (интервал 2194–2248.2 м). Из данного же интервала происходит и образец кливажированных аргиллитов (Ф-50, см. ниже).

Медианная величина Се аномалии в породах данного уровня составляет 1.23 ± 0.12 , что не выходит за рамки значений, характерных для прибрежно-шельфовых отложений или, в более широком смысле, для отложений, практически не содержащих какой-либо существенной или заметной доли эксгалационных компонентов. На это же указывают: 1) весьма небольшое медианное значение модуля Страхова $(Fe+Mn)/Ti$ [37] в типичных тюменских алевроаргиллитах (4.0 ± 3.1); 2) достаточно низкая медианная величина Eu/Sm (0.22 ± 0.01); высокое медианное значение отношения Ce/La (2.46 ± 0.26 , минимум – 1.96, максимум – 3.25). Таким образом, все сказанное выше позволяет рассматривать проанализированные нами тонкозернистые терригенные породы тюменской свиты Шаимского НГР как образования стабильных в тектоническом отношении обстановок, не имевших, скорее всего, какой-либо “подпитки” эндогенным эксгалативным материалом.

В скв. Пайтыхская 94 в интервале 2212–2230.1 м Ю.Н. Федоровым в разрезе тюменской свиты были встречены кливажированные аргиллиты (образец Ф-50) – отражение тектонических деформаций в породном бассейне (бассейне породообразования⁷). Такие образования чрезвычайно редки для Западной Сибири и мы остановимся на их РЗЭ-систематике специально. Как оказалось, РЗЭ-систематика кливажированных разностей аргиллитов несколько отличается от той, что характерна для типичных алевроаргиллитов тюменской свиты. Величина La_N/Yb_N составляет 5.69, деплетирование ТРЗЭ отсутствует ($Gd_N/Yb_N = 1.30$), Eu аномалия положительная (1.22) (рис. 1а), Се аномалия не выходит за пределы значений, характерных для прибрежно-шельфовых образований. Величина отношения Ce/La (2.66) позволяет предполагать, что

⁵ В настоящей работе, как и ранее, при анализе ограниченных по объему аналитических выборок, мы используем медианные значения содержаний и отношений тех или иных оксидов и элементов, так как данный статистический параметр позволяет дать обобщенную оценку выборок с неизвестным характером распределения [41, 96].

⁶ Содержания РЗЭ в хондрите по данным [39].

⁷ Под бассейном породообразования нами вслед за П.П. Тимофеевым [40 и др.] понимается тектоническая впадина, прогиб или какая-либо другая отрицательная структура (бывший бассейн осадконакопления или его часть), заполненная осадочными или вулканогенно-осадочными образованиями, которые прошли разные стадии литогенетического преобразования от диагенеза до регионального метаморфизма включительно.

Таблица 2. Медианные содержания различных редкоземельных элементов в типичных тонкозернистых терригенных породах средней и верхней юры Шаимского НГР (г/т)

Элементы	Тюменская свита		Вогулкинская толща		Абалакская свита		Тутлеймская свита	
	Мд	СО	Мд	СО	Мд	СО	Мд	СО
La	36.44	10.11	35.09	7.63	35.99	22.95	41.12	7.40
Ce	87.96	24.27	68.27	14.53	87.58	50.10	79.36	17.96
Pr	8.45	2.01	8.85	0.32	9.94	6.04	10.72	1.77
Nd	31.26	7.44	34.2	1.60	41.29	16.85	44.16	6.43
Sm	6.39	1.50	7.25	1.05	9.23	3.12	10.31	1.31
Eu	1.41	0.33	1.88	0.41	2.27	0.64	2.47	0.34
Gd	5.53	1.21	6.71	1.26	8.66	2.58	10.62	1.43
Tb	0.82	0.19	1.07	0.22	1.39	0.37	1.70	0.20
Dy	4.94	1.12	6.94	1.69	8.50	2.17	10.59	1.28
Ho	1.06	0.22	1.52	0.35	1.91	0.51	2.35	0.27
Er	2.84	0.59	3.91	1.07	4.82	1.36	6.23	0.66
Tm	0.43	0.09	0.55	0.21	0.68	0.20	0.91	0.10
Yb	2.85	0.56	3.54	1.65	4.37	1.34	6.06	0.55
Lu	0.43	0.08	0.52	0.31	0.65	0.21	0.92	0.08

Примечание. Здесь и далее, в табл. 3, 4, 5: Мд – медиана, СО – стандартное отклонение.

рассматриваемые аргиллиты не имеют примеси синседиментационного гидротермального/эксгальтационного материала, на это же указывает и низкое значение в них модуля Страхова (~6). В то же время параметр Eu/Sm (0.40) указывает на существенную проницаемость коры или, иными словами, позволяет предположить (как и положительная Eu аномалия) возможность воздействия на аргиллиты во время формирования кливажа (т.е. уже в услови-

ях породного бассейна) обогащенных Eu (глубинных?) флюидов.

Алевроаргиллиты *вогулкинской толщи* имеют величину $\Sigma PZЭ_{\text{медиана}}$, равную 165 ± 12 г/т (минимум – 164, максимум – 186 г/т). Медианные содержания и величины стандартных отклонений для каждого элемента, входящего в состав группы PЗЭ в алевроаргиллитах вогулкинской толщи приведены в табл. 2; основные параметры

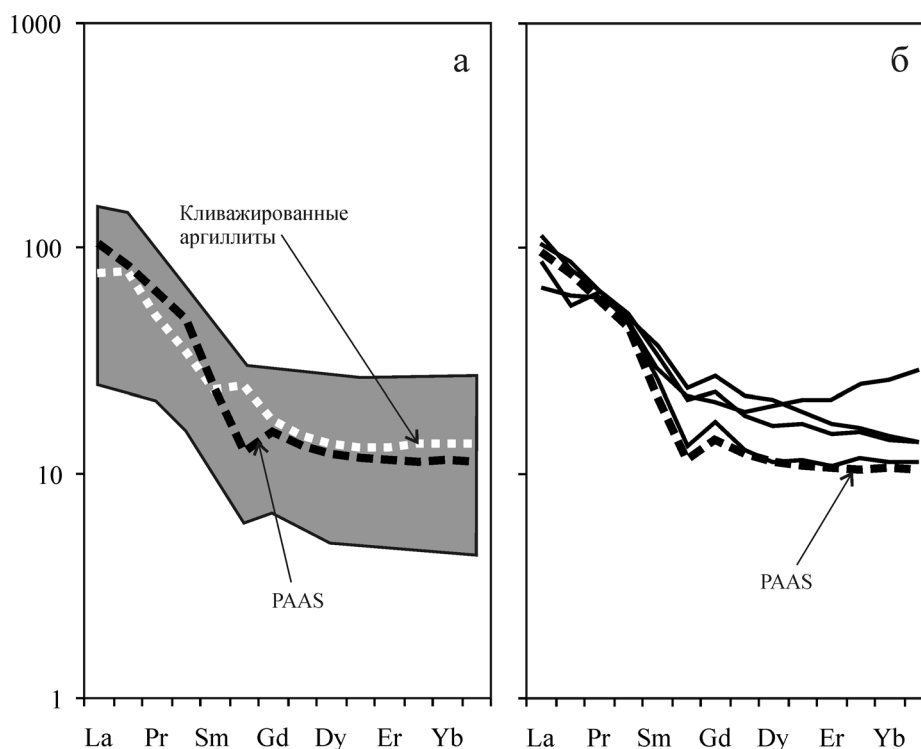


Рис. 1. Спектры распределения нормированных на хондрит PЗЭ [39] в тонкозернистых терригенных породах тюменской свиты (а) и вогулкинской толщи (б) Шаимского НГР.

Таблица 3. Параметры нормированных на хондрит спектров РЗЭ и некоторые индикаторные их отношения в тонкозернистых терригенных породах средней и верхней юры Шаимского НПР

Параметры спектров РЗЭ	Типичные алевроаргиллиты тюменской свиты (n = 34)		Кливажированные аргиллиты тюменской свиты (n = 1)	Типичные алевроаргиллиты абалакской свиты (n = 18)		Типичные алевроаргиллиты вогулкинской толщи (n = 4)		Битуминозные аргиллиты тутлеймской свиты (n = 6)	
	Мд	СО		Мд	СО	Мд	СО	Мд	СО
La_N/Yb_N	8.05	1.76	5.59	5.03	3.85	5.38	2.75	4.47	0.59
La_N/Sm_N	3.68	0.45	3.31	2.49	0.67	3.06	1.11	2.51	0.31
Gd_N/Yb_N	1.5	0.18	1.30	1.51	0.47	1.57	0.45	1.35	0.13
Eu/Eu^*	0.78	0.15	1.22	0.81	0.35	0.81	0.07	0.81	0.22
Ce/Ce^*	1.23	0.12	1.26	1.09	0.11	0.95	0.30	0.96	0.08
Eu/Sm	0.22	0.01	0.40	0.25	0.01	0.24	0.03	0.25	0.01
Ce/La	2.46	0.26	2.66	2.38	0.31	1.86	0.40	2.12	0.18

Примечание. Здесь и далее в табл. 4 и 5: n – количество проанализированных образцов.

нормированных на хондрит их спектров суммированы в табл. 3. Медианное значение величины La_N/Yb_N в рассматриваемых образованиях составляет 5.38 ± 2.75^8 , что заметно ниже, чем в тонкозернистых терригенных породах подстилающей тюменской свиты. Несколько более пологими являются для алевроаргиллитов вогулкинской толщи и правые (в области ЛРЗЭ) ветви спектров, свидетельством чего является медианная величина отношения $La_N/Sm_N = 3.06 \pm 1.11$ (в типичных алевроаргиллитах тюменской свиты этот параметр составляет 3.68 ± 0.45). Деплетирование ТРЗЭ в трех из четырех изученных нами образцов отсутствует. Для образца Ф-36, отобранного в 0.75 м выше основания интервала 2169–2176 м в скв. Потанай-Картопьянская 213, величина Gd_N/Yb_N составляет 0.80 (рис. 16). Величина европиевой аномалии во всех четырех образцах из нашей коллекции отрицательная ($Eu/Eu^*_{\text{медиана}} = 0.81 \pm 0.07$).

Медианное значение суммы РЗЭ в алевроаргиллитах абалакской свиты составляет 218 ± 37 г/т (минимум – 141, максимум – 264 г/т). Медианные содержания и величины стандартных отклонений для каждого элемента, входящего в состав группы РЗЭ в алевроаргиллитах вогулкинской толщи приведены в табл. 2; основные параметры их спектров суммированы в табл. 3. Подавляющее большинство образцов алевроаргиллитов абалакского уровня характеризуются довольно низкими значениями отношения La_N/Yb_N . Для 16 из 18 проанализированных нами образцов присущи значения названного параметра существенно более низкие, чем 7.55. Медианное значение La_N/Yb_N для всей выборки составляет 5.03 ± 3.85 ; при удалении из состава выборки двух образцов со значениями La_N/Yb_N 10.83 и 20.07 медиана La_N/Yb_N становится равной 4.87 ± 0.98 , что несколько ниже, чем это типично для алевроаргиллитов вогулкинской толщи. Деплетирование ТРЗЭ в подавляющей части образцов (16 из 18) отсутствует (рис. 2а). В одном образце (Ф-28, интервал 2088–2095 м, скв. Потанай-Картопьянская 104) значение Gd_N/Yb_N равно 0.80, а **Еu аномалия** положительная и достаточно высокая ($Eu/Eu^* = 2.24$). В другом (ЗТ23-4з, глубина 2172.5 м, скв. Западно-Тугровская 23) отношение Gd_N/Yb_N составляет 3.20, однако европиевая аномалия отрицательная (0.75). Медианное значение Eu/Eu^* для имеющейся в нашем распоряжении выборки составляет 0.81 ± 0.35 . При этом в 16 образцах европиевая аномалия отрицательная, а в 2-х – положительная.

Алевроаргиллиты абалакской свиты, вскрытые скважиной Западно-Тугровская 23, характеризуются медианными значениями Eu/Sm и Ce/La , со-

⁸ Следует отметить, что высокая величина стандартного отклонения обусловлена существенным разбросом значений La_N/Yb_N в каждом из четырех проанализированных нами образцов алевроаргиллитов вогулкинского уровня (4.00, 4.55, 6.21 и 10.08).

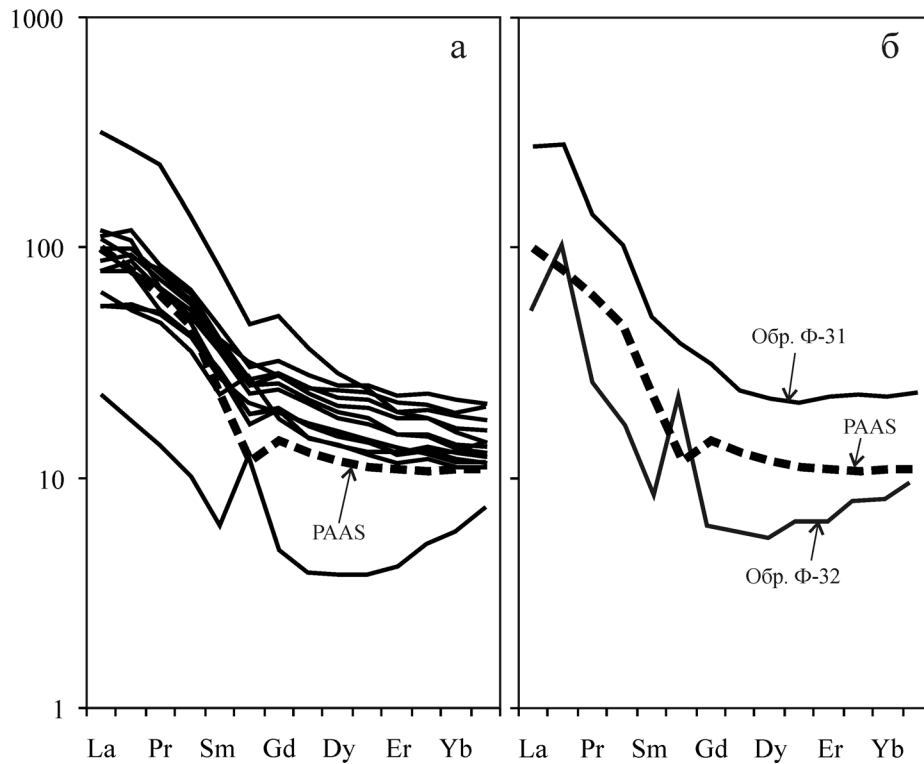


Рис. 2. Спектры распределения нормированных на хондрит РЗЭ [39] в типичных алевроаргиллитах абалакской свиты (а) и глауконитовых аргиллитах из “желто-бурых” слоев (б) этого же уровня.

ответственно, 0.25 ± 0.01 и 2.38 ± 0.31 . Для типичных же аргиллитов этого уровня, вскрытых скв. Потанай-Картопьянская 104 (образцы Ф-27, -28, -29 и Ф-30), величина Eu/Sm варьирует от 0.29 до 0.75, а значения Ce/La составляют от 1.98 до 2.70.

Модуль Страхова для типичных алевроаргиллитов абалакской свиты изменяется от 8 до 13, а значения модуля Бострёма [57] находятся в интервале 0.55–0.65, что указывает на отсутствие в бассейне во время формирования исходных осадков эксгальтивных проявлений.

В ряде случаев в разрезах абалакской свиты Шамимского НГР встречаются т. н. “желто-бурые” слои с аномальными содержаниями Fe и Mn [48]. Они представляют собой маломощные (0.2–0.6 м) прослои, хорошо выделяющиеся на темно-сером фоне вмещающих пород своей желтовато-коричневой окраской. Состав их в основном карбонатно-алевритовый. Образцы алевроаргиллитов из “желтых слоев” имеют, как правило, весьма высокие значения модуля Страхова (75–566), тогда как величина модуля Бострёма составляет в них от 0.04 до 0.18, что со значительной долей вероятности указывает на присутствие в составе рассматриваемых образований эксгальционных компонентов. Существенно выше в образцах из “желто-бурых слоев” и величина индекса HTSIX [92], что также указывает на более близкое положение исследованных образцов к зонам гидродермальной активности в по-

родном бассейне или интенсивное проявление подобной деятельности во время накопления “желто-бурых слоев”.

Проанализированные нами при подготовке настоящей работы глауконитовые аргиллиты из “желто-бурых” слоев абалакской свиты (образцы Ф-31 и Ф-32, интервал 2095–2109 м, скв. Потанай-Картопьянская 104) имеют значения модуля Страхова, равное 8, таким образом, примесь эксгальтивного материала в них скорее всего отсутствует. Параметры спектров РЗЭ в них существенно различны: для образца Ф-31 значения La_N/Yb_N , Gd_N/Yb_N и Eu/Eu^* составляют, соответственно, 12.29, 1.38 и 0.96, а для образца Ф-32, отобранного в 1 м ниже, – 6.58, 0.77 и 2.95 (рис. 2б). Весьма отличаются в рассматриваемых образцах и параметры Eu/Sm и Ce/La (обр. Ф-31 – 0.28 и 2.61, обр. Ф-32 – 0.97 и 4.60). Можно предполагать, что столь существенные вариации РЗЭ-систематики (быть может, за исключением Eu аномалии) в глауконитовых аргиллитах абалакской свиты обусловлены преимущественно различным содержанием глауконита и не связаны напрямую с воздействием каких-либо постседиментационных флюидов, тем более, что это же мы видим и для типичных темноокрашенных алевроаргиллитов и аргиллитов абалакского уровня. То, что такое предположение не лишено смысла следует и из данных по РЗЭ-систематике глауконитов эоцена Воронежской антеклизы [50]; величина La_N/Yb_N изменяется здесь

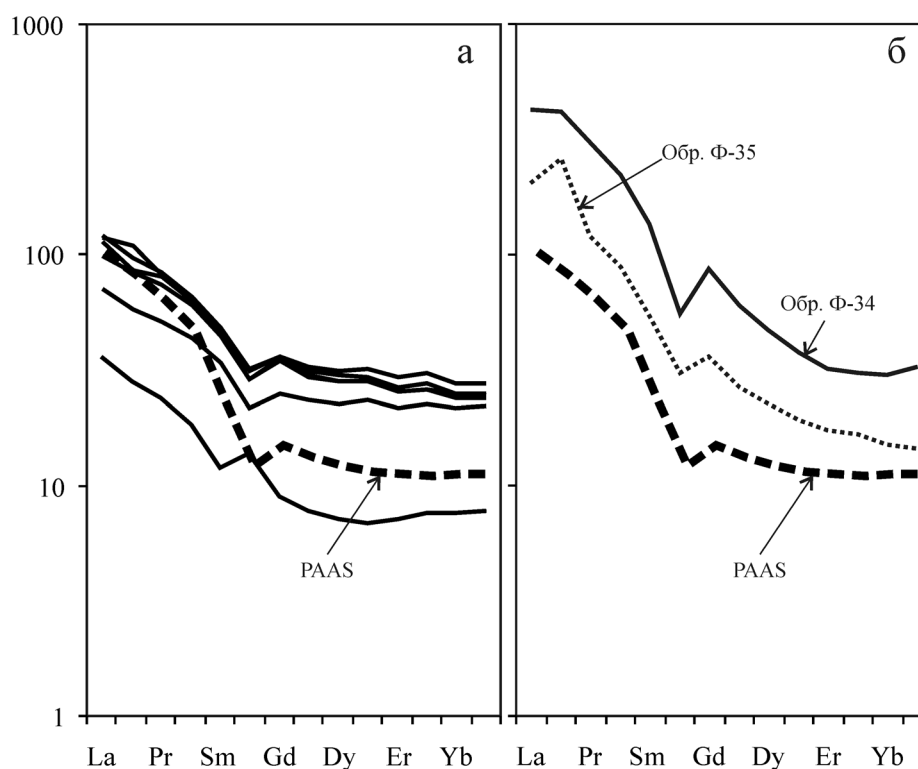


Рис. 3. Спектры распределения нормированных на хондрит РЗЭ [39] в типичных алевроаргиллитах тутлеймской свиты (а) и глауконитовых аргиллитах из “желто-бурых” слоев (б) этого же уровня.

для 12 проанализированных монофракций от 2.89 до 43.66, отношение Gd_N/Yb_N варьирует от 0.58 до 8.85, а Eu аномалия находится в пределах 0.60–1.08.

Аргиллиты *тутлеймской свиты* в проанализированной нами выборке представлены 6 образцами. Пять из них отобраны из керна скв. Западно-Тугровская 23 с глубины 2089.2–2096.5 м, еще один образец (Ф-33) представляет интервал 2163–2169 м скв. Потанай-Картопьянская 213. Справочные данные по содержанию в тонкозернистых терригенных породах данного уровня редкоземельных элементов, нормированных на хондрит, приведены в табл. 2, основные параметры их спектров суммированы в табл. 3.

Сумма РЗЭ в тонкозернистых терригенных породах тутлеймской свиты варьирует от 158 до 258 г/т (медиана – 227 ± 39 г/т). Медианное значение величины отношения La_N/Yb_N составляет $\sim 4.5 \pm 0.6$ (минимум – 3.29, максимум – 4.84). Это существенно ниже, чем характерно для алевроаргиллитов тюменской свиты средней юры и позволяет считать, что формирование тонкозернистых терригенных образований тутлеймского уровня происходило за счет размыва преимущественно основных пород. Медианное значение параметра La_N/Sm_N в тутлеймских аргиллитах (2.51 ± 0.31) почти в точности равно его величине в типичных алевроаргиллитах абалакской свиты (2.49 ± 0.67) – это наиболее низкие значения данного отношения во всей рассматрива-

емой нами выборке средне-верхнеюрских алевроаргиллитов. Деплетирования ТРЗЭ в породах данного уровня, как и в большинстве алевроаргиллитов других литостратиграфических подразделений средней и верхней юры Шаимского НГР, не наблюдается (рис. 3а). Величина Eu аномалии в битуминозных аргиллитах тутлеймской свиты, образцы которых отобраны в скв. Западно-Тугровская 23, варьирует от 0.80 до 0.82, тогда как в алевроаргиллитах образца Ф-33 Eu/Eu^* составляет 1.34. Ce аномалия в алевроаргиллитах ($Ce/Ce^*_{\text{медиана}} = 0.96 \pm 0.08$) указывает на формирование их в нормальных прибрежно-шельфовых обстановках, а величина Eu/Sm , фиксируемая для аргиллитов тутлеймской свиты, отобранных из скв. Западно-Тугровская 23 (от 0.24 до 0.25), позволяет считать, что проницаемость коры в окрестностях данной скважины в бассейне седиментации или породном бассейне была относительно невысокой. Мы подчеркиваем это специально, так как для обр. Ф-33 отношение Eu/Sm существенно выше (0.44) и это, наряду с характерной для него и положительной Eu аномалией, может указывать на возможное воздействие глубинных эманаций.

Также, как и в разрезах абалакской свиты, среди отложений тутлеймского уровня присутствуют “желто-бурые” слои, в составе которых есть в том числе и глауконитсодержащие аргиллиты (образцы Ф-34 и Ф-35, интервал 2169–2176 м, скв. Потанай-Картопьянская 213). РЗЭ-систематика этих обра-

Таблица 4. Медианные и средние арифметические содержания ЭПГ и содержания их в отдельных образцах тонкозернистых терригенных пород средней и верхней юры Шаимского НПР (г/т)

Свита, толща / элемент	Тюменская свита				Вогулкин-ская свита	Абалакская свита				Тутлеймская свита		
	Типичные аргиллиты		Кливажированные аргиллиты	CO		Типичные аргиллиты		CO	Глауконитовые аргиллиты		Типичные аргиллиты	Глауконитовые аргиллиты
	Мд	СрАрфм				Мд	СрАрфм		СрАрфм	СрАрфм		
Ru	0.0160	0.0114	0.0052	0.0024	0.2209	0.0086	0.0024	0.0427	0.0347	0.0355		
Rh	0.0307	0.0060	0.0249	0.0185	0.0405	0.0402	0.0185	0.0701	0.0304	0.0633		
Pd	0.0137	0.0023	0.0175	0.0017	0.0050	0.0055	0.0017	0.0159	0.0053	0.0048		
Os	0.0012	0.0004	0.0009	0.0004	0.0074	0.0010	0.0004	0.0012	0.0012	0.0025		
Ig	0.0299	0.0048	0.0385	0.0019	0.1194	0.0096	0.0019	0.0280	0.0217	0.0173		
Pt	0.0528	0.0077	0.0718	0.0035	0.0187	0.0194	0.0035	0.0520	0.0188	0.0229		
n	11	1	1	4	1	1	1	2	1	2		

Примечание. Здесь и в табл. 5 СрАрфм – среднее арифметическое.

зований отличается от систематики типичных битуминозных тутлеймских аргиллитов почти в 3 раза более высокими значениями La_N/Yb_N (соответственно, 13.56 и 14.39) и выраженной обедненностью ТРЗЭ (2.37 и 2.91) (рис. 36). Величина Eu/Sm в них варьирует от 0.15 до 0.21, а Eu аномалия отрицательная (0.70 и 0.51). Таким образом, РЗЭ-систематика глауконитсодержащих аргиллитов из “желто-бурых” слоев тутлеймской свиты в заметной мере отличается от систематики сходных по вещественному составу пород абалакского уровня. Здесь же следует отметить, что модуль Страхова для обр. Ф-34 составляет 176, а для обр. Ф-35 – 97.

ЭПГ-систематика

Сведений о систематике ЭПГ в тонкозернистых терригенных породах тюменской, абалакской и тутлеймской свит, а также вогулкинской толщи в литературе в настоящее время нет. Поэтому здесь мы ограничимся самым общим обзором имеющихся у нас сведений, считая, что для тех или иных генетических выводов необходимо накопление адекватного банка аналитических данных. Ряд статистических параметров ЭПГ суммирован в табл. 4 и 5.

Сумма ЭПГ в тонкозернистых терригенных породах *тюменской свиты* варьирует от 0.125 до 0.172 г/т (медиана – 0.159 ± 0.017 г/т). Алевроаргиллиты характеризуются Os/Ig отношением от 0.016 до 0.052 (в хондритах эта величина составляет ~ 0.95 [89]), а медианное значение параметра Ru/Ir равно 0.50 ± 0.46 (в 4 из 11 проанализированных на элементы группы платины образцах величина Ru/Ir варьирует от 1.03 до 1.53, а в остальных составляет менее 0.58). Для хондритов данный параметр составляет порядка 1.28 [89]. Исходя из сказанного, можно сделать вывод, что присутствующие в алевроаргиллитах тюменской свиты ЭПГ как будто бы не связаны с каким-либо внеземным событием. В то же время величина Ig/Pt в них варьирует от 0.50 до 0.58, тогда как в хондрите она равна ~ 0.53 . Медианная величина отношения Ig/Pd в алевроаргиллитах тюменской свиты составляет 2.18 ± 0.11 , в хондрите – 0.98 [89].

Величины отношений Au/Ig и Pd/Ig в алевроаргиллитах тюменской свиты изменяются, соответственно, от 0.79 до 1.73 (медиана 0.92 ± 0.26) и от 0.43 до 0.51. Все это, не свидетельствует, скорее всего, и в пользу эксгальционно-гидротермальной природы ЭПГ в анализируемых отложениях. Напротив, медианная величина Pt/Pd в них составляет 3.93 ± 0.22 и это, в соответствии с представлениями, приведенными в [97], может рассматриваться как один из аргументов в пользу осаждения по крайней мере части ЭПГ непосредственно из морской воды.

Коэффициенты корреляции⁹ между содержаниями в тонкозернистых терригенных породах тюмен-

⁹ Учитывая малую величину выборки, эти данные следует рассматривать как сугубо ориентировочные.

Таблица 5. Значения индикаторных отношений и параметры нормированных на хондрит спектров ЭПГ в тонкозернистых терригенных породах средней и верхней юры Шаимского НПР

Значения индикаторных отношений и параметры спектров ЭПГ	Типичные аргиллиты тюменской свиты (n = 11)		Кливажированные аргиллиты тюменской свиты (n = 1)	Типичные аргиллиты абалакской свиты (n = 4)		Глауконитовые аргиллиты абалакской свиты (n = 2)		Типичные аргиллиты вулканской толщи (n = 1)	Типичные аргиллиты тюлейской свиты (n = 1)	Глауконитовые аргиллиты тюлейской свиты (n = 2)	
	Мд	СО		Мд	СО	ср. арфм.	ср. арфм.				
Pt/Pd	3.93	0.22	4.1	3.44	0.3	3.27	3.75	3.57	5.76		
Ru/Ir	0.50	0.46	0.14	0.82	0.19	1.42	1.85	1.6	2.07		
Os/Ir	0.04	0.01	0.02	0.12	0.04	0.05	0.06	0.05	0.18		
Pt _N /Ru _N	2.55	2.05	9.33	1.615	0.38	1.25	0.06	0.37	0.55		
Pd _N /Pt _N	0.47	0.03	0.45	0.54	0.05	0.57	0.49	0.52	0.44		

ского уровня **Ir** и **Sb**, **In** и **As** составляют, соответственно, 0.53, 0.86 и 0.24. Это не позволяет утверждать, что источником ЭПГ в алевроаргиллитах являются процессы вулканизма. Между суммой ЭПГ и такими индикаторами возможной связи процессов накопления ЭПГ в осадках с аноксическими обстановками, как **Cd** и **Mo**, **значимая корреляция также отсутствует** ($r_{\text{ЭПГ-Cd}} = 0.58$, $r_{\text{ЭПГ-Mo}} = 0.54$). Это находится в хорошем соответствии с представлениями о накоплении осадков в тюменское время в достаточно хорошо аэрировавшемся бассейне, полученными на основе расчета значений коэффициента стагнации (**Mo/Mn**) для **алевроаргиллитов – величина данного параметра варьирует в исследованной нами выборке от 0.0005 до 0.0086**, тогда как в осадках аноксических обстановок составляет более 0.01 [49]. Наконец, мы проанализировали также взаимосвязь между содержаниями в алевроаргиллитах тюменской свиты суммы ЭПГ и **Cu**, **U** и **Ni** – элементами, рассматриваемыми в [97], как индикаторы участия в формировании ЭПГ-систематики средне- и низкотемпературных флюидов. Какая-либо ярко выраженная взаимосвязь не наблюдается и здесь (рис. 4).

Отношение Pt_N/Ru_N в тонкозернистых терригенных породах рассматриваемого нами уровня варьирует в довольно широких пределах – от 0.89 до 7.37 (обр. Ф-45, интервал 2194–2212 м, обр. Ф-53, интервал 2230.1–2248.2 м, скв. Пайтыхская 94), тогда как расстояние между указанными образцами составляет менее 40 м. Связано это скорее всего с перераспределением части ЭПГ в бассейне породообразования. Величина Pd_N/Pt_N менее подвержена вариациям. Ее медианное значение составляет 0.47, а величина стандартного отклонения – 0.03. Спектры распределения нормированных на хондрит содержаний ЭПГ в типичных алевроаргиллитах тюменской свиты приведены на рис. 5а. Здесь же изображен спектр распределения ЭПГ в кливажированных аргиллитах (обр. Ф-50). Сопоставление обоих спектров обнаруживает существенное их сходство, хотя есть и отличие – величина Pt_N/Ru_N в кливажированных аргиллитах (9.33) более чем в 3 раза больше, чем в обычных разностях.

Определение содержаний ЭПГ для *вулканской толщи* выполнено только для одного образца (Ф-36, интервал 2169–2176 м, скв. Потанай-Картопьянская 213). Сумма ЭПГ составляет в нем 0.412 г/т. По значениям отношений **Ir/Pt (6.40)**, **Ir/Pd (24.00)** и **Au/Ir (0.04)** **алевроаргиллиты данного уровня существенно отличаются от аналогичных по гранулометрии образований тюменской свиты.**

Параметр Pt_N/Ru_N для алевроаргиллитов вулканской толщи более чем в 40 раз меньше, чем аналогичное отношение для тюменских алевроаргиллитов (медиана = 2.55), вместе с тем значение Pd_N/Pt_N в образце Ф-36 (0.49) и во всей выборке алевроаргиллитов тюменской свиты (медиана = 0.47 ± 0.03)

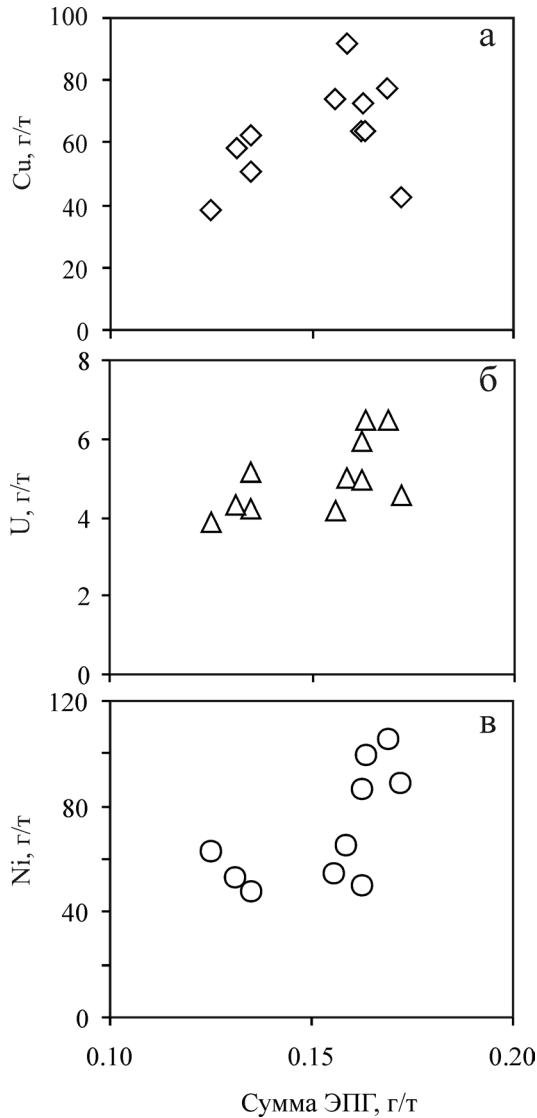


Рис. 4. Корреляционные диаграммы для суммы ЭПГ и Cu (а), суммы ЭПГ и U (б) и суммы ЭПГ и Ni (в) в алевроаргиллитах тюменской свиты Шаимского НГР.

почти тождественны. Спектр распределения ЭПГ, нормированных на хондрит, в обр. Ф-36 приведен на рис. 5б.

Медианное суммарное содержание ЭПГ в алевроаргиллитах абалакской свиты составляет 0.084 ± 0.027 г/т, при этом минимальное содержание равно 0.070, а максимальное – 0.131 г/т. В глауконитовых аргиллитах из “желто-бурых” слоев данного уровня Шаимского НГР сумма ЭПГ выше – 0.185 г/т (обр. Ф-31) и 0.235 г/т (обр. Ф-32). Значения отношений Os/Ir и Ru/Ir и в тех и в других заметно отличаются от хондритовых, что позволяет исключить предположения о внеземном источнике ЭПГ в рассматриваемых образованиях. Параметры Au/Ir и Pd/Ir варьируют, соответственно, от 0.91 до 1.27 и

от 0.55 до 0.71, что, исходя из критериев, приведенных в [97], не свидетельствует, по нашему мнению, в пользу эксгаляционно-гидротермального генезиса ЭПГ в абалакских алевроаргиллитах. Медианное значение отношения Pt/Pd в алевроаргиллитах абалакской свиты (3.44 ± 0.30), также как и величина Pd_N/Pt_N , сопоставимы с теми, что характерны для аналогичных по гранулометрии пород тюменской свиты. Вместе с тем, отношение Pt_N/Ru_N составляет в абалакских алевроаргиллитах 1.62 ± 0.38 , тогда как в алевроаргиллитах тюменского уровня этот параметр равен 2.55 ± 2.05 . Максимальная величина Pt_N/Ru_N в абалакских алевроаргиллитах составляет 2.28 (обр. Ф-27), тогда как в тюменских поднимается до 7.37 (обр. Ф-53). Распределение ЭПГ, нормированных на хондрит, в тонкозернистых терригенных породах абалакской свиты показано на рис. 6а, здесь же приведены спектры ЭПГ в глауконитовых аргиллитах из “желто-бурых” слоев, обнаруживающие существенное сходство со спектрами типичных абалакских алевроаргиллитов.

Сумма ЭПГ в единственном в нашей коллекции образце типичных аргиллитов *тутлеймской свиты* (Ф-33) составляет 0.112 г/т. Источником ЭПГ в рассматриваемых аргиллитах, судя по величине присущих им отношений Os/Ir (0.05) и Ru/Ir (1.60), также как и для тонкозернистых терригенных пород других литостратиграфических подразделений средней и верхней юры Шаимского НГР, не являлись какие-либо события космического/внеземного плана. Значения таких параметров как Au/Ir (0.49) и Pd/Ir (0.24) в них также не свидетельствуют в пользу предположений об эксгаляционно-осадочном/вулканическом происхождении наблюдающихся в них концентраций ЭПГ. Отношение Pt/Pd составляет 3.57 и принципиально не отличается от значений данного параметра, характерных для других уровней разреза средней и верхней юры Шаимского НГР. В то же время величина Pt_N/Ru_N в типичных тутлеймских аргиллитах составляет 0.37, что заметно меньше, чем в тонкозернистых терригенных породах тюменской и абалакской свит. Несколько выше данный параметр лишь в глауконитовых аргиллитах из “желто-бурых” слоев (0.55) тутлеймской свиты. Сумма ЭПГ в них варьирует от 0.135 до 0.158 г/т, т.е. на 20–40% выше, чем в обычных аргиллитах.

Характерные для рассматриваемых образований спектры распределения ЭПГ, нормированных на хондрит, приведены на рис. 6б. Из него следует, что один из образцов глауконитовых аргиллитов тутлеймской свиты (Ф-34, интервал 2169–2176 м, скв. Потанай-Картопьянская 213) имеет несколько более высокие содержания Rh, Os и Pt, чем типичные для данного уровня аргиллиты, а содержания Ru, Pd и Ir в нем немного ниже. Спектр ЭПГ в другом образце глауконитовых аргиллитов более близок к спектру типично тутлеймских аргиллитов.

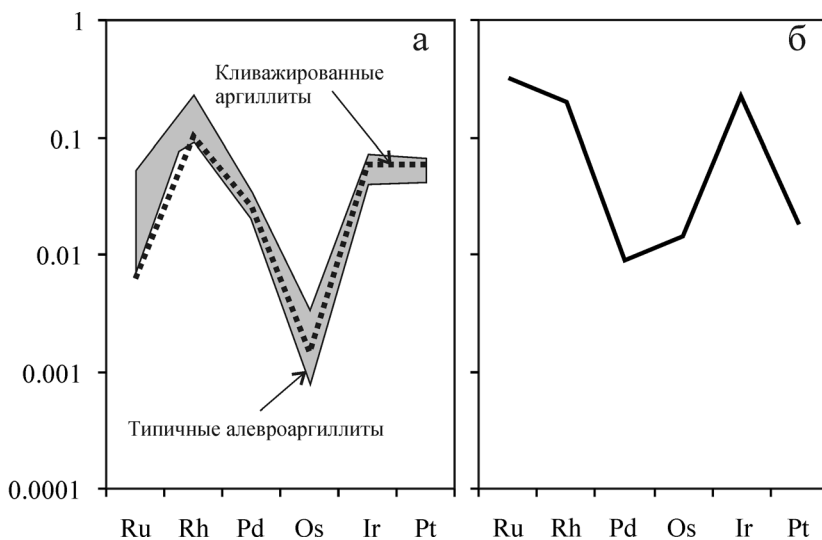


Рис. 5. Нормированные на хондрит [89] содержания ЭПГ в алевроаргиллитах тюменской свиты (а) и вогул-кинской толщи (б).

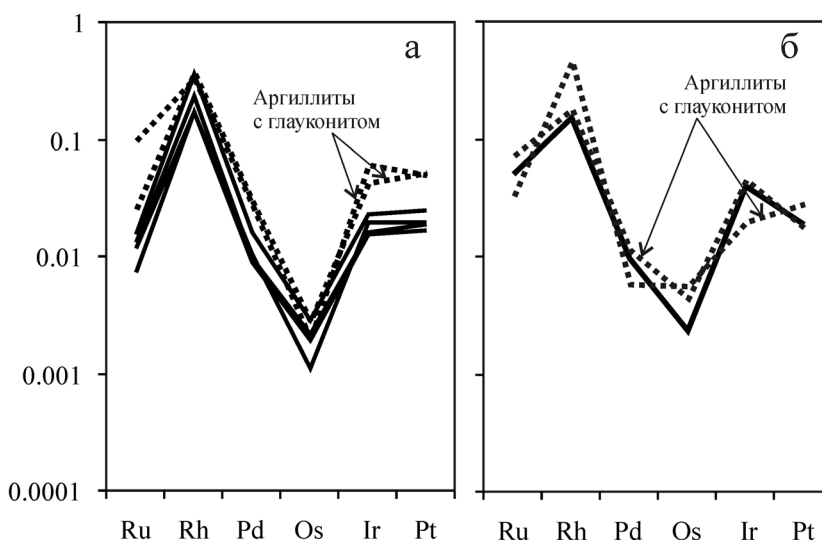


Рис. 6. Нормированные на хондрит [89] содержания ЭПГ в тонкозернистых терригенных породах абалакской (а) и тутлеймской (б) свит.

Интересно отметить, что величина коэффициента стагнации в образце Ф-33 составляет 0.13. Это предполагает накопление осадков в аноксических обстановках. Тем не менее, спектр распределения нормированных на хондрит содержаний ЭПГ в нем принципиально не отличается от спектров ЭПГ в алевроаргиллитах тюменской свиты, формировавшихся в окислительных обстановках. Приведенные факты позволяют исключить взаимосвязь процессов формирования ЭПГ-систематики тонкозернистых терригенных пород средней и верхней юры с аноксическими обстановками в придонных слоях воды в бассейне седиментации. По соотношению ЭПГ битуминозные аргиллиты тутлеймской свиты достаточно близки также к алевроаргиллитам абалакской свиты.

Анализ ЭПГ-систематики тонкозернистых терригенных пород различных уровней средней и верхней юры Шаимского НГР показывает, что между ними существуют определенные и часто довольно существенные различия. Так, алевроаргиллиты и аргиллиты тюменской и тутлеймской свит, а также вогул-кинской толщи характеризуются величиной Os/Ir 0.04–0.06, тогда как для абалакских аргиллитов это отношение составляет 1.12. Отношение Ru/Ir в алевроаргиллитах тюменской свиты равно 0.5, в абалакских и вогул-кинских алевроаргиллитах составляет 0.82 и 1.85, а в аргиллитах тутлеймской свиты – 1.6. Примерно сопоставимы в тонкозернистых терригенных породах всех уровней значения Pt/Pd (3.44–3.93), а величина Pt_N/Ru_N изменяется от 0.06 (вогул-

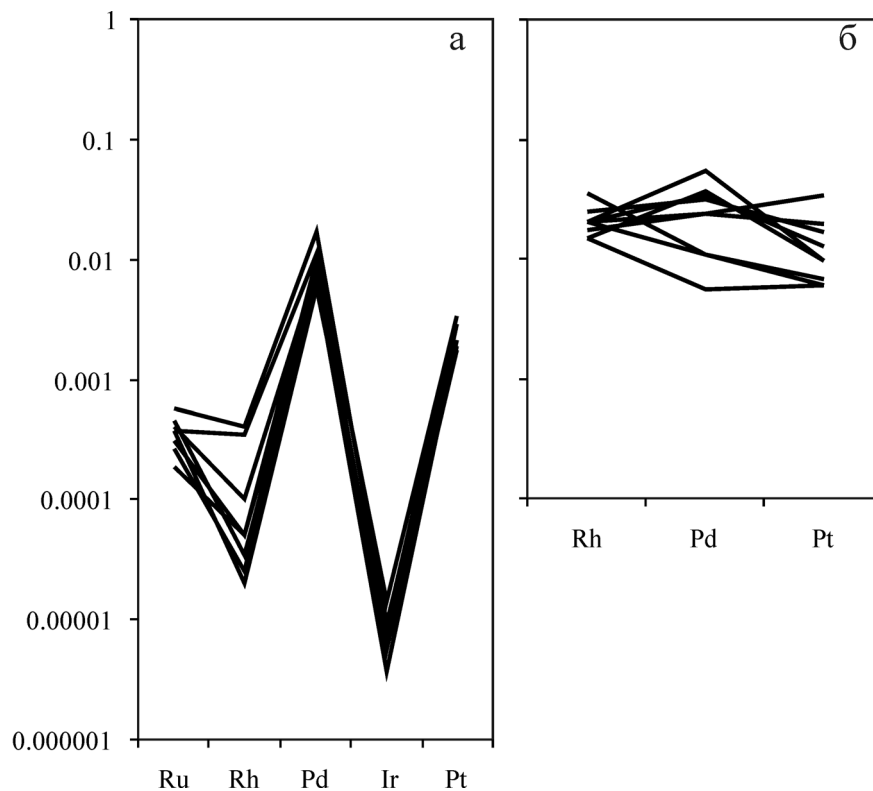


Рис. 7. Нормированные на хондрит [89] содержания ЭПГ в тонкозернистых обломочных породах рифея Башкирского мегантиклинория (а) и неопротерозоя-нижнего палеозоя западного склона Среднего Урала (б).

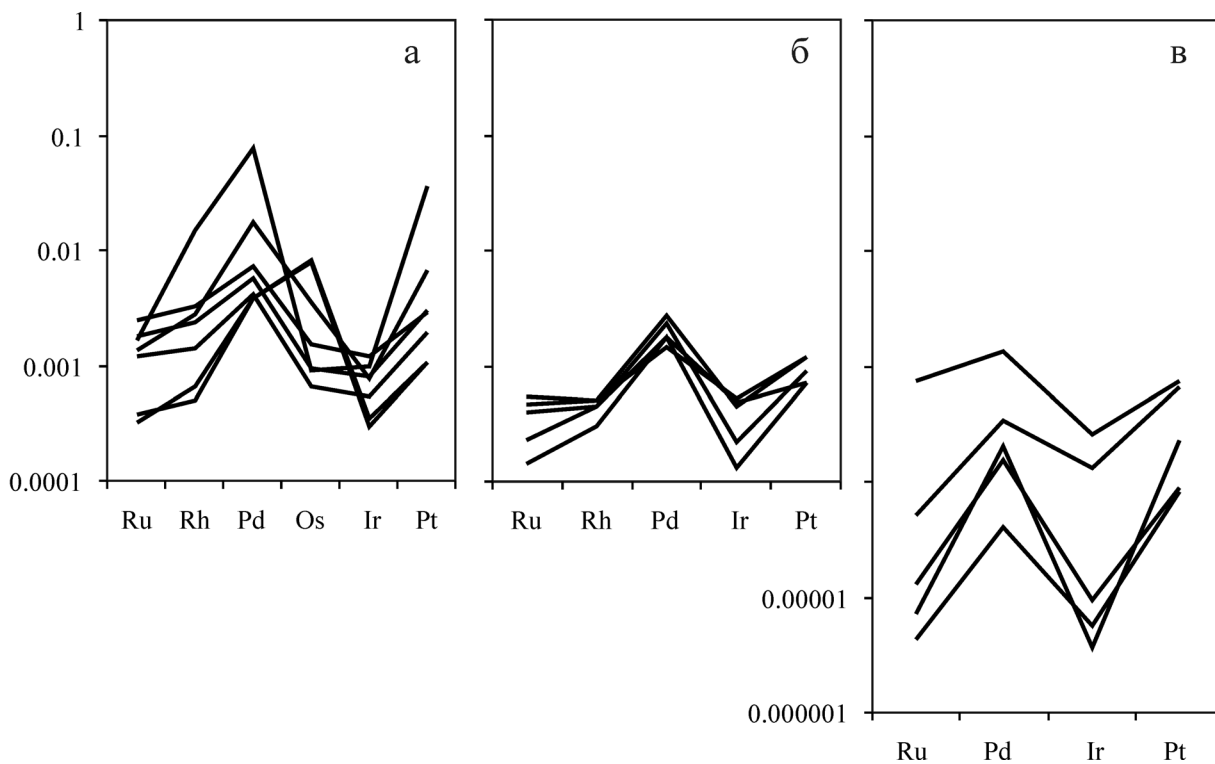


Рис. 8. Нормированные на хондрит [89] содержания ЭПГ в черных сланцах раннего докембрия Южной Африки (а), диамикритах Двайка (б) и щелочных базальтах (в).

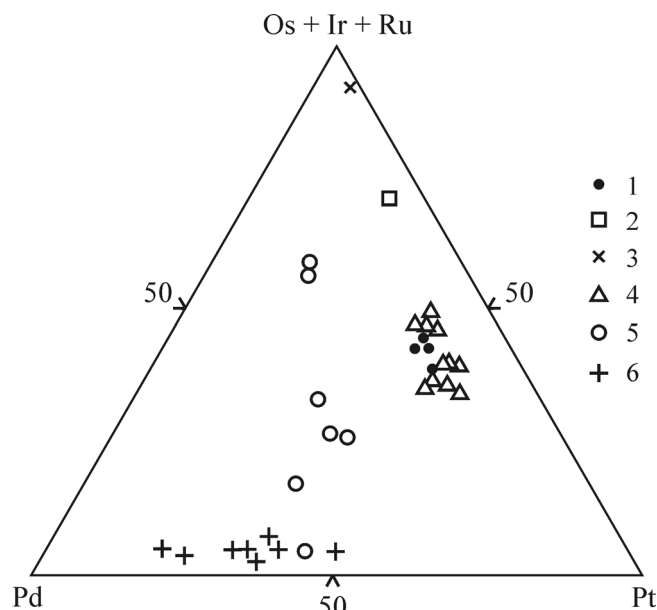


Рис. 9. Диаграмма (Os + Ir + Ru)–Pd–Pt с нанесенными на нее фигуративными точками различных тонкозернистых терригенных образований.

1 – абалакская свита, 2 – тутлеймская свита, 3 – вогулкинская толща, 4 – тюменская свита, 5 – южноафриканские черные сланцы, 6 – рифей Башкирского мегантиклинория.

кинская толща) до 2.55 (тюменская свита).

Сопоставляя ЭПГ-систематику тонкозернистых терригенных пород различных свит средней и верхней юры Шаимского НГР и аналогичных по гранулометрии образований стратотипического разреза рифея Башкирского мегантиклинория (данные А.В. Маслова из работы [35]) можно видеть, что последние имеют значения Pt/Pd от 0.23 до 0.94, а величина Ir/Pt ничтожно мала – 0.009–0.0024. Параметр Pd_N/Pt_N составляет в них 1.97–5.77, а параметр Pt_N/Ru_N изменяется от 3.75 (алевроаргиллиты зильмердакской свиты верхнего рифея) до 11.40 (глинистые сланцы половинкинской подсвиты саткинкой свиты нижнего рифея).

Рассчитанные нами по данным Ю.А. Волченко с соавторами [11, 12] значения отношения Pt/Pd в глинистых сланцах, алевроаргиллитах и аргиллитах верхнего рифея, нижнего венда и ордовика западного склона Среднего Урала изменяются от 0.33 до 2.62, а медиана Pd_N/Pt_N составляет 1.85 (минимум – 0.71, максимум – 5.56).

Спектры распределения ЭПГ, нормированных на хондрит, в тонкозернистых терригенных образованиях верхнего докембрия и нижнего палеозоя западного склона Южного и Среднего Урала показаны на рис. 7.

Для сравнения на рис. 8а, приведены спектры распределения нормированных на хондрит ЭПГ в раннедокембрийских южноафриканских черных сланцах серий Фиг Три, Модис и Западного Ранда, а также формации Манъери (Manjeri) [99] (сумма

ЭПГ варьирует в них от 0.00598 до 0.0846 г/т). ЭПГ-систематика этих образований определяется следующими медианными значениями индикаторных отношений: Os/Ir – 1.22, Ru/Ir – 2.26, Pd/Ir – 11.21, Pt/Pd – 0.74, Pt_N/Ru_N – 2.84 и Pd_N/Pt_N – 2.50. Примечательно, что ЭПГ-систематика битуминозных аргиллитов тутлеймской свиты характеризуется заметно иными величинами этих же параметров: 0.05, 1.60, 0.24, 3.57, 0.37 и 0.52.

На диаграмме (Os + Ir + Ru)–Pd–Pt фигуративные точки составов средне-верхнеюрских алевроаргиллитов и аргиллитов, рифейских тонкозернистых обломочных пород западного склона Южного Урала и черных сланцев нижнего докембрия Южной Африки образуют достаточно хорошо выраженные кластеры (рис. 9). Так, глинистые сланцы и аргиллиты рифея обнаруживают хорошо выраженную Pt–Pd-специализацию, черные сланцы Южной Африки при примерно равном соотношении Pt и Pd характеризуются существенными вариациями суммы Os, Ir и Ru, а тонкозернистым терригенным породам средней и верхней юры Шаимского НГР присуща Os + Ir + Ru + Pt-специализация.

Диамиктиты серии Двайка (поздний карбонранняя пермь) южноафриканского бассейна Кару [77] характеризуются медианным значением суммы ЭПГ 0.0026 ± 0.00055 г/т. Спектры нормированных на хондрит ЭПГ в них показаны на рис. 8б. ЭПГ-систематика этих образований описывается следующими медианными значениями: Ru/Ir – 1.33, Pd/Ir – 6.25, Pt/Pd – 0.76, Pt_N/Ru_N – 2.54 и Pd_N/Pt_N – 2.44. Нетрудно видеть, что значения трех последних параметров в диамиктитах Двайка достаточно близки к их величинам в южноафриканских черных сланцах.

Тонкозернистые терригенные образования тутлеймской свиты Шаимского НГР образуются, как это следует из рассмотрения их РЗЭ-систематики, за счет поступления в область седиментации продуктов эрозии преимущественно магматических пород основного состава. Вместе с тем точный состав этих пород, их возраст и пространственное положение в значительной мере гипотетичны. Нет для них и данных о содержаниях ЭПГ, что делает в настоящее время практически невозможным сопоставление ЭПГ-систематики аргиллитов тутлеймской свиты с содержаниями и соотношениями элементов платиновой группы в размывавшихся в поздней юре породах источников сноса. Если же рассматривать эту задачу в самом первом приближении, то можно обратиться к анализу ЭПГ-систематики таких основных магматических пород как щелочные базальты, коматииты и оливиновые толеитовые базальты [93, 94] (рис. 8в, рис. 10а, б). В качестве примера использованы также и данные из [72] по содержаниям и соотношениям

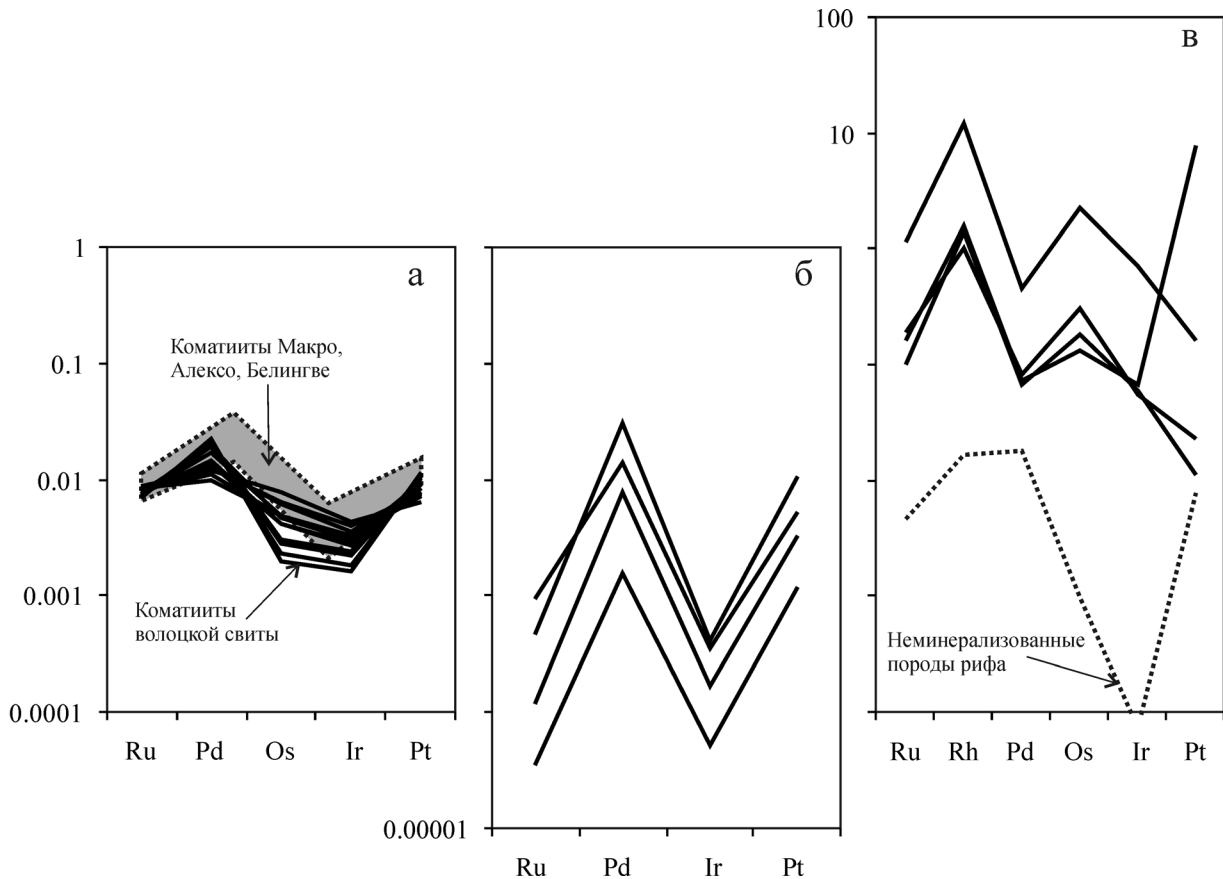


Рис. 10. Нормированные на хондрит [89] содержания ЭПГ в коматитах Манро, Алексо, Билингве и волоцкой свиты (а), оливиновых толеитовых базальтах (б) и породах рифа Джон Мэнвилл комплекса Стиллиуотер (в).

ЭПГ в троктолитах, анортозитах, лейконоритах и оливиновых мелагабброноритах рифа Джон Мэнвилл (John Manville Reef) комплекса Стиллиуотер (рис. 10в).

Сопоставление ЭПГ-систематики битуминозных аргиллитов тутлеймской свиты и перечисленных выше различных типов основных магматических пород показывает, что существует определенное сходство между аргиллитами, щелочными и оливиновыми базальтами по параметру Ru/Ir (соответственно, 1.6, 1.8 и 1.16); величина отношения Pt_N/Ru_N в аргиллитах составляет 0.37, а в неминерализованных породах рифа Джон Мэнвилл – 0.13. Все остальные параметры ЭПГ-систематики аргиллитов и основных и ультраосновных пород имеют существенные различия, что указывает, если считать последние более или менее значимыми источниками тонкой алюмосиликоккластики, по всей видимости, на значительную ее трансформацию при процессах седименто- и литогенеза.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Выполненный нами анализ РЗЭ-систематики тонкозернистых терригенных пород средней и

верхней юры Шаимского НГР позволил выявить достаточно хорошо выраженный тренд изменения медианных значений величины La_N/Yb_N , предполагающий постепенное увеличение к концу юрского времени роли основных магматических пород на палеоводосборах. Так, для алевроаргиллитов тюменской свиты $La_N/Yb_{\text{медиана}} = 8.05$, для аналогичных по гранулометрии образований вогулжинской толщи указанный параметр равен уже 5.38. Выборка алевроаргиллитов абалакской свиты имеет медианное значение La_N/Yb_N 5.03, а для аргиллитов тутлеймской свиты рассматриваемая величина еще меньше (~4.5).

Вместе с тем, учитывая, что минимальное значение La_N/Yb_N для алевроаргиллитов тюменской свиты составляет 4.75, а максимальное превышает 10.0 (и примерно такая же ситуация характерна для тонкозернистых терригенных пород абалакской свиты), можно предполагать, что палеоводосборы во время накопления отложений средней и поздней юры были в существенной мере гетерогенными. Определенную роль в наблюдающемся разбросе значений основных параметров спектров нормированных на хондрит РЗЭ алевроаргиллитов и аргиллитов играли, по всей видимости, и процессы

неполной гомогенизации тонкой алюмосиликокластики на путях миграции и собственно в бассейне седиментации.

РЗЭ-систематика подавляющей части проанализированных нами образцов тонкозернистых терригенных пород тюменской свиты и других литостратиграфических единиц разреза позволяет позиционировать их как образования стабильных в тектоническом отношении обстановок, скорее всего, не претерпевших воздействия каких-либо эндогенных флюидов. В то же время РЗЭ-систематика кливажированных разностей аргиллитов тюменской свиты несколько отличается от систематики “типичных” алевроаргиллитов данного уровня. Кливажированные аргиллиты имеют положительную Eu/Sm аномалию, а рассчитанный для них параметр Eu/Sm сопоставим со значениями, рассматриваемыми как индикаторы существенной проницаемости коры; все это можно считать указанием возможного воздействия на аргиллиты во время формирования кливажа (т.е. уже в условиях породного бассейна) обогащенных Eu (глубинных?) флюидов. Заметно различна также РЗЭ-систематика типичных алевроаргиллитов и аргиллитов различных литостратиграфических подразделений средней-верхней юры Шаимского НГР и сходных с ними по гранулометрии пород из т.н. “желто-бурых” слоев, что при существенно повышенных содержаниях в последних Fe и Mn также позволяет предполагать наличие в средне-верхнеюрском породном бассейне определенной (латеральной или вертикальной) флюидной подпитки.

Рассмотрение ЭПГ-систематики тонкозернистых терригенных пород различных уровней средней и верхней юры Шаимского НГР показало, что между ними наблюдаются определенные и часто довольно существенные различия. В целом же им присуща $Os + Ir + Ru + Pt$ -специализация¹⁰, тогда как, например, глинистые сланцы и аргиллиты эталонного разреза рифея (западный склон Южного Урала) обнаруживают хорошо выраженную $Pt-Pd$ -специализацию.

Сопоставление ЭПГ-систематики битуминозных аргиллитов тутлеймской свиты и различных типов основных магматических пород позволило установить, что существует определенное сходство между ними и щелочными и оливиновыми базальтами по отношению Ru/Ir ; величина Pt_N/Ru_N в аргиллитах составляет 0.37, а в неминерализованных породах рифа Джон Мэнвилл (комплекс Стиллутотер) – 0.13. Все остальные параметры ЭПГ-систематики аргиллитов и основных и ультраосновных пород имеют

заметные различия, что, по всей видимости, указывает на значительную ее трансформацию при процессах седименто- и литогенеза.

Исследования выполнены при частичной финансовой поддержке Интеграционного проекта УрО, СО и ДВО РАН “Реконструкции источников поступления вещества в осадочные бассейны Северной Евразии: обстановки седиментогенеза, потенциальная рудоносность”.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Абдуллин Р.А. Литологические особенности верхнеюрских продуктивных отложений Шаимского нефтеносного района. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Тюмень: ТПИ, 1968. 22 с.
2. Алексеев В.П., Газалеев С.С., Свечников Л.И. Геохимические показатели отложений тюменской свиты Шаимского нефтегазоносного района: верификация литолого-фациальных исследований // Изв. УГГУ. Сер. геол. и геоф. 2004. Вып. 19. С. 94–103.
3. Алексеев В.П., Русский В.И., Федоров Ю.Н. Фациальный состав отложений тюменской свиты в ракурсе многоаспектной верификации генетических исследований // Горные ведомости. 2006. № 8. С. 30–43.
4. Алексеев В.П., Федоров Ю.Н., Маслов А.В. и др. Состав и генезис отложений тюменской свиты Шаимского нефтегазоносного района (Западная Сибирь). Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2007. 209 с.
5. Балашов Ю.А. Геохимия редкоземельных элементов. М.: Наука, 1976. 268 с.
6. Балашов Ю.А. Изотопно-геохимическая эволюция мантии и коры Земли. М.: Наука, 1985. 224 с.
7. Батурич Г.Н. Геохимические индикаторы среды фосфатообразования в океане // Генетический формационный анализ осадочных комплексов фанерозоя и докембрия. Мат-лы 3 Всерос. литолог. совещ. Т. 1. М.: МГУ, 2003. С. 315–318.
8. Бутузова Г.Ю. Гидротермально-осадочное рудообразование в рифтовой зоне Красного моря. М.: ГЕОС, 1998. 312 с.
9. Варенцов И.М., Дриц В.А., Горшков А.И., Андреев Ю.К. $Mn-Fe$ -корки Атлантики: геохимия редких земель и аспекты генезиса, подводная гора Крылова // Литология и полез. ископаемые. 1989. № 5. С. 24–36.
10. Волков И.И., Дубинин А.В. Редкоземельные элементы в гидротермальных накоплениях железа и марганца в океане // Литология и полез. ископаемые. 1987. № 6. С. 40–56.
11. Волченко Ю.А., Коротеев В.А., Золоев К.К., Неустроева И.И. Платиновые металлы и золото в углеродсодержащих черносланцевых толщах Урала // Геология и полезные ископаемые западного Урала. Пермь: Пермский госуниверситет, 2001. С. 104–107.
12. Волченко Ю.А., Коротеев В.А., Неустроева И.И. Платиновые металлы и золото в углеродсодержащих черносланцевых толщах Урала // Ежегодник-2001. Екатеринбург: ИГТ УрО РАН, 2002. С. 215–219.
13. Геологическое строение и нефтегазоносность нижней-средней юры Западно-Сибирской провин-

¹⁰ Этот вывод с учетом малой величины проанализированной нами выборки алевроаргиллитов и аргиллитов следует рассматривать как предварительный.

- ции / Ф.Г. Гурари, В.П. Девятков, В.И. Демина и др. Новосибирск: Наука, 2005. 156 с.
14. Геологическое строение и полезные ископаемые Западной Сибири. Т. II. **Полезные ископаемые**. Новосибирск: СО РАН, 1998. 255 с.
 15. Геология нефти и газа Западной Сибири / А.Э. Конторович, И.И. Нестеров, Ф.К. Салманов и др. М.: Недра, 1975. 680 с.
 16. *Гурари Ф.Г., Микуленко К.А., Старосельцев В.С. и др.* Тектоника мезо-кайнозойского осадочного чехла Западно-Сибирской плиты. Новосибирск: СНИИГГИМС, 1971. 147 с.
 17. *Гурвич Е.И.* Металлоносные осадки Мирового океана. М.: Научный мир, 1998. 340 с.
 18. *Дубинин А.В., Волков И.И.* Механизм накопления редкоземельных элементов на гидроксидах железа в океане // Геохимия. 1989. № 8. С. 1089–1100.
 19. *Жабин А.В., Шатров В.А.* Микро- и макроэлементы в глауконитах эоцена Воронежской антеклизы – индикаторы условий образования // Вестник Воронежского университета. Сер. геол. 2005. № 1. С. 18–32.
 20. Западная Сибирь / Геология и полезные ископаемые России. Т. 2. СПб.: ВСЕГЕИ, 2000. 477 с.
 21. *Иванов В.В.* Экологическая геохимия элементов. Справочник. Кн. 6. Редкие f-элементы. М.: Экология, 1997. 607 с.
 22. Интерпретация геохимических данных / Под ред. Е.В. Склярова. М.: Интермет Инжиниринг, 2001. Т. 1. 288 с.
 23. Коллекторы и экраны залежей нефти и газа Западной Сибири. М.: Недра, 1976. 199 с.
 24. *Колонин Г.Р.* Физико-химические особенности европия как возможного индикатора условий минералообразования // Докл. АН. 2006. Т. 408, № 4. С. 508–511.
 25. *Летихина О.П., Ронкин Ю.Л., Рыбкин В.В.* Способы снижения фоновых загрязнений при изотопном анализе Rb и Sr // Ежегодник-1987. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1988. С. 126–129.
 26. *МакЛеннан С.М., Тейлор С.Р.* Архейские осадочные породы и их соотношения с составом архейской континентальной коры // Геохимия архея. М.: Мир, 1987. С. 68–97.
 27. *Маслов А.В., Алексеев В.П.* Особенности химического состава и РЗЭ-Th-Sr-систематика тонкозернистых терригенных пород нижнего мезозоя Шаимского нефтегазоносного района (Западная Сибирь) // Изв. вузов. Геология и разведка. 2007. № 2. С. 21–30.
 28. Мегакомплексы и глубинная структура земной коры Западно-Сибирской плиты / В.С. Сурков, А.А. Трофимук, О.Г. Жеро и др. М.: Недра, 1986. 149 с.
 29. *Нестеров И.И., Ясович Г.С.* Условия формирования юрских и меловых отложений Березовского газоносного района и прилегающих территорий // Березовский газоносный район. Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 1971. С. 206–266.
 30. Нефтегазоносные бассейны и регионы Сибири. Вып. 2. Западно-Сибирский бассейн. Новосибирск: СО РАН, 1994. 201 с.
 31. *Неуймина Л.Д.* Условия формирования верхнеюрских коллекторов Шаимского района // Геология нефтегазоносных районов Западно-Сибирской низменности. Новосибирск: СНИИГГИМС, 1966. С. 106–115.
 32. *Ронкин Ю.Л., Летихина О.П., Голик С.В. и др.* Мультиэлементный анализ геологических образцов кислотным разложением и окончанием на HR ICP-MS Element2 // Ежегодник-2004. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2005. С. 423–433.
 33. *Ронкин Ю.Л., Летихина О.П., Ершов В.М.* Стерильно-производственное помещение для химической подготовки проб для изотопного анализа // Изотопное датирование геологических процессов: новые методы и результаты. Тез. докл. М.: ИГЕМ РАН, 2000. С. 297–299.
 34. *Рудкевич М.Я., Озеранская Л.С., Чистякова Н.Ф. и др.* Нефтегазоносные комплексы Западно-Сибирского бассейна. М.: Недра, 1988. 303 с.
 35. *Салихов Д.Н., Юсупов С.Ш., Ковалев С.Г. и др.* Полезные ископаемые республики Башкортостан (металлы платиновой группы). Уфа: Экология, 2001. 223 с.
 36. *Сиротин В.И., Шатров В.А., Коваль С.А. и др.* Литологические и геохимические особенности песчаных толщ альба и сеномана Воронежской антеклизы и их палеогеографическое значение // Литология и полез. ископаемые. 2005. № 2. С. 159–171.
 37. *Страхов Н.М.* Проблемы геохимии современного океанского литогенеза. М.: Наука, 1976. 299 с.
 38. *Стрекопытов С.В., Дубинин А.В., Волков И.И.* Поведение РЗЭ, циркония и гафния в осадках и конкрециях Транстихоокеанского профиля // Геохимия. 1995. № 7. С. 985–997.
 39. *Тейлор С.Р., МакЛеннан С.М.* Континентальная кора: ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 384 с.
 40. *Тимофеев П.П.* Аспекты развития учения об осадочных формациях (к теории формационного анализа) // Литология и полез. ископаемые. 1994. № 6. С. 3–22.
 41. *Ткачев Ю.А., Юдович Я.Э.* Статистическая обработка геохимических данных. Методы и проблемы. Л.: Наука, 1975. 233 с.
 42. *Трофимук А.А., Фотиади Э.Э., Гурари Ф.Г.* Закономерности размещения и условия формирования залежей нефти и газа в мезозойских отложениях Западно-Сибирской низменности. М.: Недра, 1972. 309 с.
 43. *Федоров Ю.Н.* Редкоземельные элементы в нефтях Шаимского нефтегазоносного района Западной Сибири // Новые идеи в геологии геохимии нефти и газа. Нефтегазоносные системы осадочных бассейнов. Мат-лы VIII Междунар. конф. М.: ГЕОС, 2005. С. 457–458.
 44. *Федоров Ю.Н., Алексеев В.П., Иванов К.С. и др.* Новые геологические данные и перспективы прироста активных запасов нефти в Шаимском нефтегазоносном районе // Нефтяное хозяйство. 2004. № 6. С. 22–24.
 45. *Федоров Ю.Н., Иванов К.С., Ерохин Ю.В., Ронкин Ю.Л.* Микроэлементный состав нефти Шаимского нефтегазоносного района (Западно-Сибирский мегабассейн) – первые результаты ICP-MS геохимии // Нетрадиционные коллекторы нефти, газа и природных битумов. Проблемы их освоения. Мат-лы Междунар. научн. конф. Казань: Казанский госуниверситет, 2005. С. 286–288.
 46. *Федоров Ю.Н., Иванов К.С., Ерохин Ю.В., Ронкин Ю.Л.* Неорганическая геохимия нефти Западной Сибири (первые результаты изучения методом ICP-MS) // Докл. АН. 2007. Т. 414, № 3. С. 385–388.

47. Федоров Ю.Н., Маслов А.В., Алексеев В.П. и др. Систематика редкоземельных и ряда элементов-примесей в породах юры Северо-Покачевского месторождения (Широтное Приобье) // Горные ведомости. 2007. № 12. С. 24–37.
48. Федоров Ю.Н., Маслов А.В., Алексеев В.П. и др. К вопросу увеличения ресурсной базы старых месторождений: Систематика РЗЭ в породах юры и мела Покачевского месторождения (Широтное Приобье) и некоторые следствия из нее // Повышение нефтеотдачи пластов на поздней стадии разработки нефтяных месторождений и комплексное освоение высоковязких нефтей и природных битумов. Мат-лы Междунар. научно-практ. конф. Казань: ФЭН, 2007. С. 590–593.
49. 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.
50. Шатров В.А. Лантаноиды как индикаторы обстановок осадкообразования (на основе анализа опорных разрезов протерозоя и фанерозоя Восточно-Европейской платформы). Автореф. дисс. ... докт. геол.-мин. наук. М.: ИМГРЭ, 2007. 44 с.
51. Шатров В.А., Сиротин В.И., Войцеховский Г.В., Зеленская А.Н. Реконструкция обстановок осадкообразования отложений девона геохимическими методами (на примере опорных разрезов Воронежской антеклизы) // Геохимия. 2005. № 8. С. 856–864.
52. Шишигин С.И. Региональные закономерности развития пород-коллекторов вогулгинской толщи Приуральской газонефтеносной области // Материалы по геологии и нефтегазоносности Западно-Сибирской низменности. М.: Недра, 1967. С. 75–85.
53. Ясович Г.С. Условия формирования юрских отложений Шаимского и Красноленинского нефтеносных районов // Шаимский нефтеносный район. Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 1971. С. 266–289.
54. Alvarez L.W., Alvarez W., Asaro F., Michel H.V. Extraterrestrial cause for the Cretaceous-Tertiary extinction // Science. 1980. V. 208. P. 1095–1108.
55. Batanova V.G., Brüggmann G.E., Bazylev B.A. et al. Platinum-group element abundances and Os isotope composition of mantle peridotites from the Mamonia complex, Cyprus // Chem. Geol. 2008. V. 248. P. 195–212.
56. Bonte Ph., Jehanno C., Maurette M., Brownlee D.E. Platinum metals and microstructure in magnetic deep sea cosmic spherules // J. Geophys. Res. 1987. V. 92. P. E641–E648.
57. Bostrom K. The origin and fate of ferromanganoan active ridge sediments // Stockholm Contrib. Geol. 1973. V. 27, № 2. P. 148–243.
58. Brüggmann G.E., Arndt N.T., Hofmann A.W., Tobschall H.J. Noble metal abundances in komatiite suites from Alexo, Ontario, and Gorgona Island, Colombia // Geochim. Cosmochim. Acta. 1987. V. 51. P. 2159–2169.
59. Chyi L.L., Crocker J.H. Partition of platinum, palladium, iridium, and gold among coexisting minerals from the deep ore zone, Stratcane Xine, Sudbury, Ontario // Econ. Geol. 1976. V. 71. P. 1196–1205.
60. Colodner D.C., Boyle E.A., Edmond J.M., Thomson J. Post-depositional mobility of platinum, iridium and rhenium in marine sediments // Nature. 1992. V. 358. P. 402–404.
61. Courtois C., Treuil M. Distribution des terres rares et de quelques elements en trase dans des sediments recents des fosses de la Mer Rouge // Chem. Geol. 1977. V. 20. P. 57–72.
62. Coveney R.M., Nansheng C. Ni-Mo-PGE-Au rich ores in Chinese black shales and speculations on possible analogues in the United States // Mineral. Deposita. 1991. V. 26. P. 83–88.
63. Crocket J.H., McDougall J.D., Harriss R.C. Gold, palladium and iridium in marine sediments // Geochim. Cosmochim. Acta. 1973. V. 37. P. 2547–2556.
64. Dale C.W., Luguet A., Macpherson C.G. et al. Extreme platinum-group element fractionation and variable Os isotope compositions in Philippine Sea Plate basalts: Tracing mantle source heterogeneity // Chem. Geol. 2008. V. 248. P. 213–238.
65. De Lange G.J., Van der Sloot H.A., Wijkstra J. Implications of the diagenetic mobility of Ir for the interpretation of the Ir anomaly at the K/T boundary. Terra Abstr. 1991. V. 3. P. 306.
66. Dyer B.D., Lyalikova N.N., Murray D. et al. Role of microorganisms in the formation of iridium anomalies // Geology. 1989. V. 17. P. 1036–1039.
67. Ekdale A.A., Bromley R.G. Sedimentology and ichnology of the Cretaceous-Tertiary boundary in Denmark: Implications for the causes of the terminal Cretaceous extinctions // J. Sed. Petrol. 1984. V. 54. P. 681–703.
68. Elliot W.C., Aronson J.L., Millard H.T., Gierlowski-Kordesch E. The origin of the clay minerals at the Cretaceous/Tertiary boundary in Denmark. Geol. Soc. Am. Bull. 1989. V. 101. P. 702–710.
69. Esser B.K., Turekian K.K. Accretion rate of extraterrestrial particles determined from osmium isotope systematics of Pacific pelagic clay and manganese nodules // Geochim. Cosmochim. Acta. 1988. V. 52. P. 1383–1388.
70. Evans N.J., Chai C.F. The distribution and geochemistry of platinum-group elements as event markers in the Phanerozoic // Palaeogeogr. Palaeoclimat. Palaeoecol. 1997. V. 132. P. 373–390.
71. Evans N.J., Goodfellow W.D., Gregoire D.C. Characterizing mass extinction horizons using Ru/Ir ratios: Cretaceous-Tertiary and Frasnian-Famennian boundary sites // Jt. Meet. "Event Markers in Earth History". Calgary, Canada. 1991. P. 33.
72. Godel B., Barnes S.-J. Platinum-group elements in sulfide minerals and the whole rocks of the J-M Reef (Stillwater Complex): Implication for the formation of the reef // Chem. Geol. 2008. V. 248. P. 272–294.
73. Gostin V.A., Keays R.R., Wallace M.W. Iridium anomaly from the Acraman impact ejecta horizon: impacts can produce sedimentary iridium peaks // Nature. 1989. V. 340. P. 542–544.
74. Graf J.L. Rare earth elements as hydrothermal tracers during the formation of massive sulphide deposits in volcanic rocks // Econ. Geol. 1977. V. 72. P. 527–548.
75. Hallam A. End-Cretaceous mass extinction event: Argument for terrestrial causation // Science. 1987. V. 238. P. 1237–1242.
76. Hsü K.J., Oberhänsli H., Gao J.Y. et al. "Strangelove ocean" before the Cambrian explosion // Nature. 1985. V. 316. P. 809–811.
77. Huber H., Koeberl C., McDonald I., Reimold W.U. Geochemistry and petrology of Witwatersrand and Dwyka diamictites from South Africa: Search for an extraterrestrial component // Geochim. Cosmochim. Acta. 2001. V. 65, № 12. P. 2007–2016.
78. Koeberl C. Iridium enrichment in volcanic dust from blue ice fields, Antarctica, and possible relevance to

- the K/T boundary event // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1989. V. 92. P. 317–322.
79. *Koeberl C., Hagen G.* Extraterrestrial spherules in glacial sediment from the Transantarctic Mountains, Antarctica: Structure, mineralogy, and chemical composition // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1989. V. 53. P. 937–944.
 80. *Kyte F.T., Brownlee D.E.* Unmelted meteoritic debris in the Late Pliocene iridium anomaly: Evidence for the ocean impact of a nonchondritic asteroid // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1985. V. 49. P. 1095–1108.
 81. *Lee C.-T.A., Wasserburg G.J., Kyte F.T.* Platinum-group elements (PGE) and rhenium in marine sediments across the Cretaceous-Tertiary boundary: constraints on Re-PGE transport in the marine environments // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2003. V. 67, № 4. P. 655–670.
 82. *Lorand J.-P., Luguet A., Alard O. et al.* Abundance and distribution of platinum-group elements in orogenic lherzolites; a case study in a Fontete Rouge lherzolite (French Pyrénées) // *Chem. Geol.* 2008. V. 248. P. 174–194.
 83. *Luguet A., Pearson D.G., Selby D., Meisel Th., Brennan J.* Highly siderophile element geochemistry // *Chem. Geol.* 2008. V. 248. P. 115–118.
 84. *McLennan S.M., Taylor S.R.* Sedimentary rocks and crustal evolution: tectonic setting and secular trends // *J. Geol.* 1991. V. 99. P. 1–21.
 85. *McLennan S.M., Taylor S.R., McCulloch M.T., Maynard J.B.* Geochemical and Nd-Sr isotopic composition of deep-sea turbidites: crustal evolution and plate tectonic associations // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1990. V. 54. P. 2015–2050.
 86. *Meisel T., Paliulionyte V., Moser J., Kettisch P.* A new analytical procedure for PGE determinations in chromitites // *Predictive Mineral Discovery Under Cover.* WA Centre for Global Metallogeny. The University of Western Australia Publ. 2004. V. 33. P. 247–250.
 87. *Murray R.W., Buchholtz ten Brink M.R., Gerlach D.C. et al.* Rare earth, major and trace elements in chert from the Franciscan Complex and Monterey Group, California: Assessing REE sources to fine-grained marine sediments // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1991. V. 55. P. 1875–1895.
 88. *Murray R.W., Buchholtz ten Brink M.R., Jones D.L. et al.* Rare earth elements as indicators of different marine depositional environments in chert and shale // *Geology.* 1990. V. 18. P. 268–271.
 89. *Naldrett A.J., Duke J.M.* Platinum metals in magmatic sulphide ores // *Science.* 1980. V. 208. P. 1417–1424.
 90. *Officer C.B., Drake C.L.* Terminal Cretaceous environmental events // *Science.* 1985. V. 227. P. 1161–1167.
 91. *Pearson D.G., Irvine G.J., Ionov D.A. et al.* Re–Os isotope systematics and platinum group element fractionation during mantle melt extraction: a study of massif and xenolith peridotite suites // *Chem. Geol.* 2004. V. 208. P. 29–59.
 92. *Peter J.M.* Ancient iron formations: their genesis and use in the exploration for stratiform base metal sulphide deposits, with examples from the Bathurst Mining Camp // *Geochemistry of sediments and sedimentary rocks: evolutionary considerations to mineral deposit-forming environments.* *GeoText 4.* Geol. Ass. Canada, 2003. P. 145–176.
 93. *Puchtel I.S., Humayun M., Walker R.J.* Os–Pb–Nd isotope and highly siderophile and lithophile trace element systematics of komatiitic rocks from the Volotsk suite, SE Baltic Shield // *Prec. Res.* 2007. V. 158. P. 119–137.
 94. *Rehkamper M., Halliday A.N., Fitton J.G. et al.* Ru, Pt, and Pd in basalts and komatiites: New constraints for the geochemical behavior of the platinum-group elements in the mantle // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1999. V. 63, № 22. P. 3915–3934.
 95. *Rocchia R., Boclet D., Bonte Ph. et al.* The Cretaceous-Tertiary boundary at Gubbio revisited: vertical extent of the Ir anomaly // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1990. V. 99. P. 206–219.
 96. *Rock N.M., Webb J.A., McNaughton N.J. et al.* Non-parametric estimation of averages and errors for small datasets in isotope geoscience: A proposal // *Chem. Geol.* 1987. V. 66. P. 163–177.
 97. *Sawlowicz Z.* Iridium and other platinum-group elements as geochemical markers in sedimentary environments // *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 1993. V. 104. P. 253–270.
 98. *Schmitz B., Andersson P., Dahl J.* Iridium, sulfur isotopes and rare earth elements in the Cretaceous-Tertiary boundary clay at Stevns Klint, Denmark // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1988. V. 52. P. 229–236.
 99. *Siebert C., Kramers J.D., Meisel Th. et al.* PGE, Re-Os and Mo isotope systematics in Archean and Early Proterozoic sedimentary systems as proxies for redox conditions of the early Earth // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2005. V. 69, № 7. P. 1787–1801.
 100. *Strong C.P., Brooks R.R., Wilson S.M. et al.* A new Cretaceous-Tertiary boundary site at Flaxbourne River, New Zealand: Biostratigraphy and geochemistry // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1987. V. 51. P. 2769–2777.
 101. *Van der Flier-Keller E.* Platinum-group elements in Tulameen Coal, British Columbia, Canada // *Econ. Geol.* 1991. V. 86. P. 387–395.
 102. *Wang J., Chai C.* Osmium, ruthenium and iridium as indicators of extra-terrestrial materials // *Int. Meet. "Event Markers in Earth History"*. Calgary, Canada. 1991. P. 72.
 103. *Wang J., Chai C., Mao X. et al.* Osmium abundances and their correlations with iridium in some geological boundaries // *29th Int. Geol. Cong. Abstr.* 1992. V. 1. P. 243.
 104. *Wronkiewicz D.J., Condie K.C.* Geochemistry and mineralogy of sediments from the Ventersdorp and Transvaal Supergroups, South Africa: cratonic evolution during the Early Proterozoic // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1990. V. 54. P. 343–354.
 105. *Yang H., Kyser K., Ansdell K.* Geochemical and Nd isotopic compositions of the metasedimentary rocks in the La Ronge Domain, Trans-Hudson Orogen, Canada: implications for evolution of the domain // *Prec. Res.* 1998. V. 92. P. 37–64.
 106. *Zhang Q., Xu D., Yang Z.* The rare event in the Precambrian/Cambrian boundary and the stratigraphic location of this boundary // *Gwatt Conf. "Rare Events in Geology"*. 1985. P. 154.
 107. *Zhou L., Kyte F.T.* Noble metal and other siderophile elements at the Precambrian-Cambrian Boundary at Zuni, Guizhou, China // *Lunar Planet. Sci.* 1987. V. 18. P. 1122–1123.

Рецензент Б.И. Чувашиов

REE- and PGE-systematics of the Middle and Upper Jurassic fine-grained terrigenous rocks from Shaim oil-gas region (West Siberia)

A. V. Maslov*, Yu. N. Fedorov**, Yu. L. Ronkin*, V. P. Alexeev***, O. P. Lepikhina*, G. A. Lepikhina*

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

**KogalymNIPIneft Ltd*

****Urals State Mining University*

REE- and PGE-systematics of the Middle and Upper Jurassic the fine-grained terrigenous rocks (the Tumen, Abalak and Tutleim formations and the Vogulka member) from Shaim oil-gas region (West Siberia) are discussed. Analysis of the REE-systematic of the Middle-Upper Jurassic fine-grained terrigenous rocks of the Shaim oil-gas region reveals well-defined decrease of median La_N/Yb_N values to the end of the Jurassic. This trend probably is determined by the rise of the quantity of basic magmatic rocks on the provenances. According REE-systematic the Middle-Upper Jurassic deposits were formed in stable intracratonic conditions without influence any endogenous fluids. REE-systematic of the cleavage argillites from Tumen formation has several differences from REE-systematic of the ordinary argillites of this stratigraphic level. Also there are several differences in REE-systematic of the ordinary argillites and argillites from so-called "yellow strata". Together with high Fe and Mn concentrations in these "yellow strata" it is allow to assume the presence in Urassic West Siberian basin certain (lateral or vertical) inflow of fluids. PGE-systematic of the fine-grained terrigenous deposits indicates that there are definite distinctions between rocks from different stratigraphic levels. On the whole these deposits are characterized by Os+Ir+Ru+Pt-specialization.

Key words: *West-Siberian sedimentary megabasin, Shaim oil-gas region, Middle-Upper Jurassic, fine-grained terrigenous rocks, REE, PGE.*