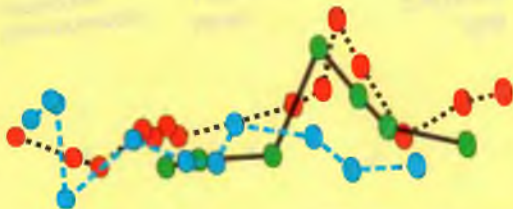


**ГЕОХИМИЯ
ТОНКОЗЕРНИСТЫХ
ТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД
ВЕРХНЕГО ДОКЕМБРИЯ
СЕВЕРНОЙ ЕВРАЗИИ**



**Екатеринбург
2008**

Российская академия наук
Уральское отделение
Институт геологии и геохимии
Сибирское отделение
Институт геологии и минералогии
Институт нефтегазовой геологии и геофизики
Институт земной коры
Санкт-Петербургский научный центр
Институт геологии и геохронологии докембрия
Уфимский научный центр

А.В. Маслов, А.Д. Ножкин, В.Н. Подковыров, Е.Ф. Летникова,
О.М. Туркина, Д.В. Гражданкин, Н.В. Дмитриева,
М.В. Ишерская, М.Т. Крупенин, Ю.Л. Ронкин, Э.З. Гареев,
С.В. Вещева, О.П. Лепихина

ГЕОХИМИЯ ТОНКОЗЕРНИСТЫХ ТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД ВЕРХНЕГО ДОКЕМБРИЯ СЕВЕРНОЙ ЕВРАЗИИ

Маслов А.В., Ножкин А.Д., Подковыров В.Н., Летникова Е.Ф., Туркина О.М., Гражданкин Д.В., Дмитриева Н.В., Ишерская М.В., Крупенин М.Т., Ронкин Ю.Л., Гареев Э.З., Вещева С.В., Лепихина О.П. Геохимия тонкозернистых терригенных пород верхнего докембрия Северной Евразии. Екатеринбург: УрО РАН, 2008. 274 с. ISBN 5-7691-1967-5.

На основе обширного банка данных о химическом составе тонкозернистых терригенных пород (глин, аргиллитов и метапелитов) рифея Южного Урала, Камско-Бельского авлакогена, Учуро-Майского региона и Енисейского кряжа выполнено их сопоставление и установлены основные закономерности формирования. Анализ кларков концентрации широкого спектра элементов-примесей в тонкозернистых терригенных породах рифея дал возможность рассмотреть особенности геохимической специализации различных литостратиграфических уровней всех названных выше регионов, а также стратонов рифея и осадочных мегапоследовательностей в целом. Реконструкции состава пород и положения источников сноса для поздневендского Тиманского форландового бассейна предпослан литературный обзор геохимических особенностей метатерригенных пород архея. Дана сравнительная характеристика и выявлены основные геохимические особенности тонкозернистых терригенных пород наиболее полных осадочных мегапоследовательностей рифея. Обсуждаются результаты анализа степени зрелости дорифейской континентальной коры. Показаны особенности долговременных изменений состава верхней континентальной коры, размывавшейся в рифее, а также соотношение петрогенной и литогенной алюмосиликокластики в ряде рифейских мегапоследовательностей.

Монография рассчитана на широкий круг специалистов в области осадочной геологии и геохимии осадочных образований.

Ответственный редактор

член-корреспондент РАН **А.В. Маслов**

Рецензенты

член-корреспондент РАН **В.А. Глебовицкий**

член-корреспондент РАН **Е.В. Складов**

ISBN 5 7691-1967-5

© А.В. Маслов, А.Д. Ножкин, В.Н. Подковыров, Е.Ф. Летникова, О.М. Туркина, Д.В. Гражданкин, Н.В. Дмитриева, М.В. Ишерская, М.Т. Крупенин, Ю.Л. Ронкин, Э.З. Гареев, С.В. Вещева, О.П. Лепихина

© ИГТ УрО РАН, ИГМ СО РАН, ИГГД РАН, ИНГТ СО РАН, ИЗК СО РАН, УНЦ РАН

Подготовка и публикация монографии осуществлены при финансовой поддержке инициативного проекта УрО и СО РАН «Докембрийские осадочные последовательности Урала и Сибири: типы и характер источников сноса, долговременные вариации состава коры, проблема рециклинга» (проект ИП СО РАН 6.6).

Введение	5
Часть I. Основные черты литогеохимии тонкозернистых терригенных пород наиболее полных разрезов рифея Северной Евразии	10
<i>Глава 1.</i> Литостратиграфия осадочных мегапоследовательностей позднего докембрия Южного Урала, Камско-Бельского авлакогена, Учуро-Майского региона и Енисейского кряжа.....	11
<i>Глава 2.</i> Основные особенности формирования осадочных мегапоследовательностей позднего докембрия	29
<i>Глава 3.</i> Основные литохимические особенности тонкозернистых терригенных пород рифея Южного Урала, Камско-Бельского авлакогена, Учуро-Майского региона и Енисейского кряжа	36
<i>Глава 4.</i> Кларки концентрации элементов-примесей в тонкозернистых терригенных породах рифея Южного Урала, Камско-Бельского авлакогена, Учуро-Майского региона и Енисейского кряжа	52
<i>Глава 5.</i> Геохимические особенности метатерригенных пород архея (обзор литературных данных)	79
<i>Глава 6.</i> Источники тонкой алюмосиликокластики для поздневендского Тиманского форландового бассейна	98
<i>Глава 7.</i> Основные геохимические особенности тонкозернистых терригенных пород рифея Южного Урала, Камско-Бельского авлакогена, Учуро-Майского региона и Енисейского кряжа	120
<i>Глава 8.</i> Реконструкция степени зрелости размывавшейся верхней континентальной коры по геохимическим особенностям тонкозернистой алюмосиликокластики	141
<i>Глава 9.</i> Долговременные изменения состава верхней континентальной коры, размывавшейся в рифее	172
<i>Глава 10.</i> Соотношение петрогенной и литогенной алюмосиликокластики в рифейских мегапоследовательностях Башкирского мегантиклинория и Камско-Бельского авлакогена	188
Часть II. Геохимические особенности терригенных отложений докембрийских блоков южного обрамления Сибирской платформы.....	201
<i>Глава 1.</i> Геохимия и Sm-Nd изотопия протерозойских метатерригенных отложений Канского блока	203
Основные черты геологического строения Канского блока	203
Петрохимические особенности метатерригенных пород Канского блока.....	206
Редкие и редкоземельные элементы в метатерригенных породах Канского блока	209

Реконструкция состава источников сноса метатерригенных пород Канского блока	212
Реконструкция геодинамических обстановок формирования метатерригенных пород Канского блока	212
Sm-Nd характеристика метатерригенных пород Канского блока	214

<i>Глава 2.</i> Геохимия и Sm-Nd систематика позднерифейских метатерригенных отложений Арзыбейско-Дербинского блока	216
Основные черты геологического строения Арзыбейско-Дербинского блока	216
Петрохимические особенности терригенных отложений Арзыбейско-Дербинского блока	218
Распределение редкоземельных и редких элементов в метатерригенных породах Арзыбейско-Дербинского блока	222
Реконструкция состава источников сноса метатерригенных пород Арзыбейско-Дербинского блока	222
Реконструкция геодинамических обстановок формирования метатерригенных пород Арзыбейско-Дербинского блока	227
Sm-Nd характеристика метатерригенных пород Арзыбейско-Дербинского блока	229

<i>Глава 3.</i> Геохимия и Sm-Nd систематика позднерифейских метатерригенных отложений Тувино-Монгольского микроконтинента	233
Геохимические и петрохимические особенности пород окинской серии	237
Реконструкция состава пород источников сноса	239
Распределение РЗЭ в породах окинской серии	243
Sm-Nd изотопные характеристики терригенных образований окинской серии и хайсуинской свиты	245

Заключение	248
-------------------------	-----

Список литературы	254
--------------------------------	-----

Появление данной книги вызвано стремлением авторов продемонстрировать возможность решения ряда принципиальных вопросов формирования крупных осадочных мегапоследовательностей позднего докембрия различными литогеохимическими инструментами. К числу таких вопросов, на наш взгляд, относятся, во-первых, состав пород источников сноса в те или иные отрезки времени; во-вторых, особенности долговременных изменений степени зрелости размывавшейся верхней континентальной коры; в-третьих, соотношение в осадочном выполнении крупных седиментационных бассейнов позднего докембрия петрогенных («first cycle») и литогенных («second or third cycle») образований; в-четвертых, возможность установления литогеохимическими методами присутствия в тонкозернистых обломочных породах продуктов разрушения субстратов различного возраста, в первую очередь примитивных архейских¹.

Для реконструкции состава пород источников сноса и их мониторинга, познания тектонических обстановок формирования осадочных последовательностей, наряду с конгломератами и песчаниками, в настоящее время в иностранной литературе широко используются элементы-примеси тонкозернистых алюмосиликокластических (глинистых) пород (метапелитов, глинистых сланцев, аргиллитов и глин) (Cullers et al., 1975; Nance, Taylor, 1976; Тейлор, МакЛеннан, 1988; McLennan, 1989; Condie, 1993, 1997). Наиболее приемлемыми для подобного мониторинга являются редкоземельные элементы (РЗЭ), Th, Sc и ряд других высокозарядных элементов (Тейлор, МакЛеннан, 1988; McLennan, Taylor, 1991;

McLennan et al., 1993). Они слабо растворимы в воде и, следовательно, почти без потерь перемещаются из областей размыва в области осадконакопления; при этом нормированные на хондрит спектры РЗЭ пород источников сноса в значительном числе случаев сохраняются в осадочных породах. Во время осадконакопления происходит некоторое фракционирование РЗЭ, связанное главным образом с сепарацией тяжелых минералов, однако для глинистых пород это не играет значительной роли, и можно считать, что геохимические параметры тонкозернистых обломочных пород отражают особенности состава пород источников сноса, так как основная масса РЗЭ в терригенных породах связана с глинистой фракцией и фракцией менее 2 мкм (Тейлор, МакЛеннан, 1988; Cullers, 1995). Разнообразие спектров РЗЭ в постархейских осадочных породах контролируется тектоническими условиями их формирования и составом пород источников сноса (McLennan et al., 1990). Отношения элементов-примесей в глинистых породах также в большинстве случаев отражают их соотношения в породах источников сноса и не изменяются в процессах литогенеза (Интерпретация геохимических..., 2001; McLennan, 1989; McLennan et al., 1993; Condie, 1993, 1997; Girty et al., 1994; Hassan et al., 1999; Lee, 2002). Анализ спектров РЗЭ и отношений элементов-примесей для реконструкции состава пород источников сноса и обстановок формирования осадочных последовательностей в последние 15–20 лет в основном используется при исследовании супракрустальных комплексов архея и раннего протерозоя (3.4–1.6 млрд лет). Позднедокембрийским (1.6–0.6 млрд лет)

¹ Под примитивными архейскими субстратами здесь понимаются субстраты, представленные преимущественно либо базальтами и высокомагнезиальными коматиитами, поставляющими при разрушении в осадки значительные количества Cr, Ni и Co, либо Na-гранитоидами, обладающими значительным деплетированием ТРЗЭ и небольшими отрицательными Eu аномалиями или лишенными их.

осадочным ассоциациям в иностранной геологической литературе уделено существенно меньше внимания. В России же до конца XX в. работы подобного плана практически отсутствовали.

В середине 1980-х гг. С. Тейлором и С. МакЛеннаном (Taylor, McLennan, 1985)² было проанализировано распределение породообразующих, малых и редких элементов в тонкозернистых осадочных породах, имеющих возраст от ~ 3.0 млрд лет до современного, и на основании полученных данных намечен общий характер изменений состава верхней коры. При этом геологическая летопись моложе 1.7 млрд лет оказалась проанализирована с очень низким возрастным разрешением: она была разбита всего на два интервала — от 1.7 до 0.6 и от 0.6 млрд лет доньше. Полученные данные о содержаниях в глинистых сланцах и аргиллитах несовместимых и совместимых элементов, в частности Th, Sc, La и величинах отношений Th/Sc, La/Sc и Eu/Eu*, а также ЛРЗЭ/ТРЗЭ позволили названным авторам сделать вывод о том, что доказательств, подтверждающих бесспорное значительное изменение содержаний этих элементов в верхней коре в постархейское время, не существует. Этот вывод оказал значительное влияние на предлагавшиеся позднее модели эволюции континентальной коры, так как позволил считать, что любые поступления ювенильного материала в верхнюю кору в постархейское время существенно не отличались по составу от уже существовавшей коры. Однако основу для него составил весьма ограниченный фактический материал — всего около 50 анализов — по постархейским тонкозернистым терригенным породам Австралии, Новой Зеландии и Антарктиды (Тейлор, МакЛеннан, 1988). Сведенные всего к двум точкам на временной шкале эти данные не позволяют судить о реальных вариациях состава верхней коры крупных континентальных блоков в позднем докембрии. Вместе с тем многокилометровые слабо метаморфизованные и относительно хорошо датированные осадочные последовательности рифея и венда, известные в

области сочленения Восточно-Европейской платформы и Южного Урала (Камско-Бельский авлакоген и Башкирский мегантиклинорий), а также на юго-западной и юго-восточной периферии Сибирской платформы (Учуро-Майский регион и Енисейский кряж) позволяют установить общий характер изменений состава верхней континентальной коры с существенно большей степенью детальности. Позволяют эти объекты обратиться и к решению третьего вопроса, а именно к установлению соотношений между петрогенными и литогенными образованиями в осадочных мегапоследовательностях позднего докембрия.

Формирование кластических осадков контролируется, как известно, в самом общем виде процессами рециклинга и привносом петрогенного («first cycle») материала (Тейлор, МакЛеннан, 1988; Юдович, Кетрис, 2000; Veizer, 1984; Veizer, Jansen, 1985). В результате конкуренции указанных процессов формируются литогенные и петрогенные песчаники, алевролиты и глинистые породы. Длительный рециклинг в существенной мере способствует обогащению кластических осадков химически и механически зрелыми компонентами. «First cycle» обломочные породы, образованные за счет разрушения зрелой континентальной коры с высоким содержанием гранитоидов, также содержат существенное количество кварца, но наряду с ним в их каркасе в ощутимом количестве присутствуют и полевые шпаты. Находящиеся в ассоциации с ними тонкозернистые обломочные образования характеризуются заметно более высокими, чем в многократно переотложенных осадках, значениями отношения K_2O/Al_2O_3 .

Все названные выше вопросы могут быть достаточно полно рассмотрены на основе анализа литогеохимических особенностей тонкозернистых терригенных пород из регионов наиболее полного развития отложений позднего докембрия, к числу которых в Северной Евразии принадлежат разрезы Башкирского мегантиклинория, Камско-Бельского авлакогена, Учуро-Майского региона и Енисейского кряжа (Стратигра-

² Русский перевод этой книги вышел в свет в 1988 г.

фия СССР..., 1963; Стратотип рифея..., 1983; Келлер и др., 1984б; Верхний докембрий..., 1995; Маслов и др., 2001). Разрезы верхнего докембрия всех четырех названных регионов и явились одними из основных объектов наших исследований в рамках интеграционного проекта УрО и СО РАН «Докембрийские осадочные последовательности Урала и Сибири: типы и характер источников сноса, долговременные вариации состава коры, проблема рециклинга» (проект ИП СО РАН 6.6), финансирование которого осуществлялось в 2005–2008 гг. Кроме того, нами проанализированы литогеохимические характеристики в различной степени метаморфизованных терригенных отложений Канского, Арзыбейско-Дербинского и Тувино-Монгольского блоков южного обрамления Сибирского кратона и выполнена реконструкция состава комплексов пород, размывавшихся во время их формирования на палеоводосборах.

Как и ранее (Маслов и др., 1999), в этих исследованиях мы исходили из ряда положений: 1) основными источниками вещества для формирования глинистых осадков в бассейнах осадконакопления выступают силикатные породы, подвергающиеся выветриванию на палеоводосборах, и ранее накопленные глинистые и алевроитоглинистые образования; 2) в разрезах морских терригенных толщ доминируют механогенные глины, образовавшиеся «... в результате переотложения всех других глинистых, обломочных и метаморфических слюдястых пород» (Фролов, 1992, с. 306); 3) будучи сложенными аллотигенными компонентами механогенные глины являются индикаторами состава петрофонда и климата областей размыва, дополняя тем самым данные, которые могут быть получены по обломочным компонентам каркаса песчаников. Мы также считаем, что постседиментационные (дометаморфические) процессы тем или иным образом изменили первичный минеральный состав, структурные параметры глинистых минералов и структурно-текстурные особенности глинистых пород, однако в целом масштабы стадийных изменений значительно меньше тех, что имеют место на стадиях гипер- и седиментогенеза (Япаскерт, 1999), и, как было отмечено

выше, не меняют существенно геохимические особенности пород. Так как в разрезах рифея всех рассматриваемых в настоящей работе регионов доминируют прибрежно-и мелководно-морские терригенные и карбонатные отложения, степень постседиментационных преобразований которых не превышает позднего катагенеза или метагенеза и только в редких случаях соответствует фации зеленых сланцев, то это позволяет предполагать, что входящие в их состав глинистые породы отражают в своих литогеохимических характеристиках интегральные особенности палеоводосборов и климата времени седиментации.

Композиционно настоящая работа разделена на две части. В первой проанализированы основные литогеохимические особенности тонкозернистых терригенных пород рифея Южного Урала, Камско-Бельского авлакогена, Учуро-Майского региона и Енисейского кряжа, суммированы литературные данные о геохимических характеристиках архейских метапелитов и на этой основе реконструированы положение и состав пород источников сноса поздневендского Тиманского форландового прогиба, рассмотрены долговременные вариации состава верхней континентальной коры, а также высказаны соображения о соотношении петрогенной и литогенной тонкой алюмосиликокластики в разрезах рифея Башкирского мегантиклинория и Камско-Бельского авлакогена. Вторая часть посвящена обзору литогеохимических характеристик метатерригенных образований Канского, Арзыбейско-Дербинского и Тувино-Монгольских блоков. Авторы отдают себе отчет, что ряд положений и выводов настоящей работы имеют во многом постановочный характер и нуждаются в развитии на более представительных материалах, но это в основном только вопрос времени.

При подготовке монографии использованы данные о содержаниях в тонкозернистых терригенных породах основных петрогенных оксидов из Банка данных «PRECSSED» (ИГГД РАН, г. Санкт-Петербург), а также авторские материалы о химическом составе метапелитов, глинистых сланцев и аргиллитов и содержаниях в них элементов-примесей (образцы из коллекций

А.Д. Ножкина и Е.Ф. Летниковой (ИГМ СО РАН, г. Новосибирск), Э.З. Гареева (президиум УНЦ РАН, г. Уфа), В.Н. Подковырова (ИГГД РАН, г. Санкт-Петербург), М.В. Ишерской (ИГ УНЦ РАН, г. Уфа), С.В. Вещевой (ИЗК СО РАН, г. Иркутск), М.Т. Крупенина и А.В. Маслова (ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург). Ряд образцов был любезно предоставлен авторам В.М. Горожаниным и С.Г. Ковалевым (ИГ УНЦ РАН, г. Уфа), а также В.Г. Оловянишниковым (ИГ КомиНЦ УрО РАН, г. Сыктывкар).

Содержания петрогенных оксидов в тонкозернистых терригенных породах определены в разные годы методами «мокрой химии» и рентген-флюоресцентным анализом в ЦКЛ ПГО «Башкиргеология» и ИГ УНЦ РАН (аналитики Е.М. Бейзеров, М.А. Костина, С.А. Ягудина, А.М. Габбасова, Г.С. Алибаева, Н.Г. Христофорова, Я.Л. Шестопал, Н.А. Губеев, Т.И. Черникова), ИГГ УрО РАН (аналитики Н.П. Горбунова, Л.В. Фомина, В.П. Власов, Г.М. Ятлук, Г.С. Неупокоева), ЦКЛ ПГО «Уралгеология» и Центральной лаборатории Департамента природных ресурсов УрФО (аналитики Н.В. Филиппова, Л.В. Чембарцева, Е.А. Гурина, Н.А. Селезнева, М.И. Щапина, М.В. Марсолитова, Н.Г. Гришнякова, Е.С. Иванова), химлаборатории Бакальского рудоуправления (аналитик А.Н. Майорова), ИГМ СО РАН (аналитики А.Д. Киреев, Н.М. Глухова), Аналитическом центре ИЗК СО РАН (аналитики Г.В. Бондарева, В.В. Маркова, С.В. Пантеева).

Определение содержаний элементов-примесей (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 и ряд других) в глинистых породах всех рассматриваемых в настоящей работе регионов развития осадочных мегапоследовательностей рифея, за исключением Камско-Бельского авлакогена³, выполнено в ИГГ УрО РАН под руководством с.н.с. Ю.Л. Ронкина (с.н.с. О.П. Лепихина и инженер О.Ю. Попова) с помощью высокочувствительного масс-спектрометра высокого разрешения с

индуктивно-связанной плазмой для элементного анализа и изотопного скрининга ELEMENT2 (метод ICP-MS).

Исходный материал (в виде тщательно перетертой пудры), массой около 50 мг, подвергался воздействию смеси плавиковой и азотной кислот (соотношение 5 : 1) при температуре примерно 150...170°C в тefлоновых автоклавах до полного разложения. После упаривания исследуемые образцы переводились в раствор 3 %-й азотной кислотой с коэффициентом разбавления исходной пробы около 10³. В качестве внутреннего стандарта использовался индий (¹¹⁵In), в качестве внешнего – BCR-1 и BCR-2 (Basalt Columbia River) Геологической Службы США. Внешний стандарт измерялся последовательно через каждые 5–10 проб в целях учета флуктуационных изменений характеристик прибора во времени. Точность анализа определялась величиной концентрации конкретного элемента и составляла от 3 до 20–50 отн. %. Достоверность полученных данных подтверждена также анализом дубликатов, отобранных случайным образом.

Последующее определение изотопного состава Sm и Nd производилось методом изотопного разбавления с масс-спектрометрическим окончанием на твердофазном прецизионном анализаторе Finnigan MAT-262. Все химические операции выполнялись в чистом помещении с принудительной подачей фильтрованного атмосферного воздуха НЕРА-фильтрами с использованием тefлоновой и кварцевой посуды и специально очищенных реактивов. Процедура химической подготовки образцов к измерению концентраций и изотопного состава Sm и Nd включала ряд последовательных операций: 1) разложение проб; 2) выделение суммы редких земель; 3) разделение Sm и Nd.

Разложение образцов проводилось смесью плавиковой и хлорной кислот в тefлоновых автоклавах. При этом навеска с определенным количеством трассера ¹⁵⁰Sm+¹⁴⁹Nd (исходя из оптимального соотношения 0.15 г трассера на 1 мкг Nd в на-

³ Аналогичные определения для тонкозернистых терригенных пород рифея Камско-Бельского авлакогена выполнены в лаборатории ФХМИ ИГГ УрО РАН (с.н.с. Е.С. Шагалов и н.с. И.И. Неустроева) методом ICP-MS на масс-спектрометре ELAN9000.

веске) выдерживалась при температуре 150...180°C до полного разложения. Реакционная смесь выпаривалась досуха и обрабатывалась 10 N HCl в целях разрушения фторидов. Затем образцы выдерживались 6–12 ч в условиях разложения. Далее производилось повторное упаривание, сухой остаток растворялся в 2 мл 2.3 N HCl и центрифугировался. Полученный прозрачный раствор вносился в первую хроматографическую колонку с катионитом Dowex 50 × 8 200–400 меш. В этой колонке осуществлялось отделение суммы РЗЭ от основных составляющих пробы путем ступенчатого элюирования 2.3 N и 3.9 N HCl. Далее фракция элюата, содержащая Nd, Sm, другие РЗЭ и следы некоторых элементов пробы, упаривалась и растворялась в 0.6 мл 0.1 N HCl. Окончательное разделение Sm и Nd проводилось на второй хроматографической колонке с ди-(2 этилгексил) ортофосфорной кислотой, нанесенной на политрифторхлорэтилен (KEL-F). Для более эффективного отделения Nd и Sm от следов щелочно-земельных элементов проводилось градиентное элюирование 0.1 N и 0.3 N HCl. Уровень лабораторного фона обычно не превышал 0.3 нг для Nd и 0.2 нг для Sm. Измерение изотопного состава Sm и Nd смесей $^{150}\text{Sm}+^{149}\text{Nd}$ трассера и соответствующих образцов проводился на мультиколлекторном приборе «Finnigan MAT-262» в статическом режиме.

Для анализа Sm и Nd использовались двухленточные блочки источника ионов с лентами из Re, предварительно отоженными от мешающих примесей в откачном посту. Изотопные отношения Nd нормировались к величине $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$. Внутренняя статистика масс-спектрометрического анализа обеспечивала сходимость результатов в опыте лучше 0.002 % относительных единиц для отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$. Воспроизводимость измеренных результатов оценивалась по данным параллельных измерений стандарта La Jolla (Калифорния, США). Точность определения отношений Sm/Nd вычислялась по долговременной воспроизводимости измерений стандарта

BCR-1 и BCR-2 и составила 0.2–0.5 % относительных единиц. Вычисление и оценка параметров эволюционных диаграмм осуществлялась с применением соответствующих регрессионных программ (Ludwig, 1992). В возрастных расчетах использовалась константа 6.54×10^{-12} 1/год.

Анализ состава пород Канского и Арзбейско-Дербинского блоков проведен в Аналитическом центре ИГМ СО РАН. Определения содержаний U, Th, K выполнены гамма-спектрометрическим (аналитики А.С. Степин, Н.И. Чернакова), Rb, Ba, Sr, Cr, Ni, Co, V – атомно-абсорбционным (аналитик Г.М. Мельгунова), Zr, Nb, Y – рентгено-флюоресцентным с синхротронным облучением методами (аналитики М.С. Мельгунов, Ю.П. Колмогоров). Инструментальный нейтронно-активационный анализ использован при определении содержаний Ta, Hf, Sc и РЗЭ (аналитики В.А. Бобров, С.Т. Шестель, В.С. Пархоменко). Определения изотопных составов Sm и Nd выполнены в Геологическом институте Кольского НЦ РАН (г. Апатиты) (аналитики П.А. Серов, А.А. Деленицын). Датирование времени метаморфизма по амфиболу и биотиту проведено Ar-Ar методом в Аналитическом центре ИГМ РАН. Изотопный состав Ar измерялся на масс-спектрометре «Micromass Noble Gas 5400».

В первой части монографии все спектры распределения РЗЭ нормированы по хондриту (Тейлор, МакЛеннан, 1988), во второй части для этой цели использованы данные из работы (Boynnton, 1984).

Неоценимая техническая помощь была оказана авторам Н.С. Глушковой при подготовке иллюстраций, таблиц, текста рукописи и макета монографии.

В монографии частично использованы материалы, полученные при выполнении исследований по грантам РФФИ 04-05-64301, 06-05-64223, 06-05-64572, 06-05-64686, 08-05-00521, а также в рамках работ по Программе фундаментальных исследований президиума СО РАН «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса» (№ 6.7.1).

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ЛИТОГЕОХИМИИ ТОНКОЗЕРНИСТЫХ ТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД НАИБОЛЕЕ ПОЛНЫХ РАЗРЕЗОВ РИФЕЯ СЕВЕРНОЙ ЕВРАЗИИ

Рифей является одним из крупнейших этапов развития литосферы и биосферы Земли (Семихатов, 1974, 1995; Докембрийская геология..., 1988; Хаин, Божко, 1988; Schopf, Klein, 1992). В эволюции внешних оболочек Земли с этим этапом связано формирование платформенного чехла на эпикарельских кратонах, образывавших каркас Пангеи-I, деструкция и распад суперконтинента, развитие офиолитов и энсиматических подвижных поясов, субглобальные оледенения и развитие обширных мелководных бассейнов осадконакопления. С рифеем связаны и неповторимое господство цианобактериальных экосистем, завоевание эукариотами обширных экологических ниш, первые появления метазоа (Семихатов, 1994, 1995; Schopf, 1992; и др.).

Считается, что палеогеография и обстановки осадконакопления рифея определялись доминированием на кратонах обширных мелководных бассейнов (Семихатов, 1974; Eriksson et al., 2001). Ряд исследователей предполагает сходство основных характеристик бассейнов позднего протерозоя и раннего палеозоя (Grotzinger, Ingersoll, 1992; Lowe, 1992). Дж. Эйнзеле (Einsele, 1992) считает, что в докембрии вообще накапливались «неактуалистические типы осадков». Близкие представления высказаны в ряде работ, опубликованных в монографии (The Precambrian Earth ..., 2004), но, скорее всего, данная точка зрения справедлива в основном для раннего докембрия.

Все сказанное подчеркивает несомненную важность исследований, направленных на реконструкцию основных черт эволюции рифейских бассейнов осадконакопления, запечатленных в наиболее полных разрезах рифея – на западном склоне Южного Урала, в Камско-Бельском авлакогене, Учуро-Майском регионе и Енисейском крыже (Стратотип рифея..., 1983; Семихатов, Серебряков, 1983; Келлер и др., 1984б).

На прошедшем в 1995 г. в г. Екатеринбурге Всероссийском совещании «Общие проблемы стратиграфии и геологической истории рифея Северной Евразии» в качестве одного из направлений будущих исследований было названо петро- и геохимическое изучение осадочных комплексов рифея на основе анализа банков данных по наиболее представительным разрезам (Решение Всероссийского..., 1995; Коротеев и др., 1996). Первые шаги в этом направлении для типового разреза рифея были сделаны в конце 1990-х гг. (Гареев, 1989 и др.; Маслов, Гареев, 1996, 1999; Маслов и др., 1999, 2000, 2003б), затем появились обобщения для Учуро-Майского региона (Подковыров, 2001; Подковыров и др., 2002, 2003). Петрогеохимическая типизация докембрийских комплексов юга Сибири на современной методологической базе выполнена А.Д. Ножкиным (1997б). В последующих главах первой части настоящей работы сделана попытка обобщить эти и значительный массив новых материалов с единых позиций.

Глава 1. Литостратиграфия осадочных мегапоследовательностей позднего докембрия Южного Урала, Камско-Бельского авлакогена, Учуро-Майского региона и Енисейского кряжа

На территории бывшего СССР, или Северной Евразии, наиболее полные осадочные мегапоследовательности рифея известны на восточной периферии Восточно-Европейской платформы (Камско-Бельский авлакоген), а также в области сочленения ее с Южным Уралом (Башкирский мегантиклинорий) и на юго-восточной (Учуро-Майский регион), и юго-западной (Енисейский кряж) окраинах Сибирской платформы.

Разрез рифея западного склона *Южного Урала* (Башкирский мегантиклинорий) (рис. 1) является эталонным (типовым) для Северной Евразии (Стратотип рифея..., 1983; Семихатов и др., 1991). Он имеет в целом квазициклическое строение и представлен интра- и перикратонными терригенными и карбонатно-терригенными осадочными последовательностями, включающими на ряде уровней вулканиты (Маслов и др., 2001, 2002). Эталонный разрез рифея объединяет три крупные седиментационные серии – бурзянскую, юрматинскую и каратаускую (рис. 2), являющиеся соответственно типовыми подразделениями нижнего, среднего и верхнего рифея. Детальная характеристика этих серий приведена в работах (Гарань, 1969; Стратотип рифея..., 1983; Нижний рифей..., 1989; Маслов и др., 2001, 2002), что позволяет нам ниже не останавливаться подробно на их составе и строении.

Бурзянская серия включает три свиты (снизу вверх): айскую, саткинскую и бакальскую. Айская (1700–2500 м) залегает с разрывом и угловым несогласием на таратайском полиметаморфическом комплексе, архейский возраст субстрата которого убедительно аргументирован в последнее время на основании U-Pb SHRIMP II датирования цирконов (Ронкин и др., 2007б), а последующая сложная эволюция зафиксирована ^{40}Ar - ^{39}Ar , Rb-Sr, Sm-Nd и U-Pb методами (Ронкин и др., 2006а, 2006б, 2008). В нижней части свиты преобладают песчаники с прослоями гравелитов и конгломератов и покровов

ми метабазальтов (1615 ± 45 млн лет, циркон, классический U-Pb метод (Нижний рифей..., 1989), а в верхней – низкоуглеродистые глинистые сланцы с прослоями доломитов, алевролитов и песчаников. Саткинская свита (до 3000–3500 м) сложена преимущественно доломитами, в том числе строматолитовыми; в средней ее части присутствует 180–200-метровая толща низкоуглеродистых глинистых сланцев с прослоями доломитов и алевролитов, а в верхней – горизонт известняков (1550 ± 30 млн лет, Pb-Pb метод (Кузнецов и др., 2008). Карбонатные породы саткинской свиты прорваны гранитами-рапакиви Бердяшского массива, изотопный возраст которых определен несколькими методами (U-Pb метод по циркону, SHRIMP II (Ронкин и др., 2007), Sm-Nd метод (Ронкин, Лепихина, 2006)) и составляет соответственно 1374 ± 5.7 и 1371 ± 26 млн лет. Бакальская свита (1500–1650 м) сложена в нижней части низкоуглеродистыми глинистыми сланцами с прослоями доломитов и алевролитов, а в верхней – объединяет несколько алюмосиликокластических и карбонатных пачек. Возраст раннего диагенеза известняков самой нижней из них (березовской) равен 1430 ± 30 млн лет (Pb-Pb метод (Кузнецов и др., 2003). Изотопный возраст долеритов Главной дайки Бакальского рудного поля, прорывающей и метаморфизирующей отложения бакальской свиты бурзянской серии, но не оказавшей воздействия на перекрывающие породы зигальгинской свиты юрматинской серии, равен 1385.3 ± 1.4 млн лет (бадделейт, U-Pb метод (Ernst et al., 2006).

В центральной части Башкирского мегантиклинория с айской, саткинской и бакальской свитами коррелируются соответственно большеинзерская, суранская и юшинская свиты (Стратотип рифея..., 1983; Нижний рифей..., 1989; Маслов и др., 2001). Большеинзерская свита (мощность более 2200 м) представлена мелко- и среднезернистыми кварцевыми и полевошпато-квар-

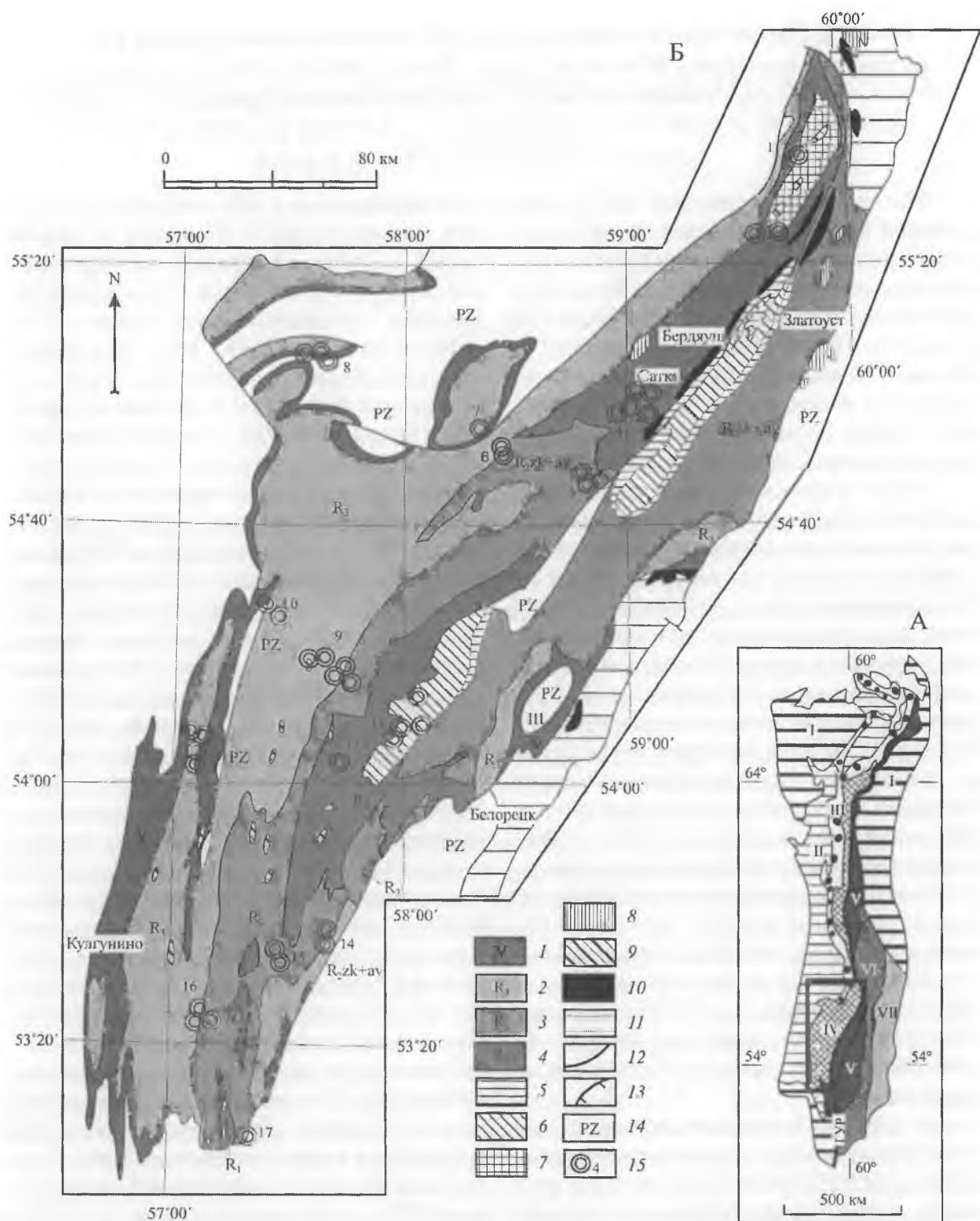


Рис. 1. Обзорная схема (А) и схематическая геологическая карта Башкирского мегантиклинория (Б) и положение изученных разрезов.

1 – венд; 2 – верхний рифей; 3 – средний рифей; 4 – нижний рифей; 5 – зигальгинская свита среднего рифея; 6 – машакская свита среднего рифея; 7 – тараташский метаморфический комплекс; 8 – гранитоидные массивы; 9 – дайки диабазов; 10 – габбро-нориты; 11 – уфалейский и уральтауский метаморфические комплексы; 12 – геологические границы; 13 – основные тектонические нарушения; 14 – палеозойские отложения; 15 – положение изученных разрезов (цифры на карте: 1 – окрестности д. Аршинка; 2 – район г. Куса и пос. Магнитка; 3 – район г. Сатка; 4 – окрестности г. Бакал; 5 – район г. Катав-Ивановск; 6 – район г. Юрюзань; 7 – окрестности ж.д. ст. Вязовая; 8 – окрестности г. Миньяр; 9 – пос. Инзер и окрестности; 10 – район пос. Кулмас; 11 – хр. Бол. Шатак; 12 – р. Бол. Инзер ниже пос. Карталинская Запаны; 13 – бассейн р. Зилим; 14 – окрестности пос. Верх. Авзян; 15 – район д. Бол. Бретьяк; 16 – среднее течение р. Бол. Нугуш; 17 – окрестности д. Кикбасово).

I – мезозойско-кайнозойские отложения; II – Предуральский прогиб; мегазоны Уральского складчатого пояса: III – Западно-Уральская; IV – Центрально-Уральская; V – Тагильская; VI – Магнитогорская; VII – Восточно-Уральская; VIII – Зауральская. ГУР – Главный Уральский глубинный разлом. Контуром на схеме А показан Башкирский мегантиклинорий

Эонотема	Эратема	Серия	Свита	Возраст, млн лет	Литология	Мощность, м
Рифей	Верхний	Карагауская	Укская	от 688±10 до 664±11*****	Аргиллиты, алевролиты, песчаники, известняки, в том числе строматолитовые	300–400
			Миньярская	778±80**	Известняки и доломиты, в том числе строматолитовые, аргиллиты, алевролиты	500–800
			Инзерская	805–835*****	Песчаники, алевролиты, глинистые сланцы, аргиллиты, известняки, в том числе строматолитовые	100–1000
			Катавская	970–938***	Глинистые известняки, мергели, известняки, глинистые сланцы	250–400
			Зильмердакская	<1100****	Глинистые сланцы, алевролиты, песчаники, в том числе аркозовые и кварцевые, гравелиты и конгломераты	до 1500–3000
	Средний	Юрмагинская	Авзянская	1220***	Доломиты и известняки, в том числе строматолитовые, алевролиты, глинистые сланцы, песчаники	1600–2300
			Зигазино-комаровская		Глинистые сланцы, алевролиты, песчаники	750–1500
			Зигальгинская		Песчаники кварцевые с прослоями и линзами конгломератов, алевролиты, глинистые сланцы	500–700
			Машакская	1348±30*	Песчаники, алевролиты, глинистые сланцы, конгломераты, metabазальты	1600–3000
	Нижний	Бурзянская	Бакальская (юшинская)	1430±30*	Глинистые сланцы, алевролиты, песчаники, доломиты и известняки, в том числе строматолитовые	1500–1650
			Саткинская (суранская)	1550±30**	Доломиты, в том числе строматолитовые, известняки, глинистые сланцы, алевролиты, песчаники	до 3000–3500
			Айская (большеинзерская)	1615±45*	Глинистые сланцы, алевролиты, песчаники, конгломераты, гравелиты, metabазальты, доломиты, известняки	1700–2500

Рис. 2. Сводная стратиграфическая колонка отложений рифея Южного Урала (западное крыло Башкирского мегантиклинория).

* – классический U-Pb метод по мультипопуляциям циркона; ** – возраст раннего диагенеза карбонатных пород (Pb-Pb метод); *** – датировки минералогически неизученного глауконита (K-Ar метод); **** – минимальный возраст обломочных цирконов (-U метод); ***** – возраст раннедиагенетического иллита (Rb-Sr метод); ***** – возраст Al-глауконита (изохронный Rb-Sr метод). Серым цветом выделены интервалы преимущественного развития карбонатных пород

цевыми песчаниками, при подчиненной роли низкоуглеродистых глинистых сланцев, алевролитов, известняков и доломитов. Суранская свита (1000–2800 м) подразделяется на пять подсвит – миньякскую, бердагуловскую, ангастакскую, сердаукскую и лапыштинскую. В разрезах первой и пятой подсвит преобладают хемогенные и механогенные известняки и доломиты. Вторая и четвертая подсвиты сложены в основном глинистыми и карбонатно-глинистыми, в той или иной мере углеродистыми, сланцами и мелкозернистыми алевролитами с подчиненными им прослоями и пакетами мергелистых и низкоуглеродистых известняков и доломитов. В доломитах, относимых к самой верхней, лапыштинской, подсвите суранской свиты в южной части Башкирского мегантиклинория, в окрестностях д. Аскарово, В.В. Радченко и М.А. Федонкиным (1974) описаны строматолиты I (нижнерифейского) комплекса. Юшинская свита (650–1000 м) представлена исключительно алюмосиликокластическими образованиями – глинистыми сланцами и низкоуглеродистыми их разновидностями, алевролитами, мелко- и среднезернистыми песчаниками.

Внедрение в последние годы в практику геохронологических исследований на Урале современных методов и, в частности, SHRIMP II, привело ряд исследователей в вопросе о возрасте вулканитов айской свиты к весьма неожиданным и, по нашим представлениям, достаточно спорным выводам, позиционируемым ими, правда, пока как предварительные. Согласно опубликованным данным, «... максимальный возраст цирконов из вулканитов айской свиты может составлять 1700–1720 млн лет ...» и на этой основе «... нижний возрастной рубеж рифея следует рассматривать вблизи 1700 млн лет (Пучков и др., 2007, с. 3). В работе (Краснобаев и др., 2008, с. 62) для возраста цирконов из вулканогенных пород айской свиты указывается несколько иной интервал – от 1600 до 1340 млн лет, что, предполагая попадание в указанные рамки данных по цирконам из более поздних гипабиссальных пород (Пучков и др., 2007), по всей видимости, рассматривается как возможная длитель-

ность айского вулканизма. В то же время ранее, в работах (Стратотип рифея..., 1983; Нижний рифей..., 1989, с. 142), максимальный возрастной предел бурзянской серии определялся в 1600–1650 млн лет «... в соответствии с наиболее высокими значениями модельного Rb-Sr- и K-Ar-возраста слюд ...» из добурзянских гранитов, тараташских гнейсов и их метасоматически измененных разностей и секущих гнейсы жил гранитов. Никаких принципиально новых материалов по указанным объектам до настоящего времени нет, но и те данные, что приведены выше, заставляют пока весьма осторожно относиться к предложению опустить нижнюю границу рифея до 1700 млн лет, тем более что возраст кор выветривания в основании нижнерифейской последовательности в гипостратотипе рифея (юг Учуро-Майской плиты) составляет, по данным В.А. Гурьянова (2007), 1670 ± 40 млн лет (изохронный Rb-Sr метод). Существенному же омоложению верхнего возрастного предела айского вулканизма препятствуют и известная относительно небольшая длительность процессов развития типичных внутриконтинентальных рифтовых систем ($\sim 40\text{--}50$ млн лет; Осадочные бассейны..., 2004), и приведенные выше датировки известняков из перекрывающих айскую свиту саткинской (1550 ± 30 млн лет) и бакальской свит (1430 ± 30 млн лет). Не внесли пока ясности в рассматриваемую ситуацию и полученные нами данные о U-Pb-систематике 13 зерен циркона из вулканитов айской свиты, позволяющие вычислить для них конкордантный возраст 1400 ± 10 млн лет ($MSWD_{\text{конкорд.}} = 0.63$) (Ронкин и др., 2008; Ронкин, Лепихина, 2008). Показательно, однако, что на аналогичный возраст вулканитов айской свиты указывают и результаты обработки (Ронкин и др., 2008) с помощью современных алгоритмов (Ludwig, 2001) аналитических данных по цирконам, приведенных в работах (Нижний рифей..., 1989; Краснобаев и др., 1992) и рассматривавшихся до настоящего времени как надежное обоснование возраста на уровне 1635 ± 30 млн лет.

На отложениях бурзянской серии с перерывом и угловым несогласием залега-

ют терригенные и терригенно-карбонатные образования юрматинской серии, объединяющей машакскую, зигальгинскую, зигазино-комаровскую и авзянскую свиты. Машакская свита⁴ (1600–3000 м) представлена песчаниками, конгломератами и алевролитами с подчиненными им прослоями и пакетами глинистых сланцев и распространена только в центральной части Башкирского мегантиклинория (Ямантауский антиклинорий). В нижней и средней ее частях наблюдаются многочисленные силлы (?) долеритов и экструзивные тела дацитов (1370 ± 16 млн лет, циркон, SHRIMP II (Ронкин и др., 2007)). Зигальгинская свита (500–700 м) сложена кварцевыми песчаниками с прослоями алевролитов и глинистых сланцев, в ряде разрезов присутствуют и линзы конгломератов. Зигазино-комаровская свита (750–1500 м) объединяет пакеты и пачки неравномерного переслаивания глинистых сланцев, алевролитов и песчаников. Авзянская свита (1600–2300 м) представлена несколькими карбонатными и алюмосиликокластическими толщами. Возраст минералогически неизученного глауконита из отложений свиты составляет ~ 1220 млн лет (K-Ar метод; Гаррис и др., 1964; Стратотип рифея ..., 1983).

Рассматривая «ситуацию 2008» с возрастом эффузивов машакской свиты, А.А. Краснобаев с соавторами (2008) указывают, что изученные ими цирконы из 8 отобранных в различных районах и различными исследователями (разрядка моя – А.М.) проб липаритов, риодацитов и метабазальтов представлены почти исключительно кристаллами вулканогенной природы. Минералого-геохимические особенности цирконов достаточно однотипны. В то же время анализ их U-Pb систематики позволил авторам сделать вывод (с. 62), что «... длительность машакского вулканизма и сопутствующих ему эндогенных процессов охватывает значительный интервал – от 1500–1550 ... до 1303–1350 млн лет». В качестве основного аргумента в пользу та-

кого вывода в таблице на с. 62 в работе (Краснобаев и др., 2008) приведены данные для цирконов (одно зерно из каждой изученной пробы), которые как будто бы дают совокупность датировок с разбросом от 1337 ± 19 до 1538 ± 12 млн лет. Однако при внимательном рассмотрении данной таблицы, как и из всего текста анализируемой публикации, остаются неясными ряд вопросов – присутствуют ли в этих пробах цирконы с другими возрастами, к каким возрастным уровням машакской свиты принадлежат исследованные авторами пробы (так как в разрезе машакской свиты метабазальты есть в кузьелгинской, казавдинской, калпакской и каранской подсвитях), в каких структурах отобраны пробы (так как примерно на одном стратиграфическом уровне, но в разных зонах Башкирского мегантиклинория развиты отложения машакской, шатакской, кувашской и юрминской (?) свит). Предположение о длительности машакского вулканизма в 170–200 млн лет представляется нам сомнительным и по ряду других позиций. Так, машакская вулканогенно-осадочная последовательность рассматривается как своеобразная рифтогенная ассоциация (Формирование земной ..., 1986; Парначев, 1982, 1988, 1995; Парначев и др., 1986; и др.), начинающая достаточно длительный этап субплатформенного авулканического развития территории современного Башкирского мегантиклинория в среднем рифее. Временной интервал формирования подобных ассоциаций в большинстве случаев не превышает, как и в случае с айской свитой (см. выше), 40–50 млн лет. На геологическую мгновенность формирования почти 3500-метровой вулканогенно-осадочной последовательности машакской свиты и перекрывающих их кварцитов зигальгинской свиты указывает и полученная в самое последнее время датировка фосфоритов из разреза зигазино-комаровской свиты – порядка 1300 млн лет (устное сообщение Г.В. Овчинниковой, 2008 г.). На западной

⁴ Отложения машакской свиты развиты в центральной зоне Башкирского мегантиклинория (Ямантауский антиклинорий). В западной зоне Башкирского мегантиклинория (южная часть Тараташского антиклинория) породы нижнего рифея несогласно и с размывом перекрыты кварцитовидными песчаниками зигальгинской свиты среднего рифея (Гарань, 1969; Анфимов и др., 1983; Маслов и др., 2001).

периферии хр. Бол. Шатак, в типовой местности, машакская свита с размывом и угловым несогласием залегает на породах юшинской свиты, последняя отвечает бакальской свите Бакало-Саткинского района (Нижний рифей ..., 1989; Стратиграфические схемы ..., 1993; Маслов и др., 2001), имеющей возраст порядка 1430 млн лет. Юшинская свита согласно подстилается терригенными и карбонатными породами суранской свиты, в которых присутствуют те же строматолиты I (нижнерифейского) комплекса, что и в саткинской свите, возраст которой равен 1550 млн лет. В свою очередь саткинская свита по периферии Тараташского антиклинория согласно перекрывает айскую свиту. Наконец, анализ вариаций величины ϵ_{Nd} в тонкозернистых терригенных образованиях нижнего и низов среднего рифея (Маслов и др., 2003в) показывает отсутствие в них сколько-нибудь заметной примеси ювенильного вулканогенного материала. Из всего сказанного выше достаточно очевидно, что «машакский вулканизм», скорее всего, не может быть ни «инофаціальным» аналогом «айского вулканизма» (несмотря на то что авторы работы (Краснобаев и др., 2008, с. 62) приписывают вулканитам машакской свиты «... связь с долгоживущим литосферным магматическим очагом под унаследованно развивающимся рифтом в пределах восточного крыла современной структуры Башкирского мегантиклинория»), ни достаточно длительным. Однако еще более непонятным представляется тезис о том, что «Периодическое возобновление активной магматической деятельности ... неоднократно приводило к смене состава пород ... и к появлению геохимической и геохронологической ритмичности в цирконах. Данный вывод (т.е., по всей видимости, вывод о геохронологической ритмичности в цирконах – разрядка моя, А.М.) подтверждается чередованием вулканитов с пачками осадочных пород, мощность которых достигает 25 м ...» (там же, с. 62) (понимая, в принципе, о чем в приведенной цитате идет речь, не могу все же не задать вопрос – а при мощности осадочных пород менее 25 м сохраняется геохронологическая ритмичность в цирконах? (А.М.).

Каратауская серия на западном крыле и в центральных районах Башкирского мегантиклинория включает зильмердакскую, катавскую, инзерскую, миньярскую и укскую свиты. Зильмердакская свита (1500–3000 м) объединяет аркозовые песчаники с прослоями гравелитов, конгломератов и алевролитов (бирьянская подсвита), разнообразные пачки переслаивания песчаников, алевролитов и глинистых сланцев (нугушская и бедерышинская подсвиты), а также толщу кварцевых песчаников и алевролитов (лемезинская подсвита). Катавская свита (250–400 м) сложена преимущественно красноцветными глинистыми известняками и мергелями. Инзерская свита (100–1000 м) представлена пакетами и пачками переслаивания глауконито-кварцевых песчаников, алевролитов и аргиллитов. В ряде разрезов в ее основании присутствует примерно 200-метровая пачка сероцветных известняков (подинзерские слои). К-Аг возраст минералогически неизученного глауконита из верхней части катавской и инзерской свит составляет соответственно 970–938 и 790–683 млн лет (Гаррис, 1977; Стратотип рифея ..., 1983). Rb-Sr возраст раннедиагенетического иллита из аргиллитов инзерской свиты равен 805–835 млн лет (Gorokhov et al., 1995; Овчинникова и др., 1995). Время проявления раннего диагенеза в известняках подинзерских слоев датируется в 836 ± 25 млн лет (Pb-Pb метод (Овчинникова и др., 1998)). Миньярская свита (500–800 м) сложена преимущественно доломитами, в том числе строматолитовыми, в виде маломощных прослоев в разрезах свиты присутствуют алевролиты и аргиллиты. Минералогически неизученный глауконит из нижней части миньярской свиты имеет возраст 740–710 млн лет (К-Аг метод; Гаррис, 1977). По данным Г.В. Овчинниковой с соавторами (1998), средневзвешенное значение возраста доломитов миньярской свиты составляет 778 ± 80 млн лет (Pb-Pb метод). Укская свита (300–400 м) в нижней части представлена аргиллитами, песчаниками и алевролитами с прослоями известняков и мергелей, а в верхней – преимущественно известняками. Возраст глауконита из песчаников укской свиты составляет 688 ± 10 млн лет (изохронный Rb-Sr метод) и 670 ± 10 млн

лет (К-Аг метод) (Горожанин, 1990; Горожанин, Кутявин, 1986). Для Al-разности глауконита из этого же уровня Rb-Sr методом получен возраст 664 ± 11 млн лет (Зайцева и др., 2000). На восточном крыле Башкирского мегантиклинория разрез каратауской серии надстраивается криволукской свитой. Последняя объединяет кварцитовидные песчаники, филлитовидные сланцы и алевролиты с маломощными прослоями известняков. Мощность свиты оценивается в 400–500 м. Криволукская свита с перерывом и угловым несогласием перекрывается отложениями нижнего венда (Чумаков, 1998). Прорывающие свиту габбро-диабазы имеют изотопный возраст (Rb-Sr метод) порядка 660 млн лет (Горожанин, 1995).

Отложения каратауской серии несогласно перекрыты алюмосиликокластическими породами ашинской серии венда (Стратотип рифея..., 1983; Стратиграфические схемы..., 1993). На западном крыле Башкирского мегантиклинория на глинистых известняках катавской свиты с конгломератами в основании залегают породы толпаровской свиты (Стратотип рифея..., 1983; Келлер и др., 1984а; Горожанин, 1988), представленной грубоплитчатыми желтовато-серыми и серыми песчаниками с пластами и прослоями микститов, гравелитов, конгломератов и, редко, аргиллитов. Мощность свиты 600–650 м. Породы толпаровской свиты согласно перекрыты отложениями суировской свиты (мощность около 300 м), объединяющей алевролиты и аргиллиты с редкими прослоями песчаников. Модельный изотопный возраст (Rb-Sr метод) тонкой фракции аргиллитов данного уровня оценивается в 638 ± 70 млн лет (Горожанин, 1995). Разрез ашинской серии наращивается далее отложениями бакеевской, урюкской, басинской, куккараукской и зиганской свит. Бакеевская свита сложена ожелезненными песчаниками, алевролитами с глауконитом и прослоями гематитовых руд. Максимальная ее мощность составляет примерно 140 м (Беккер, 1985). Урюкская свита объединяет аркозовые и полевошпато-кварцевые песчаники, гравелиты и конгломераты. Мощность ее 200–300 м. Басинская свита (мощность до 1000 м) представлена субграувакковыми и полевошпато-кварцевыми

песчаниками, переслаивающимися с пестроцветными алевролитами и глинистыми сланцами. Куккараукская свита складывается мелко- и среднегалечниковыми конгломератами и, в подчиненном количестве, песчаниками и алевролитами. Мощность ее не превышает 200–250 м. Зиганская свита (500–600 м) складывается серо- и зеленоцветными песчаниками, алевролитами и сланцами, находящимися в частом неравномерном переслаивании. Возраст глауконита из песчаников бакеевской свиты в типовом разрезе составляет 605 и 609 млн лет (К-Аг метод; Стратотип рифея..., 1983). Глауконит из песчаников урюкской свиты имеет возраст 582 и 569 млн лет (К-Аг метод; Стратотип рифея..., 1983). Возраст глауконита из песчаников и алевролитов басинской свиты составляет от 600 до 557 млн лет (К-Аг метод (Стратотип рифея..., 1983). На восточном крыле Башкирского мегантиклинория в основании вендской последовательности залегает кургашлинская свита, перекрывающая с отчетливым эрозионным несогласием различные горизонты криволукской свиты верхнего рифея (Клочихин и др., 1969; Чумаков, 1978, 1998; Романов и др., 1980). Кургашлинская свита объединяет в нижней части микститы, пакеты мусорных песчаников, а также массивных и тонкослоистых алевролитов. В средней ее части преобладают пестроцветные кварцевые песчаники, а в верхней – тонкослоистые серые глинистые сланцы и алевролиты. Мощность свиты составляет 160–200 м.

По данным глубокого бурения и сейсмопрофилирования, осадочные образования верхнего докембрия Башкирского мегантиклинория сменяются в западном направлении (в сторону Восточно-Европейской платформы) мощными толщами синхронных им отложений *Камско-Бельского авлакогена* (прогиба) (Лозин, Хасанов, 1991; Загребина, Булгаков, 1991; Лозин, 1994; Ишерская, Романов, 1993; Романов, Ишерская, 1996, 1997, 1998, 2001; Белоконов и др., 2001; Стратиграфическая схема..., 2000; Глубинное строение..., 2001; Масагутов, 2002; Echtler et al., 1996).

В Камско-Бельском прогибе развиты терригенные и карбонатные образования всех трех стратонов рифея, представленные

соответственно кыргинской, серафимовской и абдулинской сериями (рис. 3). Описания вскрытых глубокими скважинами различных интервалов разрезов основных литостратиграфических единиц названных серий приведены во многих работах (Иванова и др., 1969; Иванова, 1970; Алиев и др., 1977; Постникова, 1977; Андреев и др., 1981; Лагутенкова, Чепикова, 1982; Ишерская, Романов, 1993; Ожиганова, 1983; Стратотип рифея..., 1983; Романов, Ишерская, 1994, 1998, 1999, 2001; Аксенов, 1998; Маслов, Ишерская, 1998; Лозин, 1994, 1999 и др.; Стратиграфическая схема..., 2000), поэтому ниже даны только краткие сведения, необходимые для дальнейшего обсуждения материала.

Нижний рифей в Камско-Бельском авлакогене представлен отложениями кыргинской серии, объединяющей актанышскую, можаровскую⁵, калтасинскую и надеждинскую свиты (Романов, Ишерская, 1998, 2001). Наиболее полные разрезы серии вскрыты глубокими параметрическими скважинами в северо-западной части Камско-Бельского авлакогена (Ожиганова, 1983; Ишерская, Романов, 1993; Романов, Ишерская, 1998, 2001; Маслов, Ишерская, 1998). Актанышская свита залегает здесь непосредственно на глубоко размытых породах кристаллического фундамента. В нижней части (азякульская подсвита) она сложена серыми и розовато-серыми, преимущественно мелко- и среднезернистыми, редко крупнозернистыми, кварцевыми песчаниками. Выше (норкинская подсвита) залегает толща грубо- и тонкопереслаивающихся преимущественно темноцветных глинистых сланцев и алевролитов с прослоями мелко- и среднезернистых полевошпатовых кварцевых и аркозовых песчаников и песчанистых доломитов. Мощность отложений актанышской свиты в скв. 20005 и 183 Мензелино-Актаныш составляет соответственно 1120 и 692 м. Изотопный возраст минералогически неизученного глауконита (К-Аг метод) из песчаников этой свиты в

скв. 203 Мензелино-Актаныш составляет 1542 ± 18 млн лет, а в скв. 3 Буроево он равен 1520–1425 млн лет (Стратотип рифея..., 1983). Аргиллиты актанышской свиты имеют изотопный возраст от 1482 ± 15 до 1408 ± 14 млн лет (Rb-Sr метод, фракция менее 0.001 мм; Горожанин, 1983). Можаровская свита в центральной части Камско-Бельской впадины залегает на породах актанышской свиты. В западных и северных районах прогиба отложения данного уровня несогласно перекрывают породы кристаллического фундамента. В нижней части свита представлена преимущественно красноцветными кварц-полевошпатовыми песчаниками и гравелитами с линзами мелкогалечниковых конгломератов (ротковская подсвита), в верхней (минаевская подсвита) – преобладают алевролиты и доломиты с прослоями песчанистых доломитов и доломитовых мергелей. Мощность свиты варьирует от 50–90 до 740–860 м. К-Аг возраст минералогически неизученного глауконита из отложений можаровской свиты, вскрытых скв. 191 Урус-Тамак, составляет 1334–1358 млн лет (Стратотип рифея..., 1983). Калтасинская свита (60–3000 м) представлена различными типами карбонатных пород при подчиненной роли терригенных разностей. Нижняя ее граница согласная и постепенная; верхняя, как правило, эрозивная: отложения калтасинской свиты трансгрессивно перекрыты либо породами надеждинской свиты нижнего рифея, либо более молодыми, вплоть до палеозойских, комплексами (Ишерская, Романов, 1993). Максимальная мощность отложений калтасинского уровня достигает 3000–3500 м (Фролович, 1980; Ишерская, Романов, 1993; Маслов, Ишерская, 1998). По данным Г.А. Казакова с соавторами (1967; Стратотип рифея..., 1983), изотопный возраст глауконита из пород калтасинской свиты составляет 1470–1490 млн лет (К-Аг метод). Завершающая разрез кыргинской серии надеждинская свита (150–730 м) объединяет пестроцветные песчаники, алевролиты, глинистые

⁵ Актанышская и можаровская свиты выделены М.В. Ишерской и В.А. Романовым вместо прикамской (подробнее см.: Романов, Ишерская, 2001), однако при рассмотрении геохимических особенностей тонкозернистых терригенных пород далее мы будем оперировать термином «прикамская свита», включая в нее все терригенные докалтасинские образования Камско-Бельского авлакогена.

Эонотема	Эратема	Серия	Свита	Возраст, млн лет	Литология	Мощность, м
Рифей	Верхний	Абдулинская	Шиханская		Пестроцветные глинистые и строматолитовые известняки, доломиты, мергели	0–360
			Приотовская	843–896*	Пестроцветные глинистые сланцы, алевролиты, мергели, доломиты, песчаники	76–676
			Леонидовская		Пестро- и сероцветные песчаники кварцевые с каолинитовым цементом	57–1300
			Усинская		Пестро- и сероцветные песчаники аркозовые и полевошпат-кварцевые, алевролиты и аргиллиты	45–400
	Средний	Серафимовская	Ольховская	1138–1120***	Внизу – темноцветные алевролиты и глинистые сланцы (акбердинский горизонт), вверху – пестроцветные аргиллиты, мергели, алевролиты, глинистые сланцы и доломиты	340–840
			Тукаевская	< 936*** 1250–1275* 1270****	Пестроцветные аркозовые и полевошпат-кварцевые песчаники, глинистые сланцы и алевролиты	До 630
	Нижний	Кыргинская	Надеждинская	1366±6* ~ 1370***	Пестроцветные песчаники, алевролиты, глинистые сланцы с прослоями гравелитов и конгломератов, глинистые доломиты и мергели	150–730
			Калтасинская	1470–1490*	Долomitы, доломитистые известняки, известняки, глинистые сланцы, мелкозернистые алевролиты	60–3000
			Прикамская (актанышская и можаровская)	1334–1358* 1480–1410** 1542±18*	Конгломераты, гравелиты, песчаники аркозовые, полевошпат-кварцевые и кварцевые, серые и розовато-серые, алевролиты, глинистые сланцы, песчаные доломиты и доломитовые мергели	1500–1900

Рис. 3. Сводная стратиграфическая колонка отложений рифея Камско-Бельского авлакогена.

* – датировки минералогически неизученного глауконита (К-Аг метод); ** – возраст раннедиагенетического (?) иллита (Rb-Sr метод); *** – датировки прорывающих габбро-диабазов (К-Аг метод); **** – возраст серицита (К-Аг метод). Серым цветом выделены интервалы преимущественного развития карбонатных пород

сланцы с прослоями гравелитов и конгломератов; в верхней ее части преобладают тонкозернистые терригенные и карбонатно-терригенные отложения. Породы надеждинской свиты прорваны габбро-диабазами, изотопный К-Аг возраст которых составляет порядка 1370 млн лет (Стратотип рифея..., 1983). Аутигенный глауконит из отложений данного уровня имеет возраст 1366 ± 6 млн лет (К-Аг метод; Стратотип рифея..., 1983).

Актанышская и можаровская свиты кыргинской серии сопоставляются с айской свитой типового разреза рифея, калтасинская свита – с саткинской (Стратотип рифея..., 1983; Ишерская, Романов, 1993; Маслов, Ишерская, 1998). Отложения надеждинской свиты соответствуют либо бакальской, либо машакской свитам (Романов, Ишерская, 1994); последнее возможно, если считать, что калтасинская свита синхронна с образованиями всего послеайского интервала бурзянской серии.

Среднерифейские образования (серафимовская серия) залегают на отложениях нижнего рифея трансгрессивно и представлены тукаевской и ольховской свитами⁶ (Ишерская, Романов, 1993; Романов, Ишерская, 1994; Маслов, Ишерская, 1998). Наиболее полные разрезы серии известны в осевой зоне Предуральяского прогиба – от окрестностей пос. Куш-Куль до г. Ишимбай. Тукаевская свита (мощность до 630 м) объединяет преимущественно пестроцветные аркозовые и близкие к ним по составу песчаники; глинистые сланцы и алевролиты играют в разрезах свиты подчиненную роль. Глауконит из песчаников свиты имеет К-Аг возраст 1253 ± 20 и 1274 ± 12 млн лет (Ишерская, Романов, 1993; Маслов, Ишерская, 1998). По данным М.А. Гаррис с соавторами (1964), он варьирует от 1290 до 1336 млн лет. Изотопный возраст серицита из пород рассматриваемого уровня составляет, по данным Б.Б. Зайдиса (1973), порядка 1270 млн лет (К-Аг метод). Максимальный К-Аг возраст (по породе в целом) габбро-диабазов, рвущих отложения тукаевской свиты, не превышает 936 млн лет (Романов,

Ишерская, 1998). Ольховская свита (340–840 м) представлена в верхней части пестроцветными аргиллитами, мергелями, алевролитами и доломитами. Нижняя ее часть, сложенная темноцветными алевролитами и глинистыми сланцами, выделяется под названием акбердинского горизонта (или свиты) (Андреев и др., 1981; Стратотип рифея..., 1983). К-Аг возраст даек габбро-диабазов, секущих отложения ольховской свиты, варьирует от 1138 до 1120 млн лет (Стратотип рифея..., 1983; Романов, Ишерская, 1998).

По совокупности данных тукаевская свита Камско-Бельского авлакогена соответствует зигальгинскому уровню Южного Урала, а верхняя часть ольховской сопоставляется с авзянской свитой (Романов, Ишерская, 1994; Маслов, Ишерская, 1998; Маслов, 2000); акбердинский горизонт, по мнению большинства исследователей, коррелируется с зигазино-комаровским уровнем типового разреза рифея.

Верхнерифейская абдулинская серия (усинская, леонидовская, приютовская и шиханская свиты) залегает с размывом на средне- и нижнерифейских отложениях, а в ряде мест перекрывает кристаллический фундамент. Ее верхняя граница почти повсеместно определяется предвендским размывом, в связи с чем верхнерифейские образования сохранились только в центральных и восточных районах Камско-Бельского авлакогена, в Предуральском прогибе и на северном борту Серноводско-Абдулинского авлакогена (Маслов, Ишерская, 1998). Усинская свита (мощность от 45 до 400 м и более) сложена пестро- и сероцветными полевошпат-кварцевыми и аркозовыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами. Леонидовская свита (мощность от 57 до 1300 м и более) представлена пестро- и сероцветными кварцевыми песчаниками с каолиновым цементом. Приютовская свита (от 76 до 676 м) объединяет пестроцветные глинистые сланцы, алевролиты, мергели, доломиты, песчаники и терригенно-карбонатные породы. Изотопный возраст ми-

⁶ В последние годы указанные названия изменены В.А. Романовым и М.В. Ишерской (1997, 2001), соответственно, на новокипчакскую и демскую.

минералогически неизученного глауконита, отобранного из песчаников приутовской свиты, варьирует в пределах 843–896 млн лет (Стратотип рифея..., 1983). Шиханская свита (мощность от 0 до 360 м) представлена серо-, зелено- и красноцветными глинистыми и строматолитовыми известняками (преобладают), доломитами, мергелями и др.

Усинская свита Камско-Бельского авлакогена по комплексу признаков, в том числе и по данным интерпретации временных сейсмопрофилей, хорошо сопоставляется с бирьянско-нугушским уровнем типового разреза верхнего рифея, леонидовская свита – с лемезинской подсвитой зильмердакской свиты, приутовская свита соответствует бедерышинской подсвите той же свиты, и шиханская параллелизуется с катавской (Рабочая схема..., 1981; Ишерская, Романов, 1993; Романов, Ишерская, 1994, 2001; Маслов, Ишерская, 1998; Стратиграфическая схема..., 2000). Более молодые, нежели шиханская свита, образования в Камско-Бельском авлакогене отсутствуют.

К верхнему венду на территории платформенной Башкирии (Шкапово-Шиханская впадина) принадлежат отложения каировской и шкаповской серий, объединяющих, соответственно, байкибашевскую и старопетровскую, салиховскую и карлинскую свиты (Стратиграфическая схема..., 2000). Байкибашевская свита представлена зеленовато- и розовато-серыми и коричневыми неравнозернистыми полимиктовыми и кварц-полевошпатовыми песчаниками, содержащими примесь гравийно-галечникового материала и подчиненные прослои алевролитов и аргиллитов. Мощность свиты варьирует от 0 до 130 м. Старопетровская свита (80–300–400 м) сложена зеленовато-серыми аргиллитами с прослоями и микропрослойками светло-серых алевролитов, шоколадно-коричневых аргиллитов и, реже, серых полимиктовых мелкозернистых песчаников. К-Ar возраст пепловых туфов, известных в разрезах старопетровской свиты, составляет порядка 595 млн лет, а изотопный возраст (К-Ar метод) минералогически неизученного глауконита оценивается примерно в 580 млн лет (Аксенов и др., 1978; Стратотип рифея..., 1983). Салиховская свита включает красно-бурые, корич-

невые и, в нижней части, зеленовато-серые преимущественно мелкозернистые полимиктовые песчаники и алевролиты, среди которых отмечаются прослои красноцветных аргиллитов. Мощность свиты колеблется от 100 до 450 м. Карлинская свита по составу слагающих ее пород близка к старопетровской свите. В наиболее полных разрезах ее мощность составляет порядка 600 м (Стратотип рифея..., 1983; Стратиграфическая схема..., 2000).

Сибирский гипостратотип рифея *Учуро-Майского региона* (Учуро-Майская плита и Юдомо-Майский прогиб) (рис. 4) объединяет учурскую, аймчанскую, керпыльскую, лахандинскую и уйскую серии (рис. 5). Учурская серия отвечает нижнему рифею, аймчанская и керпыльская принадлежат среднему рифею, а лахандинская и уйская – верхнему (Семихатов, Серебряков, 1983).

Учурская серия объединяет в Учурской впадине гонамскую, омахтинскую и эннинскую, а в пределах Юдомо-Майского прогиба – трехгорную и димскую свиты (Семихатов, Серебряков, 1983; Шенфиль, 1991). Анализ геохимических параметров тонкозернистых терригенных пород проводится нами далее только для отложений Юдомо-Майского прогиба, так как интракратонные осадочные последовательности Учурской впадины недостаточно изучены геохимически; соответственно с этим ниже приведена краткая характеристика отложений только трехгорной и димской свит. Трехгорная свита (~ 1200 м) представлена песчаниками, алевролитами и глинистыми сланцами с прослоями доломитов и известняков, в том числе строматолитовых и онколитовых. Димская свита (1800–2000 м) слагается глинистыми сланцами, алевролитами и песчаниками с подчиненными им прослоями и пачками доломитов. Начало накопления осадочных последовательностей гипостратотипа рифея оценивается в 1600?–1520 млн лет (Khudoley et al., 2001). По данным В.Ю. Шенфиля (1991), К-Ar возраст минералогически неизученного глауконита из песчаников гонамской свиты Учурской впадины составляет 1450–1520 млн лет, а из пород омахтинской свиты – 1360 млн лет.

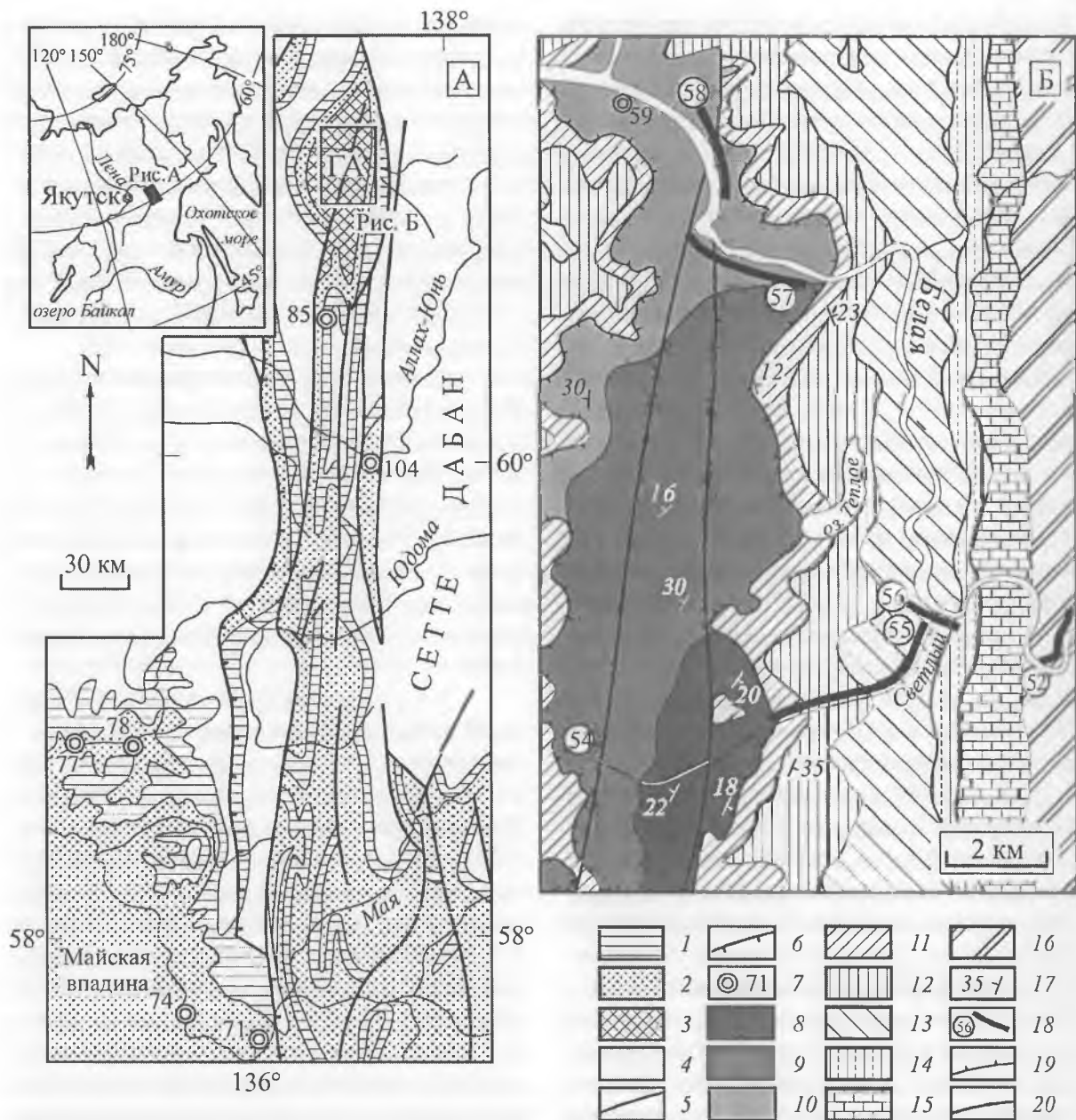


Рис. 4. Схематическая геологическая карта Учуро-Майского региона и положение изученных разрезов. А – карта распространения рифейских и вендских отложений Учуро-Майского региона: 1 – венд; 2 – средний и верхний рифей, 3 – нижний рифей; 4 – фанерозой; 5 – основные разломы; 6 – Нельканский краевой шов Сибирской платформы; 7 – места расположения и номера разрезов. Б – схема геологического строения Горностаховского антиклинария: 8–10 – нижний рифей, свиты: 8 – пионерская, 9 – трехгорная, 10 – димская; 11–15 – средний рифей, свиты: 11 – талынская, 12 – светлинская, 13 – тоттинская, 14 – малгинская, 15 – ципандинская; 16 – верхний рифей, лахандинская серия; 17 – элементы залегаания; 18 – расположение разрезов и их номера; 19 – несогласное залегаание; 20 – разломы

Аимчанская серия включает талынскую и светлинскую свиты. Талынская (750–1200 м) объединяет пакеты и пачки неравномерного переслаивания песчаников, алевролитов и глинистых сланцев. К-Аг возраст минералогически неизученного глауконита из песчаников данного уровня составляет 1210–1230 млн лет (Казаков, Кнорре, 1973; Семихатов и др., 1973; Шенфильд, 1991). Светлинская свита (500–1100 м) сложена

преимущественно доломитами, в том числе и строматолитовыми; подчиненную роль в ее разрезах играют низкоуглеродистые алевролиты и глинистые сланцы.

Керпыльская серия объединяет тоттинскую, малгинскую и цыпандинскую свиты. Тоттинская свита (600–900 м) представлена глауконито-кварцевыми алевролитами, песчаниками и глинистыми сланцами. К-Аг возраст минералогически неизученного гла-

Эквивалент	Этапы	Серия	Света	Возраст, млн лет	Литология	Мощность, м
Рифей	Верхний	Уйская	Усть-кирбинская	940****	Алевролиты, аргиллиты и песчаники	500–3500
			Кандыкская		Песчаники, алевролиты и аргиллиты	900–2000
		Лахандинская	Игниканская		Строматолитовые известняки и доломиты и обломочные их разновидности	300–330
			Неруенская	1025***	Аргиллиты, известняки и доломиты, в том числе строматолитовые	650–700
	Средний	Керпыльская	Цыпандинская		Доломиты, в том числе строматолитовые и битуминозные	300–500
			Малгинская		Известняки, в том числе строматолитовые и битуминозные	300–470
			Тотгинская	1300*– 1170– 1070**	Алевролиты, песчаники, глинистые сланцы	600–900
		Аимчанская	Светлинская		Доломиты, в том числе строматолитовые, низкоуглеродистые алевролиты, глинистые сланцы	500–1100
			Талынская	1230– 1210**	Песчаники, алевролиты, глинистые сланцы	750–1200
		Нижний	Димская		Глинистые сланцы, алевролиты и песчаники с подчиненными им прослоями и пачками доломитов	1800–2000
			Трехгорная	1600–1520*	Песчаники, алевролиты и глинистые сланцы с прослоями доломитов и известняков, в том числе строматолитовых и онколитовых	~1200

Рис. 5. Сводная стратиграфическая колонка отложений рифея Учуро-Майского региона.

* – U-Pb возраст обломочных цирконов; ** – K-Ar метод по глаукониту, валовые пробы; *** – возраст раннего диагенеза карбонатных пород (Pb-Pb метод); **** – возраст бадделсита из силлов (U-Pb метод).

Серым цветом выделены интервалы преимущественного развития карбонатных пород

уконита из тоттинской свиты варьирует от 1170 до 1070 млн лет (Шенфиль, 1991), тогда как возраст наиболее молодой ассоциации обломочных цирконов равен 1300 ± 50 млн лет (Худолей и др., 1999; Khudoley et al., 2001). Малгинская свита (300–470 м) сложена в основном известняками (1043 ± 14 млн лет, Pb-Pb метод; Овчинникова и др., 2001), среди которых наблюдаются как строматолитовые, так и битуминозные разности. Хемостратиграфические данные позволяют предполагать, что малгинская свита моложе 1250 млн лет (Bartley et al., 2001). В разрезах цыпандинской свиты (300–500 м) преобладают доломиты, в том числе битуминозные.

Лахандинская серия включает две свиты – неруенскую и игниканскую. Неруенская (650–700 м) сложена аргиллитами, известняками (1025 ± 40 млн лет, Pb-Pb метод (Семихатов и др., 2000) и доломитами. В разрезах игниканской свиты (300–330 м) преобладают строматолитовые известняки и доломиты, глинистые сланцы и аргиллиты играют здесь сугубо подчиненную роль.

Завершает разрез верхнего рифея в Учуро-Майском регионе уйская серия, в состав которой входят кандыкская и усть-кирбинская свиты. Кандыкская (900–2000 м) представлена неравномерным чередованием песчаников, алевролитов и аргиллитов. В разрезах усть-кирбинской свиты (500–3500 м) также преобладают алюмосиликокластические породы. Проявления основного магматизма, синхронные времени накопления отложений нижней части уйской серии, имеют возраст 1000–975 млн лет (бадделеит, U-Pb метод; Khudoley et al., 2001). Возраст наиболее молодой ассоциации обломочных цирконов из пород нижней части серии составляет 1057 ± 28 млн лет (U-Pb метод; Rainbird et al., 1998).

К венду в Учуро-Майском регионе принадлежит юдомская серия (Семихатов

и др., 1970; Семихатов, Серебряков, 1983). В бассейне рек Юдомы и Май (Майская плита) она объединяет отложения аимской и усть-юдомской свит⁷. Аимская свита в типовых разрезах (р. Юдома, урочище Нууча-лах) объединяет кварцевые песчаники, алевролиты и аргиллиты, а также светло-серые плитчатые доломиты. На западной окраине Учуро-Майской плиты в нижней части свиты залегают кварцевые и полевошпат-кварцевые песчаники с прослоями и линзами гравелитов, а в верхней преобладают серые и коричневатые-серые тонкоплитчатые доломиты, в том числе песчанистые, строматолитовые и микрофитолитовые. Усть-юдомская свита складывается мелкозернистыми кварц-глауконитовыми песчаниками, онколитовыми и катаграфиевыми доломитами, а также песчанистыми и строматолитовыми их разностями; в верхней ее части присутствуют светло-серые мелкозернистые доломиты (Семихатов, Серебряков, 1983). Возраст раннего диагенеза карбонатов усть-юдомской свиты составляет, по данным U-Pb метода, 553 ± 23 млн лет (Овчинникова и др., 2003).

На территории *Енисейского кряжа* позднедокембрийские отложения наиболее широко представлены в Заангарье (рис. 6), где их мощность составляет не менее 10–13 км (Семихатов, 1962, 1974; Постельников, 1980; Геология и металлогения ..., 1985; Шенфиль, 1991; Хабаров, 1994; Легенда Енисейской ..., 1998). Характерная черта рифейских отложений – отчетливо выраженная цикличность (Постельников, 1984), послужившая основанием для расчленения разреза на ряд серий (снизу вверх): сухопитскую, тунгусикскую, верхневороговскую и чингасанскую (рис. 7).

Присутствие нижнерифейских отложений в пределах кряжа дискуссионно (Семихатов, 1962, 1974; Рифейские отложения ...,

⁷ Как указано В.Н. Сергеевым (2006), в наиболее мощных разрезах юдомской серии на восточном крыле Горностахской антиклинали выделяется пять свит: начарская, яланская, малская, токурская и сытыгинская. Четыре нижние отвечают юкандинской свите в понимании А.В. Мезенцева с соавторами (1978), а сытыгинская сопоставляется с сарданинской свитой тех же авторов. Юкандинская свита сложена песчаниками, песчанистыми и слабоокремненными доломитами и доломитистыми известняками с прослоями глинистых и микрофитолитовых разностей. Мощность юкандинской свиты варьирует от 50 до 260 м. Сарданинская свита объединяет кварцевые песчаники, известковистые доломиты, глинистые сланцы и петроцветные аргиллиты, глинистые доломиты и мергели. Мощность свиты составляет порядка 150 м (Старников и др., 1983).

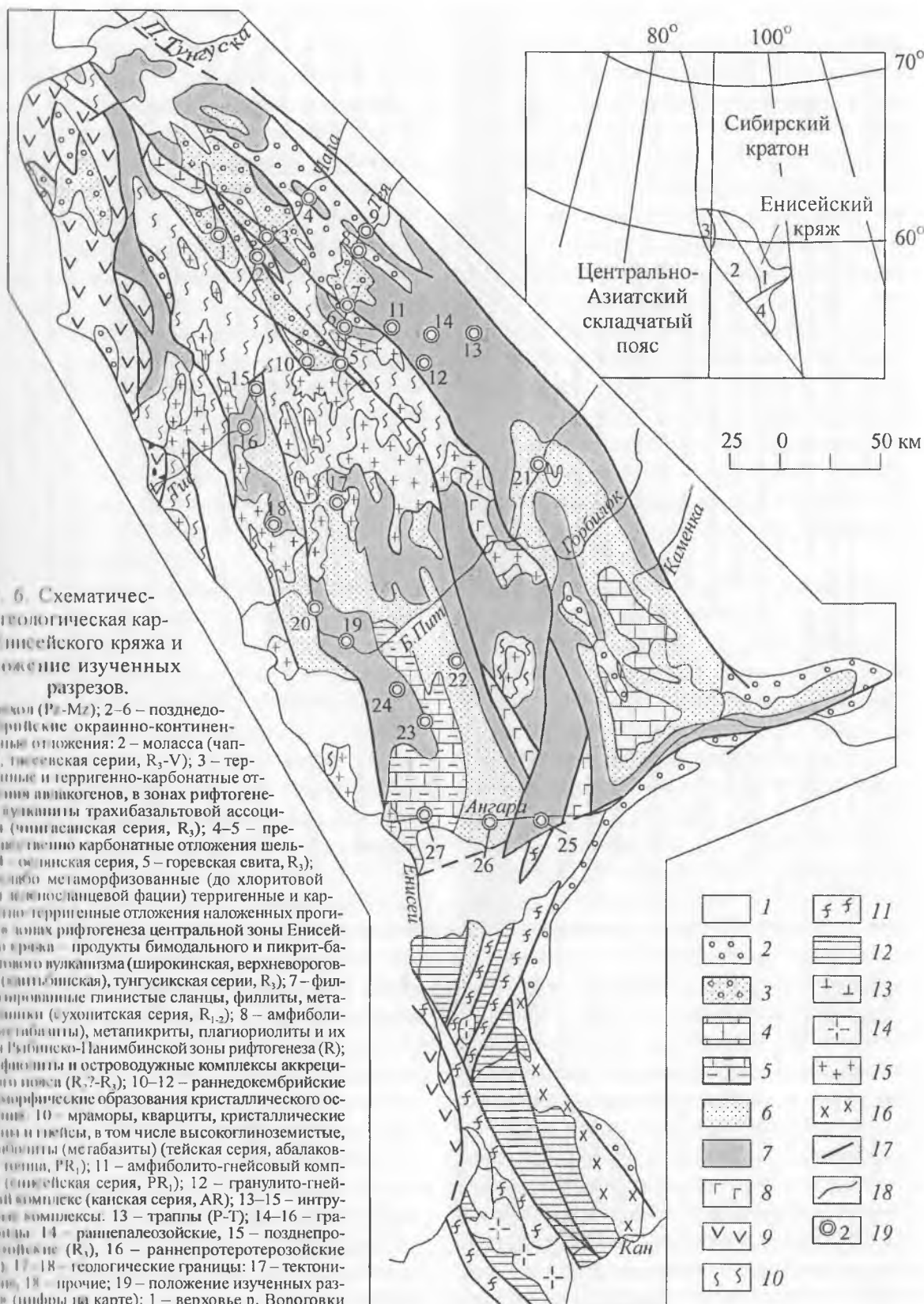


Рис. 6. Схематическая геологическая карта Енисейского кряжа и положение изученных разрезов.

1 – чехол (Р₁-М₂); 2–6 – позднемезозойские окраинно-континентальные отложения: 2 – моласса (чапачская, тисовская серии, R₃-V); 3 – терригенные и терригенно-карбонатные отложения палеогенов, в зонах рифтогенеза – вулканиты трахибазальтовой ассоциации (чингисская серия, R₃); 4–5 – преимущественно карбонатные отложения шельфа (4 – оленевская свита, R₃); 6 – слабо метаморфизованные (до хлоритовой и эпидиотитовой фации) терригенные и карбонатные отложения наложенных прогибов, в зонах рифтогенеза центральной зоны Енисейского кряжа – продукты бимодального и пикрит-базальтового вулканизма (широкинская, верхневороговская (вантинская), тунгусская серии, R₃); 7 – филитизированные глинистые сланцы, филиты, метатерригенники (сухонитская серия, R₃); 8 – амфиболиты (метабазиты), метапикриты, плагиориолиты и их аналоги Рыбинско-Панинбинской зоны рифтогенеза (R); 9 – офиолиты и островодужные комплексы аккреционного пояса (R₃-R₄); 10–12 – раннедокембрийские метаморфические образования кристаллического основания: 10 – мраморы, кварциты, кристаллические сланцы и гнейсы, в том числе высокоглиноземистые, метабазиты (метабазиты) (тейская серия, абалаковская группа, PR₁); 11 – амфиболито-гнейсовый комплекс (енисейская серия, PR₁); 12 – гранулитогнейсовый комплекс (канская серия, AR); 13–15 – интрузивные комплексы: 13 – траппы (P-T); 14–16 – гранитоиды: 14 – раннепалеозойские, 15 – позднепротерозойские (R₁), 16 – раннепротерозойские (PR₁); 17–18 – геологические границы: 17 – тектонические, 18 – прочие; 19 – положение изученных разрезов (цифры на карте): 1 – верховье р. Вороговки (левобережья р. Оленьей); 2 – р. Чапа, приречная часть р. Девятки; 3 – р. Чапа (между устьями рр. Б. Алмаканана и Чивиды); 4 – р. Чапа, в районе руч. Таженого; 5 – р. Тея, в районе устья р. Курепы; 6 – р. Тея, между устьями ручьев Березового и Лопатинского; 7 – р. Тея, в районе пос. Тея; 8 – р. Тея, в районе устья р. Ожирной и ручья Таженого; 9 – р. Тея, приустьевая часть ручья Березового, ручей Подъем; 10 – р. Уволга, ниже устья р. Подъема; 11 – участок у пос. Северо-Енисейского; 12 – район золоторудного месторождения Перевальнинского; 13 – верховье р. Корды; 14 – верховье р. Вангаш (руч. Олонакон); 15 – верховье р. Тис; 16 – р. Тис, ниже и выше устья р. Мокрой Летней; 17 – верховье р. Левая Кия; 18 – р. Кия, выше устья р. Северной, ниже устья р. Левая Кия; 19 – р. Большой Пит, выше устья р. Каменки, ниже устья р. Сух. Пит; 20 – р. Бол. Пит, ниже устья р. Гремиха; 21 – верховье р. Бол. Пит; 22 – р. Сух. Пит, верховье р. Джиндыглы; 23 – р. Сух. Пит, выше устья р. Огня; 24 – р. Сух. Пит, ниже устья р. Огня; 25 – р. Ангара, выше и ниже устья р. Мурожной; 26 – р. Ангара, между устьями рек Бол. Мурожной и Петрищева; 27 – р. Ангара, выше и ниже о-ва. Погромного, район месторождения Горевского

Эонотема	Эратема	Серия	Возраст, млн лет	Подсерия, свита	Литология	Мощность, м
Рифей	Верхний	Чингасанская	703±4** 695±6****	Чивидинская	Песчаники, алевролиты, аргиллиты, микститы, доломиты, трахибазальты, андезито-базальты и их туфы	400–700
			~ 740****	Карьерная	Кварцитовидные песчаники, алевролиты, аргиллиты, глинистые известняки	до 800
				Лопатинская	Конгломераты, песчаники, гравелиты, алевролиты, доломиты, аргиллиты	до 1500
		Верхне-вороговская (каитьбинская)		Водораздельнинская	Глинистые сланцы, алевролиты, песчаники, базальтовые, андезибазальтовые порфириды	1200–1450
			717±15*	Оленьинская (степановская, конкинская)	Песчаники, конгломераты, алевросланцы туфогенные, пестроцветные	250–400
			753±6*	Ковригинская	Песчаники, гравелиты, конгломераты, алевросланцы, кислые и основные метавулканиды	400–700
		Тунгусикская		Свита Серого ключа	Известняки строматолитовые, известково-глинистые сланцы, алевросланцы	до 500
			~ 900	Шунтарская	Аргиллиты, низкоуглеродистые глинистые сланцы, алевролиты, глинистые известняки	500–1000
			~ 1000****	Потоскуйская	Глинистые сланцы, алевролиты, песчаники	800–1800
				Сосновская	Известняки, доломиты, песчаники, глинистые сланцы, туфогенные породы	250–600
	Нижний-средний	Сухопитская	1100****	Погорюйская	Глинистые сланцы, алевролиты, кварцитовидные песчаники	600–1500
			~ 1250	Удерейская	Глинистые сланцы, алевролиты, песчаники, известняки	800–1500
			~ 1320	Горбилокская	Зеленые сланцы с магнетитом, доломиты, известняки	500–1000
			~ 1450	Кординская	Слюдяные сланцы, филлитизированные сланцы, кварциты, кристаллические известняки, метавулканиды, гравелиты, конгломераты	1300–1600

Рис. 7. Сводная стратиграфическая колонка отложений рифея Енисейского кряжа (центральная и восточная зоны).

* – U-Pb метод по циркону, SHRIMP-II; ** – Ar-Ar метод, по мономинеральным фракциям биотита и *** – титан-авгита; **** – датировки минералогически неизученного глауконита. Отложения сухопитской серии прорываются гранитоидами Каламинского и Тейского массивов с U-Pb возрастом 880–860 млн лет, а тунгусикской серии – гранитами глушихинского комплекса (Глушихинский, Лендахский массивы) с U-Pb возрастом 730–750 млн лет. При обосновании возраста сухопитской и тунгусикской серий учтены также данные по хемотратиграфии и корреляции с рифейскими отложениями Байkitской антеклизы.

Серым цветом выделены интервалы преимущественного развития карбонатных пород

1973; Постельников, 1980; Постельников, Мусеилов, 1992; Петров, 1982; Шенфиль, 1991; Хабаров, 1994). В публикациях последних лет к раннему рифею относится только кординская свита сухопитской серии, все более высокие подразделения названной серии рассматриваются как среднерифейские образования. Это в определенной мере подтверждается данными по изотопному составу углерода в карбонатных породах тунгусикской, тунгусикской и ослянской серий восточной части Енисейского кряжа (Хабаров и др., 1999), а также корреляцией с отложениями центральной части кряжа и нефтеносными отложениями Байкитской антеклизы. Возраст последних на основании хемотастиграфических построений, Ar-Ar и K-Ar данных оценивается от 1500–1450 до 1000–950 млн лет (Хабаров и др., 2002; Хабаров, 2005).

Кординская свита (1300–1600 м) сухопитской серии сложена преимущественно филлитизированными биотитсодержащими сланцами, подчиненную роль в ее разрезах играют кварциты, кристаллические известняки, метавулканыты, гравелиты и конгломераты, развитые в нижней части. Горбино-Тейская свита (500–1000 м) представлена темными сланцами с магнетитом, включающими горизонты метатифов основного состава. Удережская свита (800–1500 м) объединяет филлитизированные глинистые сланцы, подчиненную роль в ее разрезах играют прослои алевролитов, песчаников и линзы известняков. Погорюйская свита (500–1500 м) сложена кварцитовидными песчаниками и алевролитами. K-Ar возраст минералогически неизученного глауконита из песчаников погорюйской свиты составляет порядка 1100 млн лет (Шенфиль, 1991). Завершающая разрез сухопитской серии соляно-Тейская свита (250–600 м) представлена известняками, доломитами, песчаниками, глинистыми сланцами и туфогенными породами. Гранитоиды Тейского и Каламинского массивов, прорывающие отложения туфовой и нижних свит сухопитской серий, имеют возраст 866–875 млн лет (циркон, U-Pb метод; Ножкин и др., 1999; Верниковская и др., 2004).

Тунгусикская серия в центральной части Енисейского кряжа объединяет пото-

скупскую, шунтарскую и свиту Серого ключа. Первая из них включает глинистые сланцы, алевролиты и песчаники (800–1800 м). K-Ar возраст минералогически неизученного глауконита из коррелируемой с ней красной свиты равен 1007 ± 15 млн лет (Шенфиль, 1991). Шунтарская свита сложена аргиллитами, низкоуглеродистыми глинистыми сланцами, алевролитами и глинистыми известняками. Мощность ее варьирует от 500 до 1000 м. Свита Серого ключа (до 500 м) представлена известняками, в том числе строматолитовыми, известково-глинистыми сланцами и алевросланцами. K-Ar возраст минералогически неизученного глауконита из песчаников джурской свиты (восточная зона Енисейского кряжа), сопоставляемой примерно с низами шунтарской свиты, составляет 924 ± 40 млн лет (Шенфиль, 1991).

Верхневороговская серия включает ковригинскую, оленьинскую (конкинскую, степановскую) и водораздельнинскую свиты. В состав ковригинской свиты (400–700 м) входят песчаники, гравелиты, конгломераты, алевросланцы, кислые и основные метавулканыты. Возраст цирконов из кварцевых риолит-порфиров ковригинской свиты составляет 753 ± 6 млн лет (U-Pb метод, SHRIMP-II; Ножкин и др., 2006). Оленьинская свита (250–400 м) представлена песчаниками, конгломератами и туфогенными пестроцветными алевросланцами. С верхневороговской серией коррелируются вулканогенно-осадочные образования каитьбинской серии (глушихинский комплекс), объединяемые в конкинскую и степановскую свиты. Конкинская свита представлена песчаниками, алевролитами, гравелитами, конгломератами, включающими линзы известняков, горизонты базальтов, риолитов и их туфов и туфокластитов. Мощность 800 м. Степановская свита сложена филлитизированными глинистыми, черными углеродистыми и хлоритоидными сланцами, алевросланцами, полевошпат-кварцевыми и олигомиктовыми песчаниками, включающими пачки доломитов, водораслевых и строматолитовых известняков, мощность свиты 950–1400 м. Вулканогенно-осадочные образования конкинской и степановской свит прорваны гранитами Глушихинского масси-

ва с U-Pb возрастом цирконов 731 ± 5 млн лет (Верниковский, Верниковская, 2006). Кварцевые фельзит-порфиры верхних горизонтов глушихинской серии имеют U-Pb возраст 717 ± 15 млн лет (циркон, SHRIMP-II (Обновленные схемы ..., 2007), что в пределах ошибки близко возрасту глушихинских гранитов. Лейкограниты Лендахского массива, секущие в том числе и отложения тунгусикской серии, имеют возраст 749–744 млн лет (Верниковская и др., 2003). Водораздельнинская свита (1200–1450 м) сложена глинистыми сланцами, алевролитами, песчаниками, а также зеленокаменно-измененными базальтами, лейкобазальтами и андезито-базальтами.

Чингасанская серия объединяет лопатинскую, карьерную и чивидинскую свиты. Лопатинская (до 1500 м) сложена пестроцветными конгломератами, песчаниками, гравелитами, алевролитами и аргиллитами; подчиненную роль в ее разрезах играют доломиты. Карьерная (до 800 м) представлена кварцитовидными песчаниками, алевролитами, аргиллитами и глинистыми известняками. Чивидинская свита (400–700 м) сложена песчаниками, алевролитами, аргиллитами, тиллитоподобными породами (микститамы), доломитами, трахибазальтами, трахиандезито-базальтами, трахитами и их туфами. Ar-Ar возраст био-

тита и титан-авгита из субщелочных базальтоидов свиты составляет соответственно 703 ± 4 и 695 ± 6 млн лет (Ножкин, Постников, 2006; Ножкин и др., 2007а). С чингасанской серией (Легенда Енисейской..., 1998) условно коррелируются отложения широкинской серии, развитые в междуречье Бол. Пита–Ангарты. В составе серии выделяется две свиты – горевская и сухохребтинская. Горевская свита образована известняками, глинистыми, доломитистыми и углеродистыми их разновидностями. В нижней части известняки содержат прослои углеродистых карбонатно-глинистых сланцев и колчеданно-полиметаллическое оруденение. В основании свиты среди известняков присутствуют линзы песчаников, туфов основного состава, гравелиты, конгломераты. Мощность свиты около 600–700 м. Перекрывающая ее сухохребтинская свита (500–700 м) сложена кварцитовидными олигомиктовыми песчаниками, алевролитами, глинистыми сланцами, лавами и туфами базальтов, трахибазальтов и трахиандезитов. Коррелируемая с карьерной и вышележащей чивидинской свитой горевская свита широкинской серии (Легенда Енисейской..., 1998) прорвана лейкогранитами Стрелковского массива, имеющими U-Pb возраст 717 ± 9 млн лет (Верниковский, Верниковская, 2006).

Глава 2. Основные особенности формирования осадочных мегапоследовательностей позднего докембрия

Прежде чем обратиться к анализу литогеохимических особенностей тонкозернистых терригенных пород различных осадочных мегапоследовательностей рифея, нам представляется целесообразным очень кратко суммировать представления об основных чертах их формирования.

Разрез рифея западного склона *Южного Урала*, как было показано выше, имеет в целом квазициклическое строение и представлен интра- и перикратонными терригенными и карбонатно-терригенными осадочными последовательностями, в составе большинства из которых глинистые сланцы и аргиллиты играют заметную роль.

Взгляды исследователей на обстановки формирования осадочных последовательностей рифея и венда Башкирского мегантиклинория различны. Так, С.Н. Иванов с коллегами (Формирование земной ..., 1986) отрицают существование в рифее и венде к востоку от Урала океана и наличие в позднем докембрии на восточной окраине Восточно-Европейской платформы осадочных комплексов пассивных окраин.

По представлениям Е.Е. Милановского (1988), формирование Урало-Монгольского пояса происходило за счет ограниченной по масштабам деструкции протоантиконтинентальной коры в раннем–среднем рифее, что обусловило появление зон дробления и растяжения коры, сходных по своему строению с авлакогенами.

По данным А.М. Никишина с соавторами (1997), серия предрифейских орогенических фаз спаяла ряд террейнов в гигантский кратон – Балтику. В середине раннего рифея к востоку от Балтики произошло раскрытие океанического бассейна. В середине юрматиния кратон подвергся рифозному сдвигу на восточной и западной периферии. В пределах последней был создан бассейн Гёрнквиста, закрытие которого в конце юрматиния привело к появлению Дальсландского орогена. Последний в начале каратиния спаял Балтику вместе с Лаврентией, Гренландией и, предположительно, Амазо-

нией в суперконтинент Родинию. Позднерифейские Предтиманский и Предуральский окраинно-континентальные бассейны характеризовались чертами пассивной рифтогенной окраины.

По В.С. Суркову с соавторами (1993), в начале рифея в центральной части Лавразии был сформирован мантийный плюм, обусловивший появление сводового поднятия коры и веерообразной системы внутриконтинентальных рифтогенных бассейнов. Рифейские комплексы западного сектора Урала гомологичны, по мнению названных авторов, осадочным последовательностям пассивных окраин молодых океанов. Сходные представления можно найти и в работах А.А. Моссаковского с соавторами (1996) и С.Г. Самыгина (2000).

В.Н. Пучков (2000, 2004) считает, что накопление отложений рифея и венда Башкирского мегантиклинория происходило преимущественно в спокойной тектонической обстановке. Ранее к такому же выводу на основе анализа литогеохимических данных пришли и авторы настоящей работы (Гареев, 1987, 1997; Гареев, Веретенникова, 1987; Гареев, Маслов, 1992; Маслов, Гареев, 1988). Возникновение Уральско-палеоокеана, по мнению В.Н. Пучкова, имело место в ордовике и было обусловлено откльыванием от Балтики крупного массива континентальной коры.

С.Г. Самыгин и С.В. Руженцев (2003) предполагают, что уже в венде или рифее–венде вдоль восточной окраины Восточно-Европейского кратона существовал океанический бассейн, развитие которого с некоторыми перестройками продолжалось и позднее.

По мнению А.В. Сочавы (1995), более высокая петрохимическая зрелость терригенных пород рифея позволяет предполагать относительную стабильность тектонического режима этого времени. В пределах Урала только в венде наблюдается существенная активизация тектонических процессов, маркируемая не только изменением

петрохимических особенностей отложений, но и появлением в разрезах граувакковых ассоциаций флишоидного (турбидитового?) характера (басинская, зиганская, чернокаменская свиты).

Детальные седиментологические и литолого-палеогеографические исследования отложений рифея на территории Башкирского мегантиклинория и расположенной к западу от него Волго-Уральской области показали, что раннерифейские осадочные последовательности выполняли обширную платформенную впадину и представлены грубообломочными континентальными и прибрежно-морскими образованиями, а также осадками умеренно глубоководных зон (Маслов, 1997а, 1997в; Маслов, Ишерская, 1998). Накоплению отложений юрматинской серии предшествовала перестройка структурного плана. В начале среднего рифея на востоке Башкирского мегантиклинория была сформирована относительно узкая рифтовая депрессия, где накопилось до 3000–3500 м вулканогено-осадочных образований. Впоследствии она трансформировалась в широкую надрифтовую впадину, охватившую и прилегающие районы Восточно-Европейского кратона. Вероятно, около 1200 млн лет назад область современного Башкирского мегантиклинория испытала осушение и размыв ранее накопившихся отложений (Маслов, 2001).

В позднем рифее на восточной и северо-восточной периферии Восточно-Европейского кратона сформировался перикратонный прогиб (Маслов, 1997б, 1997в; Маслов и др., 2001, 2002; Maslov, 2004). В начале каратавия в этот прогиб с запада и северо-запада поступала аркозовая кластика, накапливавшаяся в аллювиальных, аллювиально-дельтовых и прибрежно-бассейновых обстановках. Во второй половине зильмердакского времени формируются мелководно-морские терригенные образования, а в катавское время – красноцветные мелководно-морские глинисто-карбонатные отложения. На средних и верхних уровнях каратавия доминируют мелководные алюмосиликокластические и карбонатные осадочные последовательности.

Основными поставщиками обломочного материала почти на всем протяжении

рифея выступал Средневожский мегаблок Восточно-Европейского кратона, сложенный архейскими гранитоидными, габбро-норит-анортозитовыми и осадочно-вулканогенными комплексами, а также раннепротерозойскими осадочно-вулканогенными образованиями, калиевыми гранитоидами и ультраметагенными комплексами, преимущественно кристаллическими породами раннего протерозоя (Богданова, 1986; Докембрийская геология..., 1988; Маслов и др., 2003б, 2004а); только конгломераты машакского уровня сформированы, по-видимому, за счет размыва осадочных и осадочно-метаморфических пород нижнего рифея (Анфимов и др., 1983). Роллы базитов и гипербазитов в этой коре, являвшейся результатом эписвекофеннской кратонизации, была относительно невелика. Во второй половине позднего рифея исходя из данных о распределении в разрезах инзерского уровня крупных литолого-фациальных комплексов и присутствия в восточных разрезах миньярской свиты прослоев кварцевых песчаников существовал, по-видимому, и ограниченный снос алюмосиликокластики с востока (Маслов, 1988, 1997б).

Накопление осадков в рифее происходило в основном в семиаридных обстановках; существенно менее продолжительными были гумидные и субгляциальные эпохи (Гареев, 1989; Маслов и др., 2003а).

Изучение типоморфизма и U-Pb возраста обломочных цирконов (Willner et al., 2003) показало, что песчаники авзянской и зильмердакской свит содержат цирконы из высокометаморфизованных комплексов, гранитов S-типа, а также метамиктные разности. Возраст цирконов варьирует от 1.8 до 2.3 млрд лет. Источником их являлся фундамент Восточно-Европейской платформы (Willner et al., 2003), что подтверждает выводы относительно состава и положения основных источников минерального питания рифейских бассейнов седиментации, полученные на основе анализа петрографических и геохимических материалов (Маслов, 1988; Маслов и др., 2003б; Maslov et al., 1997).

Значительные различия в определении стратиграфического положения тех или

юных толщ в довендском разрезе *Камско-Бельского авлакогена* и характерные для публикаций 1950–1970-х гг. расхождения между исследователями во взглядах на их интерпретацию с эталоном рифея не позволяют корректно использовать для наших целей существенную часть опубликованных ранее литолого-фациальных, палеотектонических и палеогеографических реконструкций, поэтому ниже рассматриваются преимущественно те из них, что увидели свет в последние 15–20 лет.

Рассматривая основные черты истории Русской платформы в рифее, А.А. Клевцова (1971) подчеркнула обусловленность развития восточных ее частей развитием мезозной зоны Южного Урала. По ее представлениям, отложения нижнерифейской вырвинской серии формировались в обширных мелководных пологих впадинах в обстановке замедленных тектонических движений.

По мнению И.Е. Постниковой (1977), в рифее и венде на всей территории Русской платформы и в ее восточных районах существовали зоны континентального и мелководно-морского осадконакопления. Максимум формирования континентальных отложений пришелся на ранний и средний рифей.

Камско-Бельский авлакоген (рифтовая система) был заложен, по представлениям Е.М. Аксенова и Л.Ф. Солонцова (Аксенов и др., 1984; Аксенов, Солонцов, 1986), в начале раннего рифея. На начальных стадиях его развития в пологих впадинах формировались тонкозернистые аллювиальные и первые отложения нижней части прикамской свиты. Во второй половине прикамского времени темпы прогибания и дифференцированные подвижки блоков резко усилились, в области сноса сформировался расчлененный рельеф, что способствовало накоплению преимущественно грубообломочных терригенных образований. Третья стадия (калтасинское время) характеризовалась трансгрессией мелководно-морского бассейна с нарастанием к концу раннего рифея регрессивной тенденции.

Основываясь на более ранних публикациях Р.О. Хачапряна (1979), Т.В. Иванова и соавторами (1993) считают, что, после за-

вершения карельской фазы складчатости, в начале рифея Сарматский щит испытал дробление и на юго-восточной периферии Русской платформы возникла обширная Камско-Бельская впадина грабенного типа. Ее бортами являлись Красноуфимский выступ Башкирского свода, Альметьевский выступ Татарского свода и, на юго-западе, Оренбургский свод. В раннем рифее в юго-восточной части этой впадины был сформирован громадный (до 10–12 км) комплекс осадочных образований (агидельская, прикамская, калтасинская свиты). Наиболее глубоководные отложения формировались здесь в калтасинское время; на этот же отрезок приходится, предположительно, повышенная скорость погружения рассматриваемой территории. В конце раннего рифея в связи с общим дифференцированным поднятием на значительной части территории Камско-Бельского авлакогена нижнерифейские терригенно-карбонатные отложения были в той или иной мере размыты. В среднем рифее на востоке Русской плиты и западном склоне Южного Урала существовал единый бассейн седиментации. Область максимальных мощностей среднерифейских образований была, по-видимому, смещена, по сравнению с положением депозцентра раннего рифея, на восток в среднем на 20–40 км (такие же выводы были сделаны позднее в работах (Маслов, 2000; Маслов, Ишперская, 1998). В позднем рифее, в отличие от предшествующих этапов, на рассматриваемой территории четко вырисовывались две зоны максимальных мощностей: юго-западная, приуроченная к Серноводско-Абдулинскому авлакогену, и юго-восточная, располагавшаяся северо-западнее от него (Иванова и др., 1993). В целом для рифея было характерно достаточно стабильное положение зон максимальных и минимальных мощностей, тяготевших, соответственно, к юго-восточной (приуральской) и северо-западной частям рассматриваемой территории.

Т.В. Белоконь с соавторами (1994, 1995) Камско-Бельский и Серноводско-Абдулинский прогибы рассматривают как единую систему со сложной историей эволюции. В пределах указанных структур верхнерифейские образования имеют значитель-

но меньшее, чем подстилающие комплексы, распространение, что связано как с предвендским и преддевонским размывами, так и с особенностями синседиментационной тектоники. Позднее было отмечено, что областями заложения крупных структур рифея являлись наиболее ослабленные зоны кристаллического фундамента (Белоконь и др., 2001). Скорость осадконакопления на ранних стадиях развития авлакогенов и грабенообразных прогибов (ранний рифей) оценивается названными авторами в 50 м/млн лет и более. Параллельно с интенсивным осадконакоплением происходило становление различных магматических образований ультраосновного и основного состава, прорывающих как нижнерифейские, так и более молодые терригенно-карбонатные последовательности серафимовской и абдулинской серий. Субширотной Орьбаш-Чернушинской зоной, отвечающей приподнятой зоне кристаллического фундамента, Камско-Бельский авлакоген разделен на Камскую (северную) и Бельскую (южную) впадины. Присутствие в последней отложений всех трех седиментационных серий рифея указывает на то, что Бельская впадина развивалась как структура устойчивого прогибания на протяжении всего рифея. В Камской впадине широко распространены лишь нижнерифейские осадочные образования, среднерифейские отложения присутствуют только в южной части этой структуры. Таким образом, уже в среднем рифее названная часть Камско-Бельского авлакогена начинает испытывать значительные восходящие движения, сопровождавшиеся в том числе и разрывом ранее сформированных осадочных последовательностей.

По представлениям Е.В. Лозина (1994), развитие юго-восточного склона Восточно-Европейской платформы в рифее контролировалось процессами формирования ряда региональных микрорифтов, имевших, по видимому, преимущественно субмеридиональную ориентировку (в современных координатах). Эти процессы сопровождались активным магматизмом, появлением трансформных разрывов и интенсивным прогибанием. В раннем рифее полости микрорифтов были заполнены глубоководными осадками значительной (до 8–11 км)

мощности. В среднем рифее микрорифтовые зоны были преобразованы в региональный Хомутовско-Уфимско-Тепляковский прогиб, который унаследованно развивается как в позднем рифее, так и в венде. Формирование микрорифтовых зон, по мнению Е.В. Лозина, происходило циклично. Раннерифейская микрорифтовая зона была практически полностью выполнена осадками уже к концу бурзяния. В начале среднего рифея на территории западного Башкортостана заложился Хомутовско-Уфимский грабенообразный прогиб, заполненный осадочными образованиями серафимовской серии. Развитие позднерифейского Бузатовско-Уфимского грабенообразного прогиба в значительной мере контролировалось процессами в «... зарождавшейся Уральской геосинклинали» (Лозин, 1994, с. 30). По сравнению с Хомутовско-Уфимским прогибом, Бузатовско-Уфимский несколько смещен на запад. Темпы осадконакопления в пределах Камско-Бельского авлакогена были максимальными в раннем рифее и постепенно снижались к концу рифея. Вследствие расширения Татарского и Башкирского сводов к концу рифея уменьшались и общая площадь осадочного бассейна. Рифейский этап рассматривается Е.В. Лозиным в целом как пассивный этап развития континентальной окраины с элементами активной окраины.

По данным В.А. Романова и М.В. Ишеровской (2001), с началом позднего рифея совпала коренная перестройка структурного плана юго-восточной окраины Восточно-Европейской платформы. К концу среднего рифея развитие Камско-Бельского авлакогена в основном завершилось и с началом позднего рифея связано становление Серноводско-Абдулинского авлакогена, выполненного преимущественно отложениями абдулинской серии.

Р.Х. Масагутов (2002) рассматривает процесс формирования Камско-Бельского авлакогена как многостадийный: повторные процессы рифтогенеза в значительной мере усложнили структурный план территории, заложенный в начале раннего рифея, и привели к появлению новых грабеновых прогибов. Предполагается, что уже в раннем рифее Камско-Бельский авлакоген граничил

на востоке с океаническим бассейном, в котором существовала развитая острово-дужная система. В среднем рифее для Кам-ско-Бельского авлакогена было характерно крупноступенчатое строение – западный его борт представлял собой шельфовую зону, восточные районы которой осложнялись серией прогибов, грабенных и ложбин. В позднем рифее области прогибания в авлако-гене заметно сокращаются. Между накоп-лением отложений венда (бужбулакский комплекс) и позднего рифея (абдулинская серия), так же как и на границе среднего и позднего рифея, имели место длительные перерывы.

Терригенные и карбонатно-терриген-ные осадочные последовательности рифея *Учуро-Майского региона* формировались в интра- и перикратонных бассейнах при рез-ком преобладании мелководных отложений (Семихатов, Серебряков, 1983; Подковыров, 2001; Khudoley et al., 2001; Bartley et al., 2001). Как и на восточной периферии Вос-точно-Европейского кратона, в раннем и среднем рифее основными типами седимен-тационных бассейнов были эпикратонные моря с доминированием терригенно-карбо-натных отложений приливно-отливных рав-нин и внутреннего шельфа. В самом начале позднего рифея эпиплатформенный бассейн экстензионировал в умеренно глубоковод-ный рифтогенный прогиб и прекратил своё существование около 940–950 млн лет на-зад. В последующем, на протяжении боль-шей части позднего рифея и начала венда, накопление осадков на рассматриваемой территории не происходило (Подковыров, 2001; Подковыров и др., 2003; Khudoley et al., 2001).

В раннем и среднем рифее в данном регионе существовали интракратонные се-дIMENTационные бассейны, для которых ис-точниками сноса выступали магматические и метаморфические комплексы пород, близ-кие по составу к верхней континентальной коре (УСС), а также протерозойские гра-нодиоритовые массивы (Худолей, 2003). Повышенные значения отношения Zr/Sc в пес-чанниках учурской и керпыльской серий ука-зывают на значительное рециклирование восточных силикокластиков. Области размы-ва выступали как западные по отношению

к Учуро-Майскому региону районы (соб-ственно Сибирская платформа), откуда поступали цирконы с возрастными 2.02–2.06 млрд лет, так и гипотетический вос-точный блок, поставлявший в осадки цирконы с возрастными 2.06–1.82 и 1.55–1.32 млрд лет (цирконы с последними воз-растами в комплексах пород фундамента Сибирской платформы не известны (Розен, 2001; Котов, 2003)).

Локальное распространение в оса-дочных последовательностях раннего и среднего рифея Учуро-Майского региона имеют магматические комплексы основно-го состава (щелочные и толеитовые базаль-ты с высокими содержаниями Ba, K и Pb, пониженными значениями Th, Nb, Sr и ряда других элементов и ϵ_{Nd} порядка -0.1), фиксирующие несколько импульсов риф-тогенеза, имевших место около 1.50, 1.38 и 1.32 млрд лет назад (Подковыров и др., 2001б).

Во время формирования отложений нижней части уйской серии (~ 0.95 –1.00 млрд лет назад) на западе в размыв были вовле-чены магматические и метаморфические породы фундамента, близкие по геохими-ческим характеристикам к протерозойским гранитоидам Алданского щита. Накопление осадочных образований верхней части уй-ской серии происходило за счет разруше-ния несколько менее зрелой коры (кора с доминированием гранодиоритов). Исто-чниками алюмосиликокластики в это время выступали внутрибассейновые поднятия и(или) восточный (?) массив суши. Парал-лельно с накоплением терригенных толщ уйской серии происходило становление мощных силлов и покровов диабазов (Rainbird et al., 1998; Худолей, 2003).

Рифтогенез начала позднего рифея привел в Учуро-Майском регионе к исче-зовению восточного источника сноса и, по-видимому, был связан с формированием крупной рифтовой системы, располагав-шейся к северо-востоку от современного Южного Верхоянья. В дальнейшем, в тече-ние почти всего позднего рифея, на рассмат-риваемой территории происходила деструк-ция континентальной коры.

В последующем, в венде, палеозое и мезозое, восточная периферия Сибирского

кратона развивалась как пассивная рифтогенная окраина (Худoley, 2003; Верниковский, Метелкин, 2004). Анализ U-Pb и U-Th-Pb (SHRIMP) возрастов обломочных цирконов свидетельствует, что в раннеюдомское время главными источниками алюмосиликокластики являлись раннепротерозойские комплексы фундамента Сибирской платформы (Khudoley et al., 2001).

По данным В.И. Сухорукова (2003), на всем протяжении позднего докембрия на рассматриваемой территории существовала пассивная окраина Северо-Азиатского кратона. В конце раннего рифея здесь проявилась эльсонская фаза складчатости, с которой во внутренних районах Верхоянского пояса совпало становление массивов гранитоидов и вывод на дневную поверхность блоков пород основного и ультраосновного состава. Материал разрушения последних (зерна хромита и Cr-шпинелидов) присутствует в песчаниках базальных уровней талынской свиты аймчанской серии. В начале позднего рифея вследствие гренвилльской фазы тектогенеза сформировался краевой прогиб, выполненный орогенным комплексом. После этого произошло внедрение многочисленных субпластовых интрузий долеритов и излияние потоков толетовых и умеренно-щелочных базальтов, маркировавших крупный эпизод рифтогенеза. Завершился позднерифейский этап, по мнению В.И. Сухорукова, процессами складкообразования.

С началом венда связан еще один импульс континентального рифтогенеза, сопровождавшийся формированием пестроцветных терригенных грабеновых фаций и становлением щелочных ультраосновных и карбонатитовых массивов. В то же время Г.Г. Серкина с соавторами (2004) указывают, что ни один из рифейско-среднепалеозойских уровней накопления терригенного материала на юго-восточной окраине Сибирского кратона не содержит индикаторов размыва пород океанической коры.

Рифейская осадочная мегапоследовательность *Енисейского кряжа* представлена преимущественно терригенными и терригенно-карбонатными осадочными образованиями, формировавшимися в основном в приплатформенных и перикратонных об-

становках. Для западных разрезов кряжа установлено присутствие офиолитов и известково-щелочных вулканитов (Миронов, Ножкин, 1978), маркирующих существовавшие здесь, вероятно, в конце среднего-начале позднего рифея задуговый бассейн (Обновленные схемы ..., 2007), а во второй половине позднего рифея (~ 700 млн лет назад) энсиалическую вулканическую дугу или активную континентальную окраину (Верниковский и др., 1994, 2001; Ножкин, 19976).

Центральная часть кряжа отличается преобладанием фациально разнообразных карбонатно-терригенных отложений и развитием вулканитов в локальных рифтовых прогибах. Восточная зона Енисейского кряжа, ограниченная с запада и востока тектоническими швами, амагматична на протяжении рифея она являлась пассивной окраиной Сибирского кратона. После 880–870 млн лет на территории кряжа был сформирован ряд рифтогенных прогибов (Ножкин, Постников, 2006; Ножкин и др., 2007а, 20086). Более ранние из них развиты в Центральном блоке Заангарья и наполнены вулканогенно-осадочными комплексами верхневороговской (кайтабинской, глушихинской) серии. Поздние прогибы второй половины верхнего рифея сложены в нижней части преимущественно субэральными грубообломочными пестроцветными, а в верхней – морскими терригенно-карбонатными флишоидными отложениями. Осадочное выполнение этих прогибов (чингасанская, вороговская, оленьская и широкинская серии) имеет в пределах кряжа более широкое распространение. Снос кластики в рифее происходил преимущественно с Сибирского кратона, однако существовали и внутривассейновые источники обломочного (в том числе вулканогенного) материала, поставлявшие ювенильный базитовый материал.

В целом позднедокембрийская история развития рассматриваемой территории может быть подразделена на ряд стадий с различными типами седиментационных бассейнов (Постельников, 1990; Ножкин, 19976; Хабаров и др., 2002; Хабаров, Вараксина, 2008; Обновленные схемы...2007). На инициальной рифтогенной стадии преобла-

али пологие депрессии с существенно терригенным и карбонатно-терригенным осадконакоплением. Следующая стадия характеризовалась деструкцией шельфовых зон, интенсивным растяжением коры и, очевидно, формированием рифтогенных пикритовых ассоциаций Рыбинско-Панинско-Волжского вулканического пояса, накоплением терригенных осадков с прослоями вулканогенных турбидитов. Конец ее совпадает с интенсивной проградацией в бассейне шельфовых отложений. Для интервала 1.1–0.86 млрд лет характерно су-

ществование отчетливого латерального ряда обстановок – от карбонатных платформ на востоке к бассейновым и склоновым на западе; в последних в локальных зонах растяжения, вероятно, существовали вулканические постройки. В дальнейшем (0.86–0.6 млрд лет) формировался складчато-надвиговый ороген с поднятием территории, размывом рифейских отложений и последующим неоднократным развитием рифтовых бассейнов и пояса форландовых прогибов (Советов и др., 1997; Ножкин и др., 2007а, 2007б, 2008а, 2008б).

Глава 3. Основные литохимические особенности тонкозернистых терригенных пород рифея Южного Урала, Камско-Бельского авлакогена, Учуро-Майского региона и Енисейского кряжа

Для характеристики основных литохимических особенностей тонкозернистых терригенных пород рифея нами использован ряд известных модульных диаграмм Я.Э. Юдовича и М.П. Кетрис (2000), а также значения отношения K_2O/Al_2O_3 и химического индекса изменения ($CIA = 100 \times Al_2O_3/(Al_2O_3 + CaO^* + Na_2O + K_2O)$) (Nesbitt, Young, 1982; Young, Nesbitt, 1986, 1999), присущих глинистым породам различных осадочных мегапоследовательностей

Медианные, минимальные и максимальные содержания петрогенных оксидов для всех проанализированных нами выборок глинистых сланцев, алевроаргиллитов и аргиллитов различных осадочных мегапоследовательностей рифея приведены в табл. 1–4.

На диаграмме НКМ–ФМ⁸ (Юдович, Кетрис, 2000) точки составов глинистых сланцев и аргиллитов рифея Башкирского мегантиклинория имеют значительную дисперсию по оси НКМ (от 0.17 до 0.67) (рис. 8). Подавляющее большинство фигуративных точек расположено в полях V и VI, что указывает на доминирование в типовом разрезе рифея стандартных трехкомпонентных (хлорит, монтмориллонит, гидрослюда) глинистых пород с той или иной примесью тонкодисперсных полевых шпатов. В то же время точки составов глинистых сланцев бакальской свиты нижнего рифея тяготеют к полям II и V; в поле II (породы с преобладанием монтмориллонита при подчиненной роли каолинита и гидрослюды) локализованы также точки составов глинистых сланцев машакской свиты среднего рифея. Точки составов тонкозернистых терригенных

пород бирьянской и бедерышинской подсвит зильмердакской свиты верхнего рифея локализованы преимущественно в поле VI. Наличие в последнем поле точек составов тонкозернистых терригенных пород полевинитовой литостратиграфических единиц типового разреза рифея подчеркивает сделанный ранее вывод о формировании осадочных последовательностей Башкирского мегантиклинория преимущественно в условиях семигумидного/семиаридного климата (Гиреев, 1986, 1989, 1997; Юдович и др., 1991; Маслов и др., 2001). Об этом же свидетельствует и медианное значение⁹ химического индекса изменения, составляющее в целом для тонкозернистых терригенных образований эталона рифея ~ 66. Только глинистые сланцы бакальской и машакской свит имеют более высокие значения индекса (CIA), позволяющие считать, что отложения названных уровней накапливались за счет тонкозернистой алюмосиликокластике, поступавшей с палеоводосборов гумидного пояса (рис. 9).

Фигуративные точки составов глинистых пород рифея Камско-Бельского авлакогена на диаграмме НКМ–ФМ локализованы преимущественно в полях V и VI, отвечающих, соответственно, хлорит-монтмориллонит-гидрослюдистым и гидрослюдистым со значительным количеством дисперсных частиц полевых шпатов глинам (рис. 10). Обращает на себя внимание, что точки составов тонкозернистых обломочных пород прикамской свиты образуют на этой диаграмме два кластера, различающихся по значениям модуля нормированной щелочности. Кластер с низкими (в интервале 0.28–0.41, поле V) значениями НКМ объединяет

⁸ Здесь и далее НКМ – модуль нормированной щелочности, рассчитываемый как $(Na_2O + K_2O)/Al_2O_3$, ФМ – фемический модуль, равный $(FeO + Fe_2O_3 + MgO)/SiO_2$ (Юдович, Кетрис, 2000).

⁹ 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 (Rock et al., 1987). По данным Ю.А. Ткачева и Я.Э. Юдовича (1975, с. 92), «... применение медианы весьма удобно в практике геохимических исследований элементов-примесей, содержания которых характеризуются обычно сильнейшей изменчивостью».

**Медианные, минимальные и максимальные содержания
основных петрогенных оксидов в глинистых сланцах и аргиллитах различных
литостратиграфических подразделений рифея Южного Урала, мас. %**

Оксид	Большинзерская свита			Суранская свита			Айская свита		
	Медиана	Минимум	Максимум	Медиана	Минимум	Максимум	Медиана	Минимум	Максимум
SiO ₂	60.91	49.86	64.34	65.30	62.60	68.50	65.70	60.84	70.00
TiO ₂	0.78	0.70	1.26	0.63	0.58	0.86	0.74	0.38	0.90
Al ₂ O ₃	18.11	14.91	26.34	16.00	14.20	17.25	15.50	13.44	17.00
Fe ₂ O ₃	3.12	1.80	4.01	1.00	0.36	1.87	2.08	0.30	4.90
FeO	1.79	0.28	3.88	2.98	1.29	3.88	2.87	1.29	4.18
CaO	0.42	0.00	2.44	1.23	0.86	1.72	0.70	0.27	2.52
MgO	4.04	2.32	5.55	3.86	2.47	4.82	1.60	0.20	2.90
MnO	0.001	0.001	0.01	0.01	0.001	0.04	0.03	0.01	0.05
P ₂ O ₅	0.11	0.07	0.18	0.10	0.001	0.23	0.16	0.005	0.30
K ₂ O	6.51	4.08	8.86	3.15	2.18	3.39	4.56	2.71	8.85
Na ₂ O	0.47	0.13	1.05	2.03	1.23	2.56	1.95	0.47	2.67
сум	4.34	3.34	5.10	4.21	4.00	4.65	3.45	2.08	4.14
Оксид	Бикальская свита			Машакская свита			Зигазино-комаровская свита		
	Медиана	Минимум	Максимум	Медиана	Минимум	Максимум	Медиана	Минимум	Максимум
SiO ₂	61.23	58.27	66.09	63.50	60.60	67.50	66.50	63.00	74.50
TiO ₂	0.82	0.47	1.03	0.82	0.72	0.92	0.78	0.51	0.99
Al ₂ O ₃	19.62	12.80	21.77	18.70	15.80	20.50	14.95	12.26	17.50
Fe ₂ O ₃	1.74	0.68	3.30	1.51	0.82	1.64	2.01	1.00	3.30
FeO	5.24	2.23	8.30	5.21	4.67	6.47	3.02	2.23	4.53
CaO	0.21	0.07	0.70	0.78	0.56	1.20	0.42	0.002	0.56
MgO	1.61	0.90	2.11	1.63	1.48	2.00	2.46	0.004	4.00
MnO	0.04	0.01	0.12	--	--	--	0.03	0.01	0.07
P ₂ O ₅	0.08	0.04	0.30	0.07	0.05	0.12	0.09	0.02	0.13
K ₂ O	3.78	2.77	5.97	3.21	2.47	3.53	3.79	2.03	5.76
Na ₂ O	0.85	0.13	1.37	0.50	0.31	0.96	1.50	0.93	2.40
сум	4.43	3.44	5.04	4.50	3.90	4.78	3.40	2.88	4.38
Оксид	Авзянская свита			Бирьянская подсвита			Нугушская подсвита		
	Медиана	Минимум	Максимум	Медиана	Минимум	Максимум	Медиана	Минимум	Максимум
SiO ₂	60.59	56.18	65.00	63.48	51.63	69.08	65.81	59.49	69.96
TiO ₂	0.88	0.79	1.13	0.62	0.29	0.90	0.67	0.48	0.67
Al ₂ O ₃	18.12	14.00	20.60	15.62	13.49	26.34	14.00	11.98	14.99
Fe ₂ O ₃	3.89	2.47	6.40	5.89	3.20	7.20	5.81	4.21	6.50
FeO	1.51	0.14	3.75	0.70	0.29	1.29	1.24	1.06	1.31
CaO	0.56	0.30	1.53	0.29	0.07	1.35	1.12	0.63	2.24
MgO	3.06	1.26	8.87	2.18	0.26	3.57	2.25	1.85	3.21
MnO	0.01	0.01	0.16	0.02	0.001	0.29	0.04	0.03	0.06
P ₂ O ₅	0.09	0.04	0.16	0.19	0.03	0.38	0.13	0.10	0.14
K ₂ O	5.29	2.74	6.54	7.29	5.33	9.43	6.43	6.01	6.79
Na ₂ O	1.03	0.37	1.19	0.11	0.05	0.51	0.87	0.68	0.98
сум	4.47	3.40	4.85	3.71	1.99	4.92	2.42	2.23	4.63

Оксид	Лемезинская подсвита			Бедерышинская подсвита			Инзерская свита		
	Медиана	Минимум	Максимум	Медиана	Минимум	Максимум	Медиана	Минимум	Максимум
SiO ₂	62.40	59.60	63.80	63.35	59.44	76.81	62.34	53.50	69.68
TiO ₂	0.80	0.68	0.88	0.75	0.39	0.88	0.92	0.29	1.58
Al ₂ O ₃	15.73	14.48	17.20	15.65	10.62	17.68	17.71	12.34	20.81
Fe ₂ O ₃	3.23	2.00	5.25	3.25	2.00	6.38	3.39	1.81	6.25
FeO	1.94	0.86	3.52	1.65	0.73	3.52	2.44	0.72	4.46
CaO	1.05	0.54	1.19	0.95	0.54	1.14	0.69	0.27	1.80
MgO	3.25	2.47	4.12	2.45	1.18	4.12	2.30	1.20	3.29
MnO	0.10	0.001	0.12	0.03	0.0001	0.16	0.03	0.02	0.15
P ₂ O ₅	0.22	0.14	0.29	0.21	0.07	0.43	0.10	0.02	0.23
K ₂ O	6.12	4.96	8.00	5.00	3.53	6.40	4.75	0.25	7.06
Na ₂ O	1.01	0.10	3.36	0.95	0.78	3.36	1.10	0.11	1.41
ппп	3.83	2.58	4.63	3.48	1.91	4.68	4.34	3.45	5.00

Таблица 2

Медианные, минимальные и максимальные содержания основных петрогенных оксидов в глинистых сланцах и аргиллитах различных литостратиграфических подразделений рифея Учуро-Майского региона, мас. %

Оксид	Трехгорная свита			Димская свита			Талынская свита		
	Медиана	Минимум	Максимум	Медиана	Минимум	Максимум	Медиана	Минимум	Максимум
SiO ₂	63.67	57.09	66.06	59.95	56.8	64.06	59.62	52.18	66.56
TiO ₂	0.66	0.35	0.82	0.70	0.52	0.91	0.99	0.80	1.39
Al ₂ O ₃	17.90	16.16	19.61	17.91	15.42	20.82	18.56	15.68	21.78
FeO _{tot}	3.18	1.47	5.8	4.73	3.20	7.15	7.04	3.99	12.28
MnO	0.01	0.01	0.03	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.07
MgO	3.08	1.21	3.32	3.35	2.32	4.16	1.89	1.11	2.10
CaO	0.35	0.17	0.84	0.32	0.12	0.54	0.14	0.10	0.51
Na ₂ O	0.70	0.17	2.12	0.14	0.07	0.71	0.22	0.13	0.50
K ₂ O	6.81	4.40	9.23	8.95	5.93	10.83	6.34	4.43	8.58
P ₂ O ₅	0.25	0.02	0.40	0.07	0.02	0.17	0.08	0.06	0.12
ппп	3.44	2.26	4.06	3.54	2.45	4.30	3.24	2.51	3.85

Оксид	Светлинская свита			Тоттинская свита			Неруенская свита		
	Медиана	Минимум	Максимум	Медиана	Минимум	Максимум	Медиана	Минимум	Максимум
SiO ₂	61.92	61.09	67.99	61.11	56.63	64.89	59.45	49.32	65.22
TiO ₂	0.91	0.79	1.05	0.91	0.75	1.37	1.28	1.11	1.64
Al ₂ O ₃	17.26	14.47	18.02	17.89	15.15	20.64	21.8	18.45	26.53
FeO _{tot}	4.74	3.29	6.93	7.82	4.12	10.72	4.58	2.08	14.37
MnO	0.01	0.01	0.01	0.03	0.01	0.09	0.01	0.01	0.01
MgO	2.38	1.56	4.26	1.96	1.38	3.00	1.58	0.64	2.20
CaO	0.23	0.09	0.80	0.17	0.08	0.81	0.22	0.13	1.11
Na ₂ O	0.43	0.14	0.83	1.17	0.01	2.09	0.39	0.18	1.13
K ₂ O	6.33	5.06	6.76	4.38	2.91	7.42	4.12	2.21	6.21
P ₂ O ₅	0.075	0.04	0.24	0.11	0.06	0.30	0.08	0.02	0.12
ппп	3.40	3.18	4.84	3.31	2.82	4.05	4.15	3.15	5.59

Оксид	Игниканская свита			Кандыкская свита			Усть-кирбинская свита		
	Медиана	Минимум	Максимум	Медиана	Минимум	Максимум	Медиана	Минимум	Максимум
SiO ₂	56.22	56	56.22	55.35	52.9	57.79	59.79	52.48	63.34
TiO ₂	1.44	1.29	1.44	1.26	0.99	1.53	1.08	0.92	1.28
Al ₂ O ₃	22.33	20.33	22.33	20.05	18.32	21.77	16.85	15.95	20.46
FeO _{tot}	5.80	2.32	5.80	7.74	6.45	9.03	8.24	5.87	9.90
MnO	0.01	0.01	0.01	0.07	0.05	0.09	0.05	0.04	0.14
MgO	1.68	1.41	1.68	2.46	2.03	2.89	2.17	1.99	2.78
CaO	1.01	0.75	1.01	0.45	0.36	0.54	0.30	0.07	0.86
Na ₂ O	1.08	1.05	1.08	1.17	0.85	1.48	1.77	1.03	2.73
K ₂ O	5.61	5.22	5.61	5.44	4.37	6.51	4.58	3.02	5.30
P ₂ O ₅	0.10	0.07	0.10	0.18	0.15	0.20	0.21	0.13	0.34
nnn	4.25	3.46	4.25	4.94	3.74	6.13	4.17	3.20	4.95
Сумма	99.51	99.5	99.51	99.09	98.96	99.21	99.23	98.95	99.84

Таблица 3

Медианные, минимальные и максимальные содержания основных петрогенных оксидов в глинистых сланцах и аргиллитах различных литостратиграфических подразделений рифея Енисейского края, мас. %

Оксид	Кординская свита			Горбилковская свита			Удерецкая свита		
	Медиана	Минимум	Максимум	Медиана	Минимум	Максимум	Медиана	Минимум	Максимум
SiO ₂	62.38	58.5	67.14	61.93	54.8	65.48	59.3	55.45	64.54
TiO ₂	1.20	0.93	1.59	0.97	0.86	1.20	1.08	0.93	1.41
Al ₂ O ₃	17.43	15.65	19.45	17.53	15.5	22.2	19.48	15.95	21.1
Fe ₂ O ₃	2.57	1.89	4.07	1.96	1.68	4.38	2.57	1.76	5.21
FeO	4.10	3.74	5.96	5.31	3.98	6.98	5.01	3.12	7.89
MnO	0.09	0.04	0.25	0.11	0.06	0.2	0.06	0.02	0.23
MgO	1.90	1.61	3.63	2.05	1.22	2.87	1.82	1.07	4.60
CaO	0.59	0.20	1.46	0.33	0.07	2.28	0.30	0.13	1.03
Na ₂ O	1.64	0.93	2.04	1.92	1.01	3.04	1.26	0.28	2.25
K ₂ O	3.63	2.43	4.08	3.61	2.86	4.82	3.64	2.94	4.08
P ₂ O ₅	0.11	0.06	0.19	0.08	0.05	0.16	0.11	0.07	0.20
Ппп	3.47	3.03	3.87	3.19	1.58	4.51	4.44	0.63	5.24

Оксид	Погоруйская свита			Сосновская свита			Потоскуйская свита		
	Медиана	Минимум	Максимум	Медиана	Минимум	Максимум	Медиана	Минимум	Максимум
SiO ₂	65.08	64.01	69.17	61.46	61.2	61.71	62.00	58.55	72.05
TiO ₂	1.07	1.02	1.60	1.09	0.59	1.58	1.20	0.96	1.63
Al ₂ O ₃	17.40	16.25	17.95	13.73	10.60	16.86	18.9	16.45	19.70
Fe ₂ O ₃	1.22	0.79	1.95	2.35	2.35	2.35	1.79	1.49	9.39
FeO	3.87	2.77	4.56	4.51	2.48	6.54	3.96	0.58	6.66
MnO	0.02	0.02	0.04	0.10	0.07	0.12	0.04	0.02	0.05
MgO	1.65	1.10	1.71	3.22	2.05	4.39	1.49	0.36	2.32
CaO	0.23	0.13	0.27	2.73	0.42	5.04	0.40	0.03	0.60
Na ₂ O	2.24	2.03	2.79	0.95	0.85	1.04	0.29	0.23	0.33
K ₂ O	3.23	2.94	3.70	3.13	2.76	3.50	3.93	2.39	4.50
P ₂ O ₅	0.07	0.05	0.16	0.31	0.18	0.44	0.10	0.05	0.13
ппп	3.18	2.72	3.77	3.05	2.01	4.09	4.32	2.51	4.97

Оксид	Шунтарская свита			Оленьинская свита			Конкинская, степановская свиты		
	Медиана	Минимум	Максимум	Медиана	Минимум	Максимум	Медиана	Минимум	Максимум
SiO ₂	60.96	55.44	66.24	63.87	59.73	71.55	62.20	60.52	66.12
TiO ₂	1.06	0.89	1.37	0.95	0.92	1.51	1.08	0.98	1.48
Al ₂ O ₃	21.17	19.00	24.15	16.8	13.25	20.1	19.45	18.1	21.85
Fe ₂ O ₃	1.50	0.55	3.42	2.96	0.92	5.11	1.89	1.38	6.82
FeO	4.24	0.17	6.23	3.18	1.35	3.50	3.38	1.27	6.07
MnO	0.02	0.01	0.07	0.03	0.01	0.07	0.06	0.02	0.08
MgO	0.98	0.71	1.90	1.07	0.73	2.32	1.10	0.67	1.77
CaO	0.19	0.13	0.29	0.20	0.13	0.53	0.32	0.07	0.5
Na ₂ O	0.72	0.33	2.29	0.22	0.13	1.10	1.08	0.25	2.92
K ₂ O	3.28	2.60	5.21	4.66	4.25	5.63	4.18	3.3	5.2
P ₂ O ₅	0.08	0.03	0.12	0.11	0.04	0.12	0.12	0.07	0.2
ппп	4.30	3.25	5.66	3.88	2.36	5.49	3.50	3.24	3.77
Оксид	Лопатинская свита			Карьерная свита			Чивидинская свита		
	Медиана	Минимум	Максимум	Медиана	Минимум	Максимум	Медиана	Минимум	Максимум
SiO ₂	58.31	38.78	71.4	63.96	49.81	76.53	53.08	46.04	56.82
TiO ₂	1.07	0.70	1.20	1.07	0.95	1.22	0.84	0.11	1.12
Al ₂ O ₃	15.75	11.3	20.9	17.25	14.15	24.14	14.53	13.00	28.4
Fe ₂ O ₃	2.23	1.62	7.71	1.7	0.75	8.74	2.43	0.79	3.19
FeO	3.40	1.88	4.82	1.00	0.83	4.04	3.32	0.87	4.28
MnO	0.07	0.04	0.08	0.01	0.01	0.09	0.05	0.01	0.08
MgO	1.78	1.2	6.72	0.95	0.44	4.83	5.20	0.41	5.85
CaO	0.60	0.20	14.15	0.16	0.08	3.77	4.14	0.16	8.56
Na ₂ O	0.30	0.07	0.48	0.07	0.04	0.3	0.49	0.10	0.87
K ₂ O	3.22	2.10	4.53	2.93	2.51	4.93	4.27	3.30	5.96
P ₂ O ₅	0.08	0.05	0.12	0.08	0.06	0.2	0.12	0.09	0.22
ппп	3.63	3.54	4.83	5.51	3.08	8.36	4.95	3.69	5.61
Оксид	Горевская свита			Сухохребтинская свита					
	Медиана	Минимум	Максимум	Медиана	Минимум	Максимум			
SiO ₂	66.47	65.42	67.52	68.52	62.25	70.21			
TiO ₂	0.985	0.94	1.03	0.99	0.55	1.25			
Al ₂ O ₃	16.91	15.62	18.2	16.20	12.35	19.8			
Fe ₂ O ₃	0.77	0.13	1.41	2.03	0.76	5.99			
FeO	1.56	0.38	2.74	0.72	0.14	2.21			
MnO	0.03	0.03	0.03	0.015	0.001	0.02			
MgO	1.25	1.20	1.30	0.87	0.63	1.57			
CaO	1.835	0.49	3.18	0.40	0.09	1.02			
Na ₂ O	0.49	0.14	0.84	0.20	0.03	0.40			
K ₂ O	4.92	4.24	5.6	3.66	3.10	3.94			
P ₂ O ₅	0.05	0.04	0.06	0.04	0.01	0.11			
ппп	4.80	4.18	5.42	6.70	3.52	10.85			

**Медианные, минимальные и максимальные содержания
основных петрогенных оксидов в глинистых сланцах и аргиллитах различных
литостратиграфических подразделений рифея Камско-Бельского авлакогена, мас. %**

Оксид	Прикамская свита			Калтасинская свита			Надеждинская свита		
	Медиана	Минимум	Максимум	Медиана	Минимум	Максимум	Медиана	Минимум	Максимум
SiO ₂	60.83	56.69	65.09	59.00	57.61	64.63	57.97	56.10	58.03
TiO ₂	0.66	0.43	0.75	0.67	0.65	0.73	0.64	0.42	0.65
Al ₂ O ₃	18.29	14.85	19.72	18.85	17.52	19.54	19.34	12.26	19.49
Fe _{tot}	5.89	4.44	8.56	6.77	5.11	7.10	4.69	3.97	5.46
MnO	0.04	0.02	0.12	0.03	0.03	0.04	0.05	0.03	0.24
MgO	2.32	1.97	3.17	2.71	2.34	3.18	3.62	3.14	5.34
CaO	0.30	0.30	0.83	0.30	0.30	0.30	0.30	0.30	2.70
Na ₂ O	1.05	0.50	1.30	0.70	0.60	0.90	1.60	1.50	1.90
K ₂ O	5.62	4.50	9.30	5.86	4.90	6.60	8.18	6.74	10.26
P ₂ O ₅	0.10	0.06	0.17	0.09	0.09	0.13	0.17	0.15	0.19
ппп	3.80	2.30	5.60	4.60	3.40	5.00	4.10	3.90	6.00

Оксид	Тукаевская свита			Ольховская свита			Усинская свита		
	Медиана	Минимум	Максимум	Медиана	Минимум	Максимум	Медиана	Минимум	Максимум
SiO ₂	55.74	51.55	61.42	57.22	52.13	61.14	56.30	52.98	56.42
TiO ₂	0.62	0.58	0.69	0.59	0.44	0.77	0.74	0.61	0.78
Al ₂ O ₃	18.93	16.19	20.03	17.88	13.74	21.00	20.77	16.41	21.09
Fe _{tot}	7.62	4.43	14.19	6.66	3.87	8.05	4.87	3.61	6.65
MnO	0.02	0.02	0.02	0.03	0.02	0.06	0.06	0.04	0.13
MgO	2.59	2.44	2.89	2.55	2.18	5.23	3.46	3.19	4.56
CaO	0.40	0.30	1.10	0.30	0.30	5.03	0.30	0.30	0.78
Na ₂ O	0.70	0.50	1.70	1.20	0.40	1.80	0.70	0.50	1.60
K ₂ O	7.72	7.17	8.03	8.34	7.05	10.81	10.09	8.23	10.15
P ₂ O ₅	0.22	0.06	0.73	0.12	0.06	0.18	0.15	0.13	0.17
ппп	4.05	3.90	4.70	4.25	3.20	9.80	4.70	4.60	4.80

Оксид	Приотовская свита		
	Медиана	Минимум	Максимум
SiO ₂	56.25	54.90	62.96
TiO ₂	0.52	0.44	0.61
Al ₂ O ₃	16.03	13.94	18.48
Fe _{tot}	4.16	2.54	7.37
MnO	0.06	0.03	0.06
MgO	4.17	2.65	5.39
CaO	2.23	0.30	3.87
Na ₂ O	0.75	0.40	0.80
K ₂ O	8.48	7.78	8.83
P ₂ O ₅	0.13	0.10	0.15
ппп	5.85	3.30	7.80

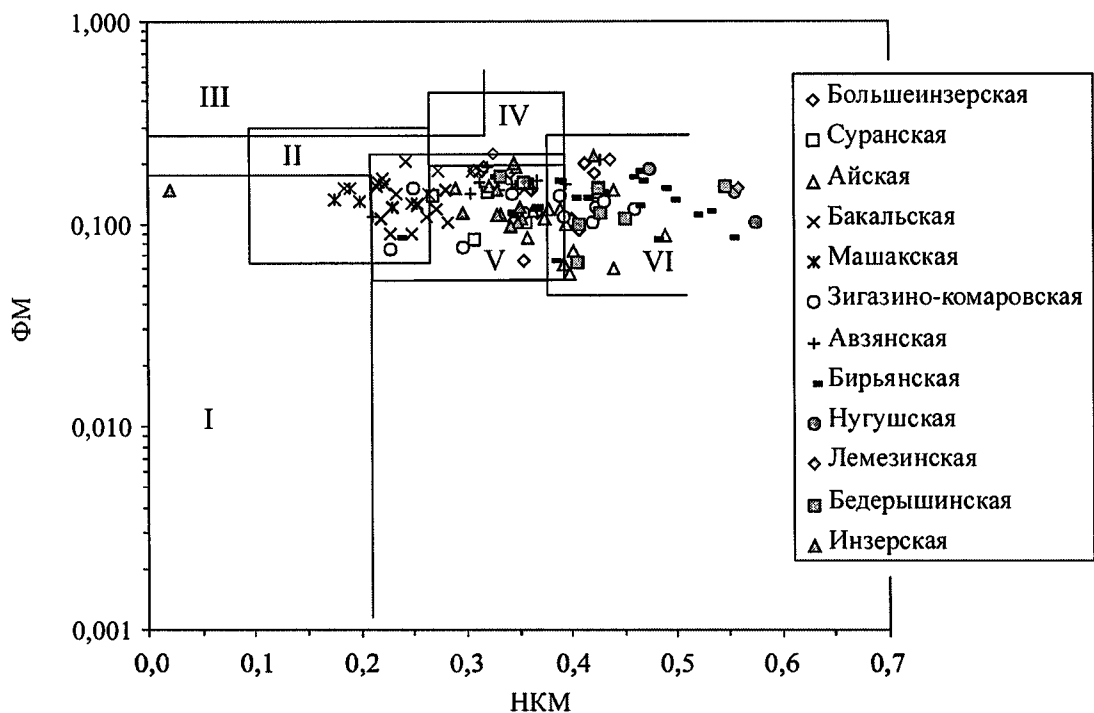


Рис. 8. Положение фигуративных точек составов глинистых сланцев и аргиллитов эталонного разреза рифея на диаграмме НКМ–ФМ (Юдович, Кетрис, 2000).

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

породы норкинской подсвиты прикамской свиты, вскрытые скв. 203 Мензелино-Актаныш. Кластер с высокими значениями НКМ (от 0.54 до 0.66) представлен породами минаяевской подсвиты прикамской свиты, вскрытыми скв. 20007 Сулли. По-видимо-

му, указанная особенность отражает вовлечение в размыв в процессе формирования отложений прикамской свиты все менее зрелых образований, т.е. кластики, все более слабо преобразованной процессами выветривания на палеоводосборах. К полю

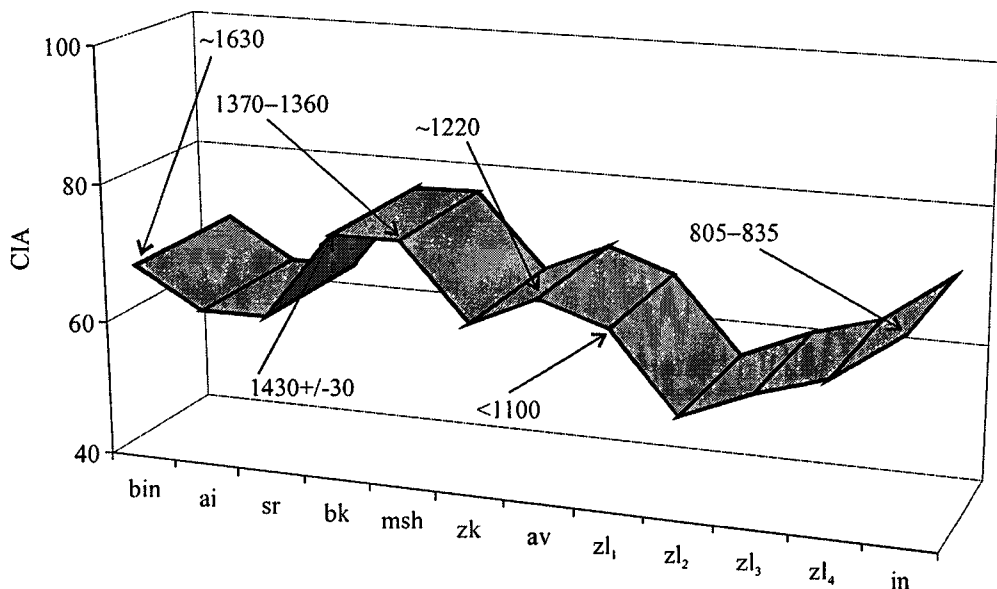


Рис. 9. Вариации медианных значений индекса CIA в тонкозернистых терригенных породах рифея Южного Урала.

Свиты, подсвиты: bin – большеинзерская; ai – айская; sr – суранская; bk – бакальская; msh – машакская; zk – зигазино-комаровская; av – авзянская; zl₁ – бирьянская; zl₂ – нугушская; zl₃ – лемезинская; zl₄ – бедерышинская; in – инзерская

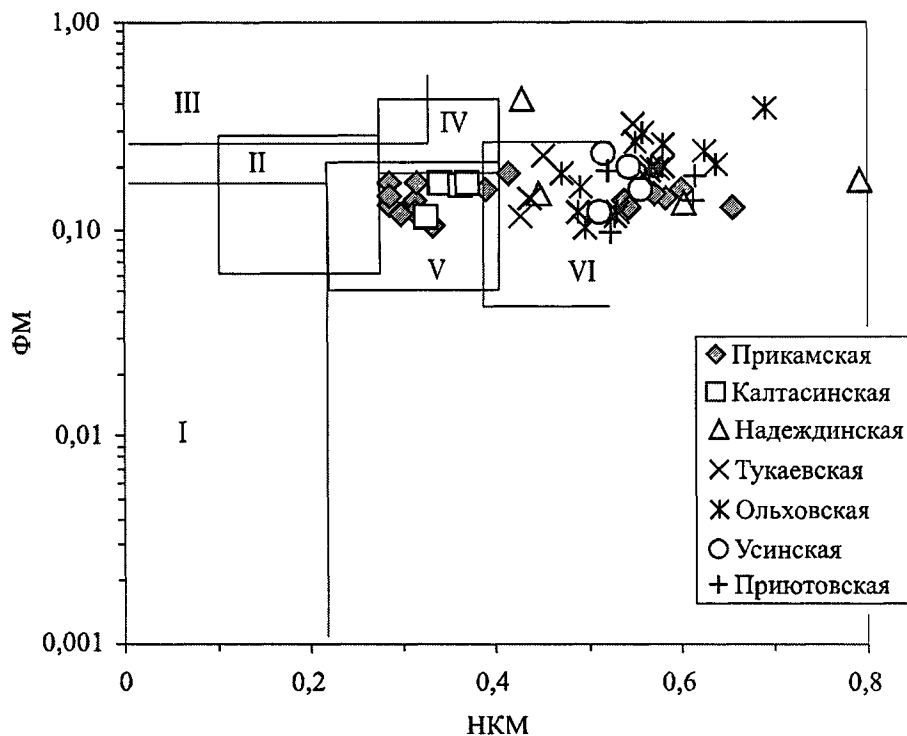


Рис. 10. Положение фигуративных точек составов глинистых сланцев и аргиллитов различных литостратиграфических подразделений рифея Камско-Бельского прогиба на диаграмме НКМ–ФМ.
Условные обозначения см. рис. 8

В диаграммы тяготеют и фигуративные точки составов глинистых пород арланской подсвиты калтасинской свиты, что косвенно указывает на возможный новый этап усиления процессов выветривания в областях россы в середине (или в течение всего) кал-

тасинского времени. Это предположение подтверждается и достаточно высокими значениями индекса CIA в глинистых породах двух указанных литостратиграфических подразделений (рис. 11). Медианное значение CIA в целом для аргиллитов рифея Кам-

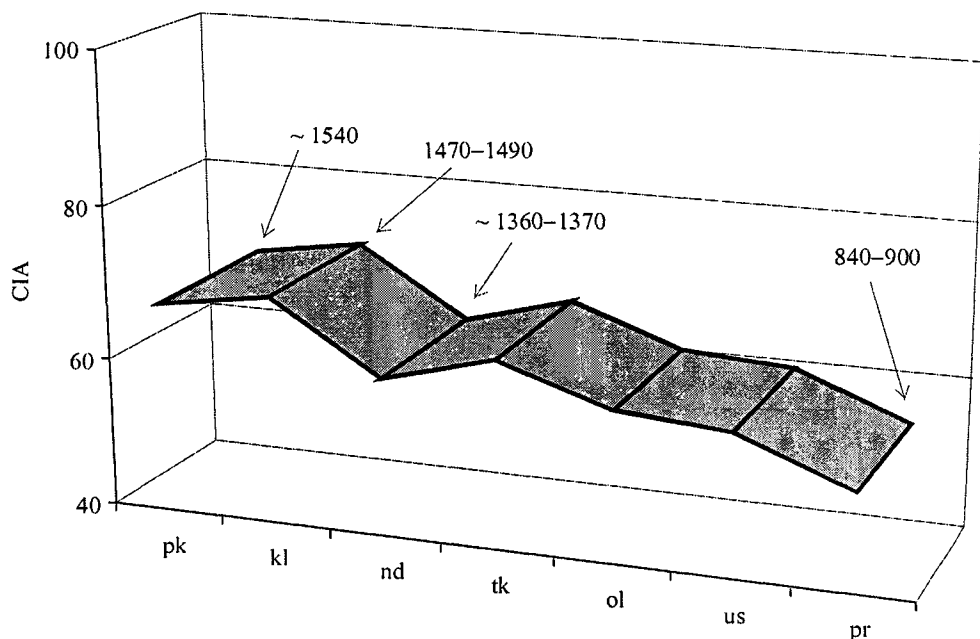


Рис. 11. Вариации медианных значений индекса CIA в тонкозернистых терригенных породах рифея Камско-Бельского авлакогена.

Условные обозначения: pk – прикамская; kl – калтасинская; nd – надеждинская; tk – тукаевская; ol – ольховская; us – усинская; pr – приютовская

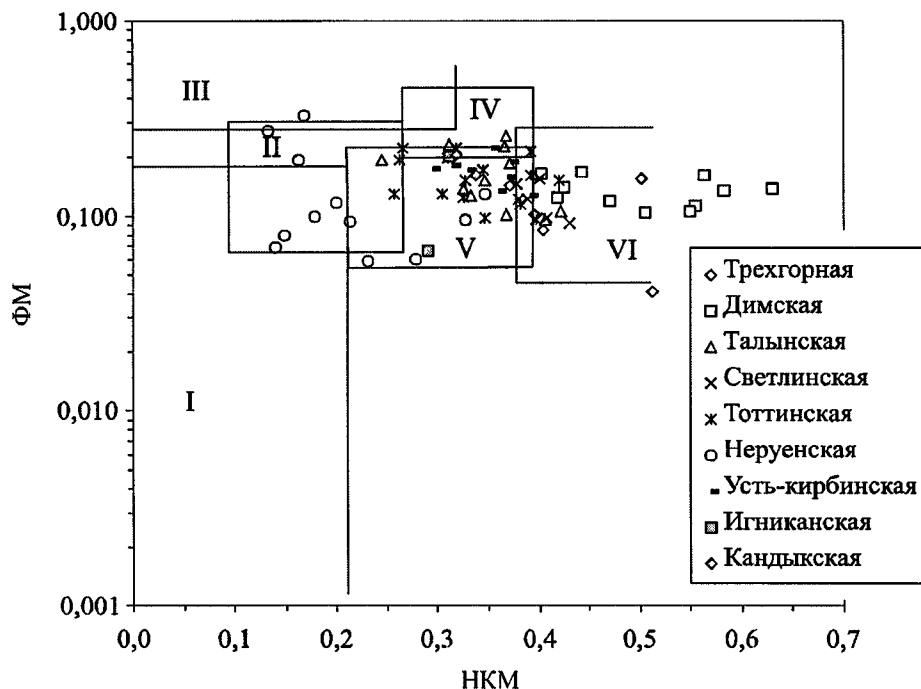


Рис. 12. Положение фигуративных точек составов глинистых сланцев и аргиллитов различных литостратиграфических подразделений рифея Учуро-Майского региона на диаграмме НКМ–ФМ.

Условные обозначения см. рис. 8

ско-Бельского авлакогена составляет всего около 60, при этом достаточно хорошо выражена тенденция к снижению величины химического индекса изменения снизу вверх по разрезу.

Расположенная преимущественно в полях II, V и VI область фигуративных точек составов глинистых сланцев рифея Учуро-Майского региона на диаграмме НКМ–ФМ примерно повторяет конфигурацию области исходно глинистых пород эталонного разреза рифея (рис. 12). На фоне значительной дисперсии составов глинистых пород по параметру НКМ (от 0.15 до 0.65) ряд литостратиграфических подразделений гипостратотипа рифея обнаруживают приуроченность к определенным полям диаграмм. Так, точки составов глинистых сланцев димской свиты – базального подразделения нижнерифейской учурской серии – сконцентрированы в поле VI, что отражает наличие в их составе существенной доли тонкодисперсных полевых шпатов и указывает на отсутствие более или менее значительного перераспределения обломочного материала в самом начале рифейского мегацикла. В полях V и IV преимущественно расположены точки составов глинистых сланцев тоттинской свиты; в поле II (породы с преобладанием

каолинита) локализованы составы глинистых сланцев неруенской свиты. Последние характеризуются и максимальными значениями CIA (~ 80), тогда как в целом для глинистых пород рифейского разреза Учуро-Майского региона медианная величина CIA составляет 70. Постепенное увеличение медианных значений CIA вверх по разрезу от 63 (трехгорный уровень) до 81 (неруенский уровень) указывает на нарастание интенсивности процессов выветривания на палеоводосборах к началу позднего рифея (рис. 13); глинистые сланцы и аргиллиты более высоких уровней в Учуро-Майском регионе имеют, однако, заметно меньшие значения CIA.

Глинистые сланцы рифея Енисейского кряжа характеризуются существенно меньшим разбросом значений НКМ (от 0.10 до 0.38), нежели тонкозернистые терригенные образования Башкирского мегантиклинория и Учуро-Майского региона. Показательно, что в поле VI не попадает ни одна фигуративная точка составов глинистых сланцев из проанализированных нами более 75 образцов (рис. 14). Дисперсия же значений фемического модуля здесь заметно выше, чем в двух рассмотренных выше примерах: наряду с составами, укладывающи-

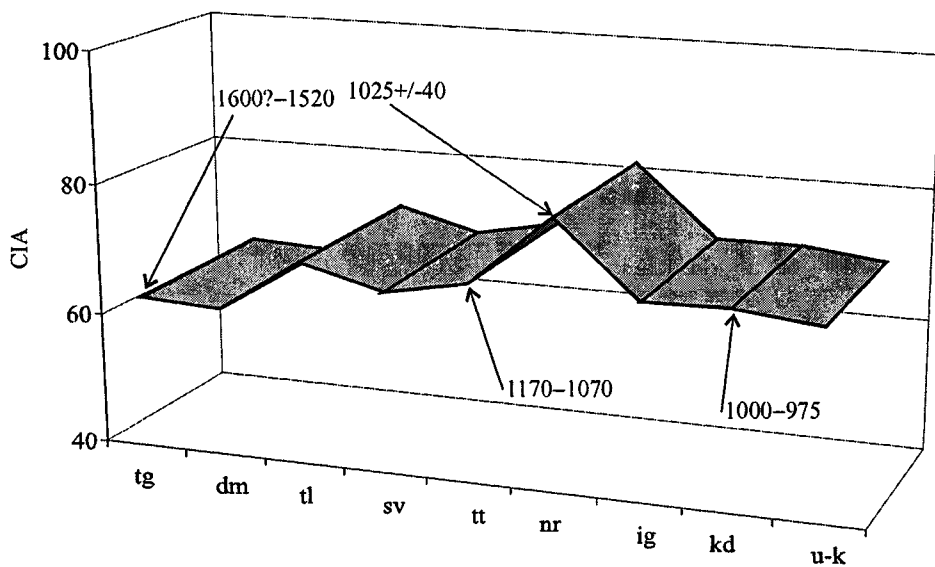


Рис. 13. Вариации медианных значений индекса химического изменения CIA в тонкозернистых терригенных породах рифея Учуро-Майского региона.

Свиты: tg – трехгорная; dm – димская; tl – талынская; sv – светлинская; tt – тоттинская; nr – нуруенская; ig – игниканская; kd – кандыкская; u-k – усть-кирбинская

мися в рамки $\Phi\text{М} = 0.1\text{--}0.2$, присутствует заметная доля тонкозернистых терригенных пород с более низкими значениями названного модуля (0.015–0.05). Как и в стратотипе и гипостратотипе рифея, в рифейской мегапоследовательности Енисейского кряжа можно видеть литостратиграфические единицы с достаточно четко индивидуализированными на диаграмме НКМ– $\Phi\text{М}$ состава-

ми глинистых пород: например, точки составов шунтарских сланцев локализованы в поле исходно монтмориллонитовых глин, а точки глинистых сланцев горбилоской свиты сконцентрированы в поле стандартных трехкомпонентных (хлорит, монтмориллонит, гидрослюда) составов. Медианная величина CIA для тонкозернистых терригенных пород всего разреза рифея Ени-

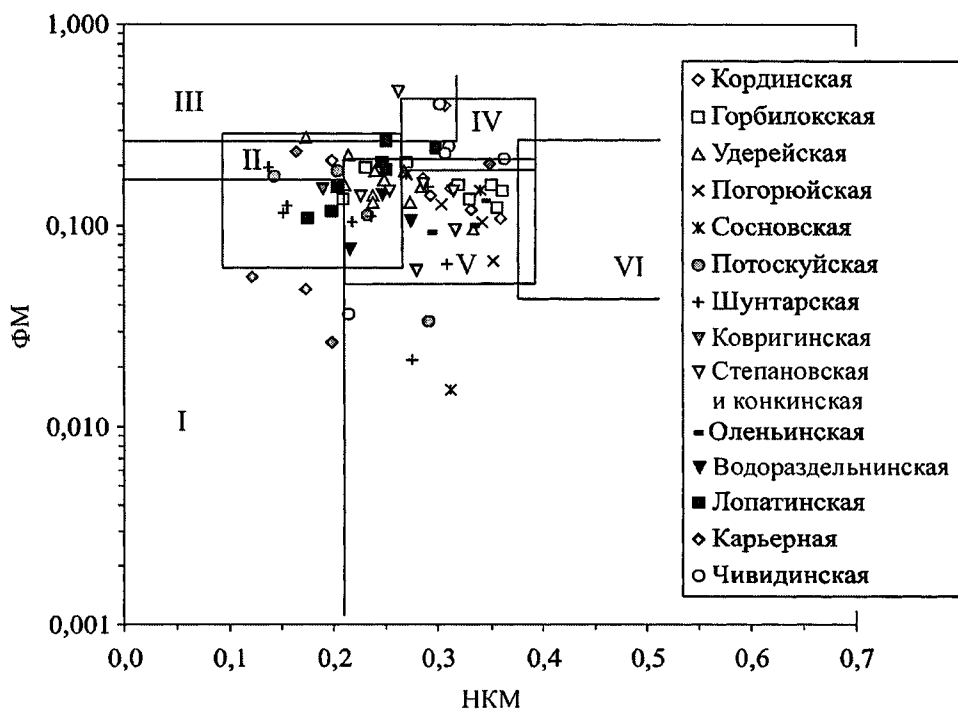


Рис. 14. Положение фигуративных точек составов метapelитов, глинистых сланцев и аргиллитов рифея Енисейского кряжа на диаграмме НКМ– $\Phi\text{М}$.

Условные обозначения см. рис. 8

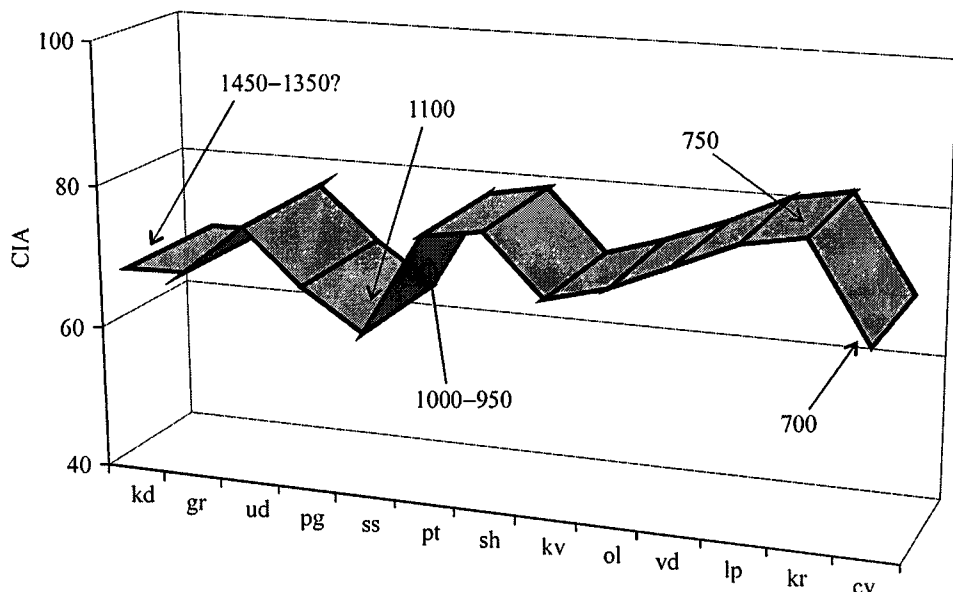


Рис. 15. Вариации медианных значений индекса CIA в тонкозернистых терригенных породах различных свит рифея Енисейского кряжа.

Свиты: kd – кординская; gr – горбиллокская; ud – удерейская; pg – погорюйская; ss – сосновская; pt – потоскуйская; sh – шунтарская; kv – ковригинская; ol – оленьинская (степановская и конкинская); vd – водораздельнинская; lp – лопатинская; kr – карьерная; cv – чивидинская

сейского кряжа составляет 72, что несколько выше, чем для двух других рассмотренных нами мегапоследовательностей рифея, и указывает на преобладание на палеоводосборах почти на всем протяжении рифея гумидного или близкого к нему климата (рис. 15). Только глинистые сланцы сосновской и чивидинской свит характеризуются заметно пониженными значениями CIA (соответственно 63 и 62).

Сходным образом распределены фигуративные точки составов глинистых сланцев рифея Южного Урала, Камско-Бельского авлакогена, Учуро-Майского региона и Енисейского кряжа и на диаграмме $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{ГМ}^{10}$ (Юдович, Кетрис, 2000). По величине гидролизатного модуля подавляющее большинство глинистых пород всех трех указанных выше регионов являются нормо- и суперсиаллитами; подчиненная роль в анализируемых нами выборках принадлежит силитам, гипосиаллитам и гидролизатам. Относительное число последних несколько выше в разрезах рифея Учуро-Майского региона и Енисейского кряжа.

В типовом разрезе рифея к гидролизатам принадлежит ряд образцов глинистых

сланцев большеинзерской свиты нижнего рифея и бирьянской подсвиты зильмердакской свиты верхнего рифея (рис. 16). В гипостратотипической местности к гидролизатам относятся ряд образцов глинистых сланцев неруенской и талынской, а также усть-кирбинской свит, в целом же в выборках названных литостратиграфических подразделений присутствуют также нормо- и суперсиаллиты (рис. 17). На юго-западной периферии Сибирской платформы гидролизаты присутствуют в единичных пробах удерейской, карьерной, шунтарской и горбиллоксской свит. Как и в двух других проанализированных нами рифейских мегапоследовательностях, основная часть образцов тонкозернистых терригенных пород со значениями ГМ < 0.55 принадлежит к супер- и нормосиаллитам. Наибольшие медианные величины ГМ характерны для глинистых пород рифея Енисейского кряжа (0.43 ± 0.11) и Учуро-Майского региона (0.42 ± 0.09), тогда как глинистые сланцы и аргиллиты рифея Южного Урала характеризуются существенно меньшим медианным значением ГМ (0.37 ± 0.09). Медианные значения ГМ в алюмосиликокластичес-

¹⁰ Здесь и далее ГМ – гидролизатный модуль, рассчитываемый по формуле $(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2 + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MnO}) / \text{SiO}_2$ (Юдович, Кетрис, 2000).

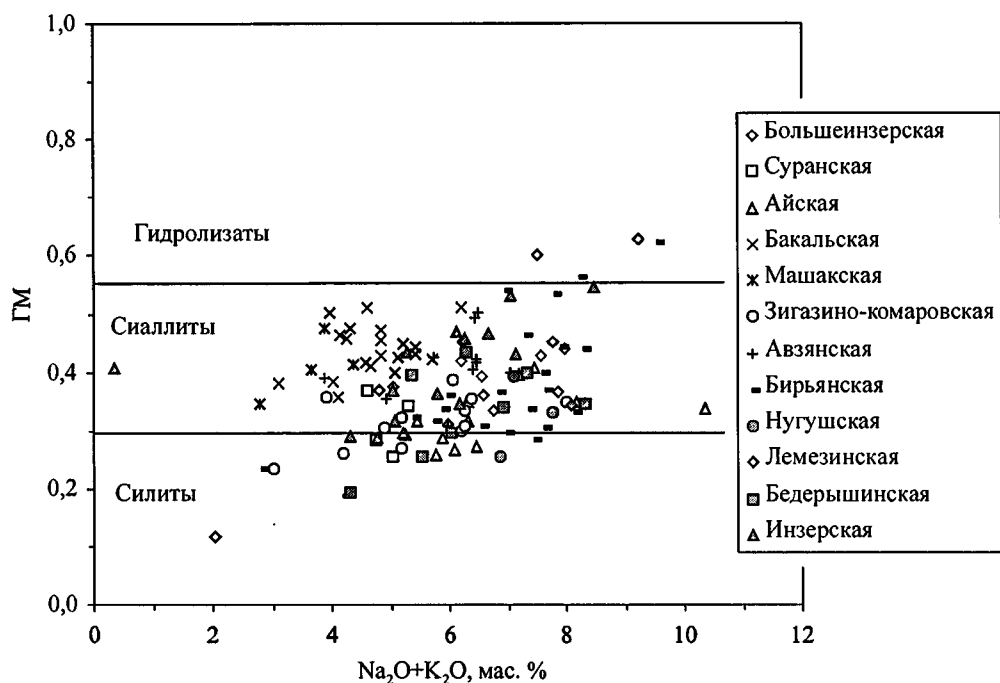


Рис. 16. Положение фигуративных точек составов глинистых сланцев и аргиллитов типового разреза рифея на диаграмме $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ –ГМ (Юдович, Кетрис, 2000)

ких породах Камско-Бельского авлакогена варьируют от 0.35 ± 0.08 (прикутовская свита) до 0.50 ± 0.09 (тукаевская свита) и по данному параметру тонкозернистые терригенные породы принадлежат нормо- и суперсиаллитам по классификации Я.Э. Юдовича и М.П. Кетрис (2000). Максимальные

значения индекса CIA характерны для глинистых сланцев и мелкозернистых глинистых алевролитов прикамской (68 ± 6) и калтасинской (70 ± 1) свит нижнего рифея, минимальное – для аргиллитов прикутовской свиты верхнего рифея (53 ± 9). Глинистые сланцы, аргиллиты и алевроаргиллиты на-

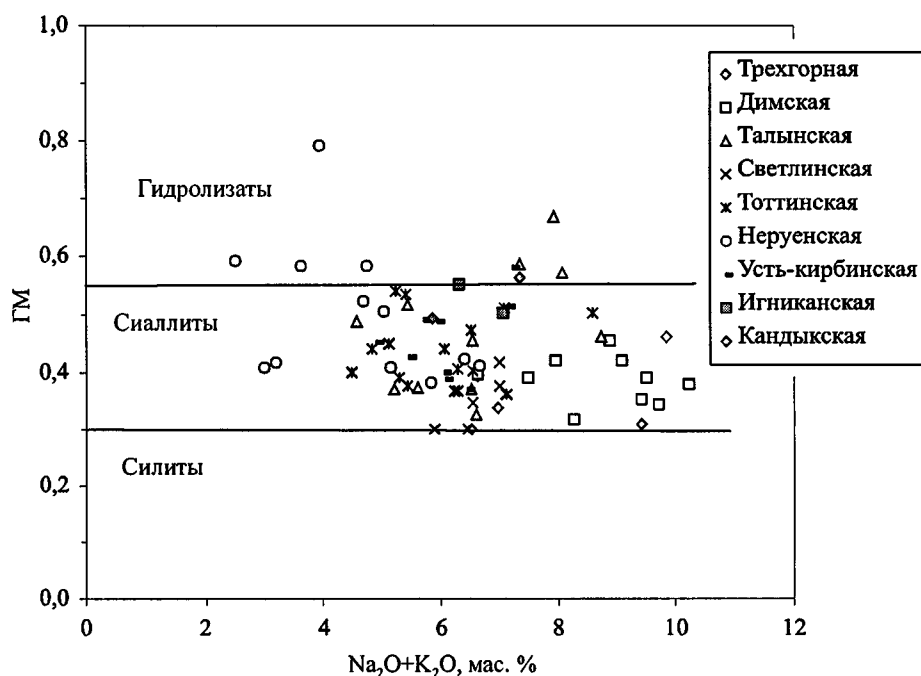


Рис. 17. Положение фигуративных точек составов тонкозернистых терригенных пород рифея Учуро-Майского региона на диаграмме $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ –ГМ

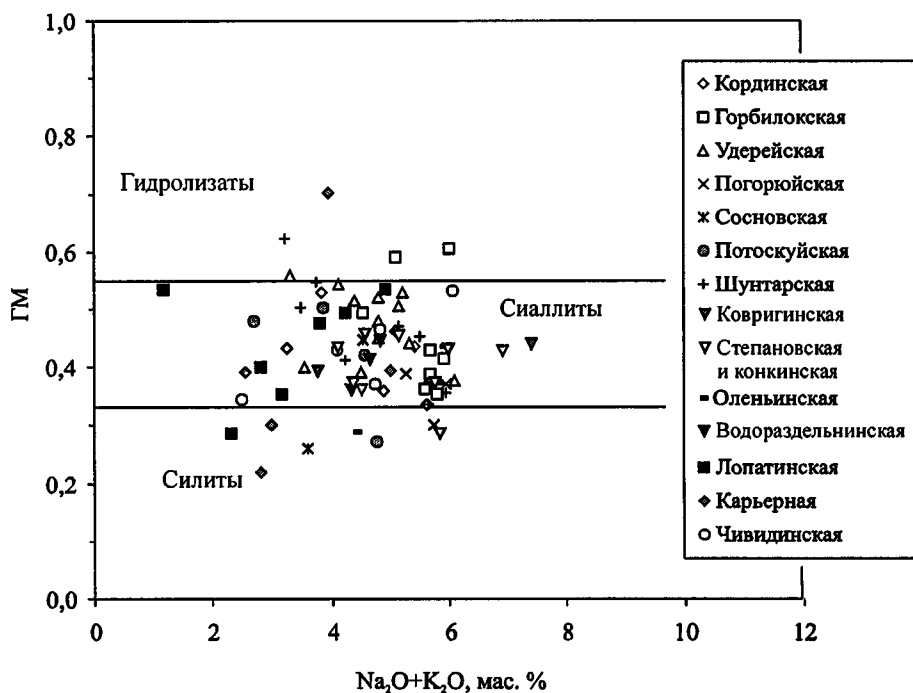


Рис. 18. Положение фигуративных точек составов тонкозернистых терригенных пород различных подразделений рифея Енисейского края на диаграмме (Na₂O+K₂O)–ГМ

деждинской, тукаевской, ольховской и усинской свит характеризуются значениями CIA от 59 ± 6 до 65 ± 5 , что указывает на относительно слабую преобразованность исходного алюмосиликокластического материала в областях мобилизации тонкой кластики.

Наибольшей дисперсией величины (Na₂O+K₂O) характеризуются глинистые породы рифея Учуро-Майского региона (от 2.5 до 11 %) (см. рис. 17), наименьшей – Енисейского края, для которых суммарное содержание Na₂O и K₂O не превышает 7.5 % (рис. 18). Все сказанное подтверждает сделанный ранее вывод о том, что среди трех рассматриваемых нами осадочных мегапоследовательностей рифея наиболее зрелая тонкая алюмосиликоккластика характерна для Енисейского края.

Определенные различия между рассматриваемыми последовательностями рифея намечаются и по величине отношения K₂O/Al₂O₃ в глинистых сланцах, являющегося, как известно (Cox et al., 1995), одним из основных литохимических индикаторов степени рециклирования тонкозернистого терригенного материала. В основании рифейской мегапоследовательности Башкирского мегантиклинория (айская и больше-

инзерская свиты) присутствуют глинистые сланцы, в которых величина отношения K₂O/Al₂O₃ варьирует от 0.2 до 0.4 (редко 0.57), при этом значительная часть проанализированных образцов попадает в интервал $0.3 < K_2O/Al_2O_3 < 0.4$ (рис. 19). Существенно меньшие значения K₂O/Al₂O₃ присущи здесь глинистым породам более высоких уровней бурзяния и нижней части юрматиния. Отчетливый рост параметра K₂O/Al₂O₃ начинается с авзянского уровня юрматинской серии (~ 1220 млн лет назад). Максимальные значения отношения K₂O/Al₂O₃ характерны для тонкозернистых терригенных образований зильмердакской свиты (практически 95 % всех фигуративных точек составов глинистых сланцев и аргиллитов имеют здесь K₂O/Al₂O₃ > 0.3), что связано, по-видимому, с существенным обновлением общей схемы питания бассейна обломочным материалом в начале позднего рифея или несколько ранее. Однако уже в середине позднего рифея (инзерское время, ~ 750–800 млн лет назад) в области седиментации вновь преобладает рециклированная тонкая алюмосиликоккластика. Таким образом, на протяжении всего рифея в область современного западного

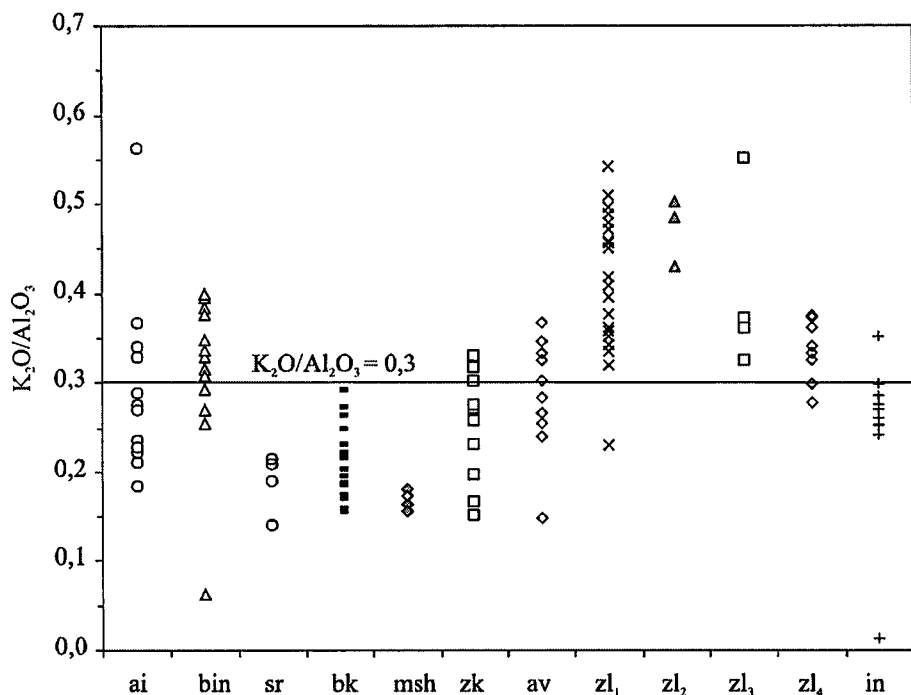


Рис. 19. Вариации значений отношения K_2O/Al_2O_3 в глинистых сланцах и аргиллитах различных литостратиграфических подразделений типового разреза рифея.

Свиты, подсвиты: ai – айская; bin – большеинзерская; sr – суранская; bk – бакальская; msh – машакская; zk – зигазино-комаровская; av – авзянская; zl_1 – бирьянская; zl_2 – нугушская; zl_3 – лемезинская; zl_4 – бедерышинская; in – инзерская

склона Южного Урала дважды (в начале бурзяния и в начале каратавия) поступал относительно слабо преобразованный на палеоводосборах материал, который можно рассматривать как преимущественно нестрогенный.

В гипостратотипе рифея ряд образцов глинистых сланцев базальных уровней нижнего рифея (трехгорная и димская свиты) характеризуются значениями $K_2O/Al_2O_3 > 0.4$ (вплоть до 0.63), что указывает на присутствие в основании рифейской мегапоследовательности Учуро-Майского региона относительно слабо рециклированной на палеоводосборах тонкой алюмосиликокластичности. Глинистые сланцы и аргиллиты тагильской и светлинской свит имеют несколько меньшие значения K_2O/Al_2O_3 (0.25–0.42), тогда как глинистые породы основных литостратиграфических единиц рифея по величине отношения K_2O/Al_2O_3 могут рассматриваться как преимущественно литогенные образования (рис. 20). Как сказано выше свидетельствует, что в интервале 1600–1150 млн лет назад с палеоводосборов в область седиментации поступал преимущественно слабо рециклированный материал, тогда как с тоттинского

времени привнос литогенного компонента существенно вырос.

В разрезе рифея Енисейского края практически все проанализированные нами образцы глинистых сланцев и аргиллитов характеризуются значениями $K_2O/Al_2O_3 < 0.3$ (рис. 21), что указывает на доминирование в их составе достаточно зрелого в петрохимическом отношении рециклированного материала. Только в составе оленьинской, карьерной и чивидинской свит отдельные образцы тонкозернистых терригенных пород обладают несколько более высокими значениями рассматриваемого отношения.

Медианные значения K_2O/Al_2O_3 в тонкозернистых терригенных породах Камско-Бельского авлакогена варьируют от 0.31 ± 0.03 (арланская подсвита калтасинской свиты) до $0.52 \pm 0.06 \dots \pm 0.05$ (соответственно ольховская и приютовская свиты). В восходящем разрезе в нижней части рифейской мегапоследовательности Камско-Бельского прогиба наблюдается спад величины K_2O/Al_2O_3 от 0.46 до 0.31, а начиная с надеждинского уровня (верхи нижнего рифея) и вплоть до приютовского уровня (середина верхнего рифея), т.е. на протяжении примерно 500–550 млн лет, можно видеть постепенный

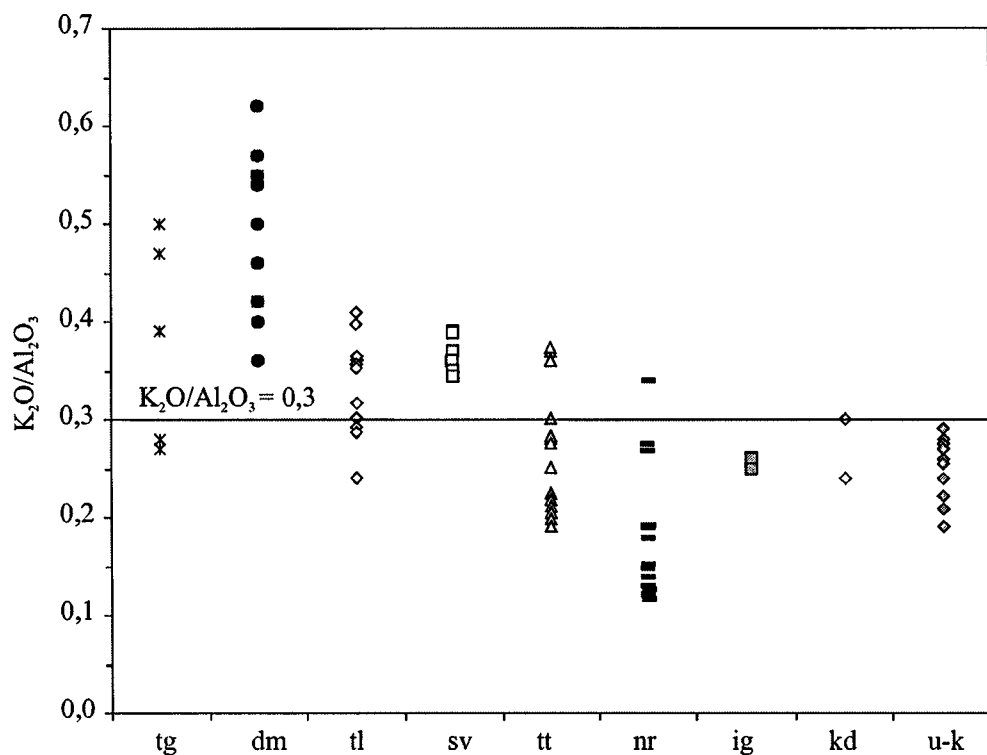


Рис. 20. Вариации значений отношения K_2O/Al_2O_3 в тонкозернистых терригенных породах различных свит рифея Учуро-Майского региона.

Свиты: tg – трехгорная; dm – димская; tl – талынская; sv – светлинская; tt – тоттинская; nr – нуруенская; ig – игниканская; kd – кандыкская; u-k – усть-кирбинская

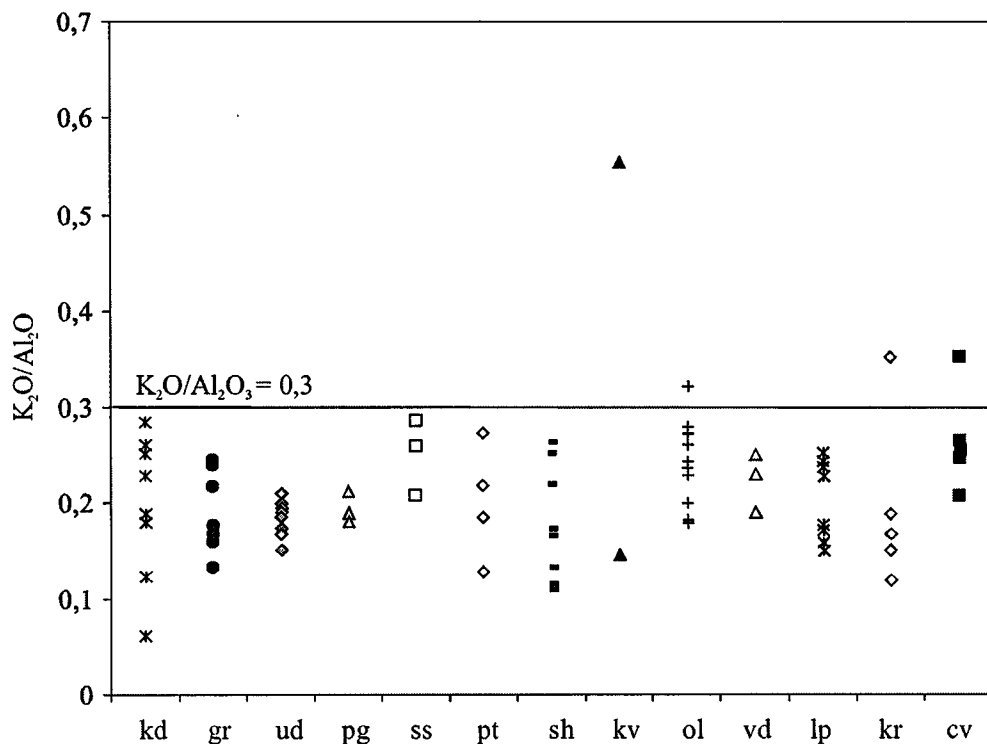


Рис. 21. Вариации значений K_2O/Al_2O_3 в тонкозернистых терригенных породах различных свит рифея Енисейского края.

Свиты: kd – кординская; gr – горбиллокская; ud – удерейская; pg – погоруйская; ss – сосновская; pt – потоскуйская; sh – шунтарская; kv – ковригинская; ol – оленьинская (степановская и конкинская); vd – водораздельнинская; lp – лопатинская; kr – карьерная; cv – чивидинская

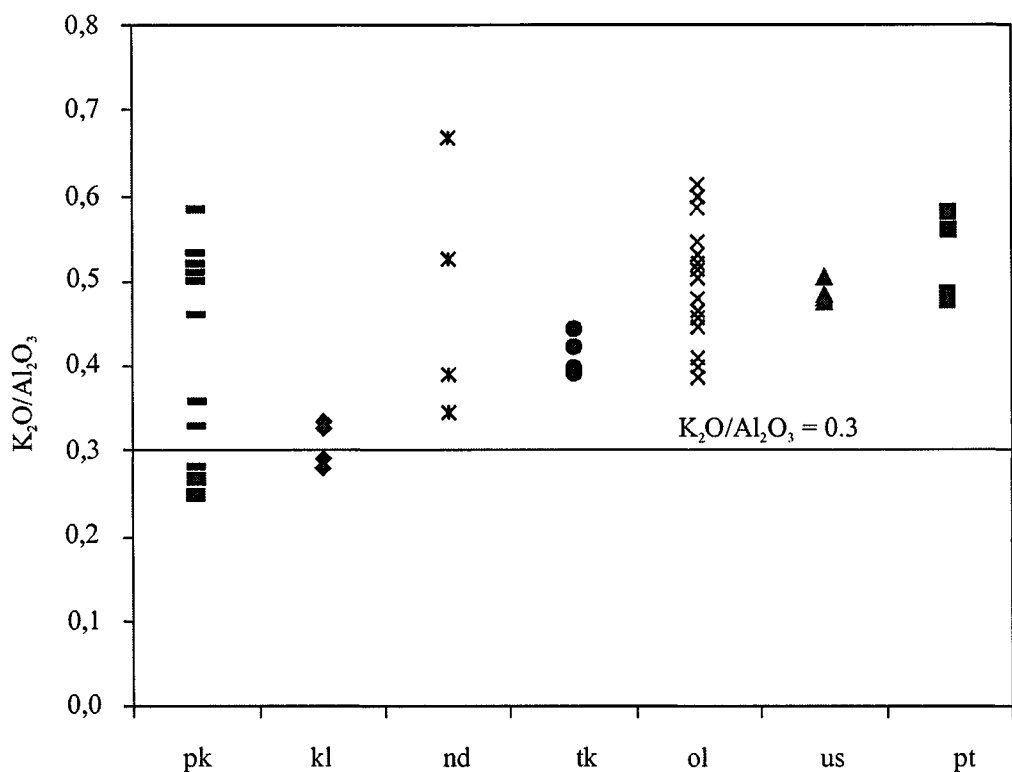


Рис. 22. Характер изменения значений K_2O/Al_2O_3 в глинистых сланцах и аргиллитах рифея Камско-Бельского авлакогена.

Свиты: pk – прикамская; kl – калтасинская; nd – надеждинская; tk – тукаевская; ol – ольховская; us – усинская; pt – приуровская

рост значений рассматриваемого параметра до 0.48–0.52. Показательно, что экскурсы медианной величины K_2O/Al_2O_3 на отрезке прикамская свита – калтасинская свита в область низких значений не сопровождается симбатным снижением ни ГМ, ни CIA, что указывает на отсутствие взаимосвязи данного явления с процессами преобразования кластики процессами выветривания на палеоводосборах.

Анализ изменения величины K_2O/Al_2O_3 с использованием данных по частным образцам также показывает, что низкие, подобные тем, что, по данным Р. Кокса с соавторами (Cox, Lowe, 1995; Cox et al., 1995), свойственные литогенным глинам значения

данного параметра характерны только для алевроаргиллитов и глинистых сланцев второй снизу подсвиты прикамской свиты и арланской подсвиты калтасинской свиты. Тонкозернистые обломочные породы остальных литостратиграфических единиц рифейской мегапоследовательности Камско-Бельского авлакогена характеризуются значениями K_2O/Al_2O_3 в 0.35–0.40 и обнаруживают устойчивую тенденцию к росту рассматриваемого отношения вверх по разрезу (рис. 22). Исходя из сказанного можно предполагать, что значительная часть тонкозернистой алюмосиликокластики в разрезе рифея Камско-Бельского авлакогена имеет петрогенную природу.

Глава 4. Кларки концентрации элементов-примесей в тонкозернистых терригенных породах рифея Южного Урала, Камско-Бельского авлакогена, Учуро-Майского региона и Енисейского края

По предложению В.И. Вернадского, отношение содержания химического элемента в той или иной геохимической системе к его кларку в земной коре названо кларком концентрации (Перельман, 1979). Использование кларков концентрации позволяет наглядно представить наиболее общие геохимические особенности тех или иных литостратиграфических единиц различных осадочных мегапоследовательностей рифея. Пользуясь этим инструментом, мы можем судить о «геохимическом облике» отложений различных свит, стратонов, различных серий одного и того же стратона, мегапоследовательностей в целом. Кроме сугубо научного интереса, анализ содержаний широкого спектра элементов-примесей, присущих неизменным наложенными процессами тонкозернистым терригенным образованиям, имеет и явно выраженное прикладное значение, так как для зоны предрифейского структурно-стратиграфического несогласия и осадочных образований нижнего рифея Учуро-Майской впадины в ряде мест характерна специализация на бериллий, тантал, ниобий, РЗЭ, уран, золото и ряд других элементов (например, только в Улканском грабене здесь известно около двухсот рудопоявлений U, Ta, Nb, Be, TR, Au, Li, Zr, Mo, Sn, W, Th, Ag, Pb, Zn, Ba, P и графита) (Горошко, 1991, 2001; Горошко, Гурьянов, 2007; Горошко и др., 1995; Гурьянов, 2001, 2007; Гурьянов и др., 1998; Недашковский и др., 2000). Для ряда рудных объектов, ассоциирующих с нижне- и среднерифейскими осадочными образованиями Башкирского мегантиклинория, в качестве источников железа, магния, золота и ряда других элементов рассматриваются вмещающие их осадочные

толщи (Анфимов, 1984, 1988, 1997 и др.; Гареев, 1989; Ларионов, 1994; Рыкус, 1995; Сначев и др., 1996; Маслов и др., 2001). В терригенно-карбонатных и углеродистых черносланцевых толщах рифея Енисейского края локализованы многочисленные месторождения и проявления Pb, Zn, Mn, Fe, Au, U и ряда других элементов. Концентрация этих элементов неразрывно связана с историей формирования и (или) последующего преобразования вещества вмещающих пород (Геология и металлогения... 1985; Дистанов, Пономарев, 1980; Ножкин, Гавриленко, 1976; Ножкин, 1997а).

Медианные содержания элементов-примесей в метапелитах, глинистых сланцах, алевроаргиллитах и аргиллитах различных литостратиграфических подразделений рифея Южного Урала, Камско-Бельского авлакогена, Учуро-Майского региона и Енисейского края, использованные при подготовке данной главы, приведены в табл. 5–8.

Уровень 1: Литостратиграфические подразделения (свиты, подсвиты)

Нормирование медианных содержаний элементов-примесей¹¹ в тонкозернистых обломочных породах различных литостратиграфических подразделений рифея **Южного Урала** на их содержание в верхней континентальной коре (UCC) (по: Rudnik, Gao, 2003) позволяет наметить геохимические особенности каждой из свит бурзяния, юрматиния и каратавия (табл. 9). Так, глинистые сланцы и аргиллиты рифея Южного Урала содержат существенно меньше Sr (K_x варьирует от 0.07 до 0.24), чем UCC.

¹¹ В данном случае и далее мы рассматриваем стандартный набор элементов, принадлежащих к группам крупноионных литофилов, транзитных металлов, выскозарядных и редкоземельных элементов. Анализ более широкого спектра элементов-примесей выполнен, за неимением места, только для ряда свит верхнего рифея Центральной зоны Енисейского края и Камско-Бельского авлакогена.

**Медианные содержания (г/т) и стандартные отклонения элементов-примесей
в глинистых сланцах и аргиллитах различных свит и подсвит рифея Южного Урала**

Компонент	Айская свита	Саткинская свита	Бакальская свита	Машакская свита	Зигальгинская свита
Sc	18.1±1.6*	18.47±4.6	18.9±1.2	18.1±4.2	6.6±2.4
V	99.1±28.2	81.0±15.8	107.1±11.5	143.1±11.2	94.4±19.7
Cr	161.5±41.5	145.2±47.1	131.5±8.6	174.0±106.5	148.4±36.4
Co	16.4±3.1	13.4±4.8	19.3±4.5	16.0±6.8	4.1±5.3
Ni	55.8±17.2	44.8±2.9	61.7±8.7	76.8±47.5	30.6±8.0
Cu	9.7±12.2	18.3±19.4	40.5±6.1	27.5±12.7	28.2±12.9
Zn	45.3±24.9	41.6±19.0	39.7±28.0	75.2±31.2	16.6±2.6
Ga	21.7±2.2	25.9±1.0	26.0±1.6	26.3±1.4	28.7±6.8
Rb	151.3±17.1	201.8±54.2	123.1±17.1	106.3±38.9	52.3±19.5
Sr	55.3±13.4	39.0±9.6	34.7±23.0	35.9±23.5	22.5±7.8
Y	32.3±5.0	21.9±5.8	25.7±5.1	30.4±11.1	14.0±14.0
Zr	248.0±43.7	145.8±24.5	181.5±27.6	143.5±24.5	287.4±134.5
Nb	17.8±1.6	16.7±0.6	18.5±2.0	15.3±3.4	16.2±9.8
Mo	0.2±0.08	0.2±0.1	1.1±0.3	0.4±0.1	0.3±0.9
Cs	4.6±0.9	5.5±1.1	4.6±1.7	3.3±1.2	2.1±0.6
Ba	531.7±117.1	494.4±74.8	598.0±80.4	374.8±52.2	141.1±40.4
La	40.1±13.0	46.2±9.7	48.6±4.2	35.1±28.4	16.0±9.0
Ce	87.4±28.8	87.3±33.3	108.7±6.0	76.5±53.2	33.7±17.7
Pr	9.5±2.8	11.5±2.4	10.9±1.0	8.6±6.4	3.5±2.1
Nd	37.3±10.6	41.2±10.5	40.7±3.6	31.1±23.3	11.5±8.2
Sm	6.7±1.6	6.7±1.8	6.4±0.6	5.9±4.4	2.0±2.0
Eu	1.3±0.3	1.1±0.3	1.4±0.1	1.1±0.8	0.4±0.4
Gd	5.9±1.2	5.6±1.4	5.5±0.4	4.9±3.4	1.8±2.0
Tb	0.9±0.2	0.8±0.2	0.8±0.1	0.8±0.4	0.3±0.3
Dy	4.8±1.1	4.1±1.0	4.2±0.8	4.6±1.7	2.1±1.8
Ho	1.1±0.2	0.8±0.2	0.9±0.1	1.1±0.3	0.5±0.4
Er	2.8±0.5	1.9±0.4	2.2±0.4	2.8±0.8	1.7±1.2
Tm	0.4±0.07	0.3±0.05	0.3±0.07	0.4±0.1	0.2±0.2
Yb	2.6±0.4	2.0±0.4	2.2±0.3	2.7±0.4	1.8±1.2
Lu	0.4±0.06	0.3±0.04	0.4±0.03	0.4±0.1	0.3±0.2
Hf	6.5±1.1	4.2±0.5	4.8±0.6	3.7±0.8	8.2±2.4
W	1.4±0.2	1.1±0.2	1.7±0.3	1.0±0.3	0.9±0.2
Pb	6.7±1.7	6.5±15.3	6.7±6.7	3.8±4.6	1.9±1.7
Bi	0.1±0.08	0.14±0.1	0.1±0.05	0.05±0.06	0.12±0.03
Th	14.1±1.1	14.1±1.5	16.1±1.2	11.9±2.7	7.0±4.3
U	3.0±0.5	1.9±0.2	2.2±0.4	2.0±0.4	2.3±1.4

Содержания Мо только в тонкозернистых обломочных породах бакальской свиты нижнего рифея и бирьянской подсвиты инзердакской свиты верхнего рифея соотносятся от 0.53 до 1.01 × UCC, в других

литостратиграфических подразделениях эталона рифея величина K_k для Мо < 0.50. Кларк концентрации Pb выше 0.50 в тонкозернистых обломочных породах зигаино-комаровской, авзянской, инзерской и укской

Компонент	Зигазино-комаровская свита	Авзянская свита	Бирьянская подсвита	Нугушская подсвита	Бедерышинская подсвита
Sc	12.8±6.4	16.6±6.7	16.6±8.0	12.1±5.3	14.9±4.7
V	104.8±39.1	93.6±42.3	112.1±40.2	82.1±5.3	88.1±26.3
Cr	133.4±49.3	139.6±48.6	126.9±85.9	125.0±13.6	117.5±41.7
Co	11.4±7.8	12.1±4.8	9.8±4.8	15.7±6.5	12.8±9.3
Ni	32.4±22.2	47.3±11.4	46.8±39.1	65.1±19.0	51.6±10.4
Cu	37.7±34.5	19.5±89.2	28.4±24.4	15.1±19.4	24.0±20.5
Zn	79.7±49.2	45.4±23.4	42.1±18.0	56.8±24.4	65.8±46.5
Ga	23.8±8.5	25.7±8.4	26.9±7.9	20.4±2.0	24.2±4.2
Rb	134.3±70.5	150.0±53.3	173.0±77.6	107.9±40.4	156.8±28.0
Sr	22.7±159.3	39.4±83.8	69.9±34.7	72.7±24.9	65.9±19.0
Y	19.9±10.2	22.7±9.2	36.2±24.8	33.5±15.1	38.3±5.0
Zr	174.6±78.1	181.1±78.6	244.2±64.9	254.9±43.9	218.9±55.6
Nb	13.6±6.4	15.9±5.6	21.6±4.3	18.6±2.6	18.0±5.1
Mo	0.4±0.1	0.1±0.1	0.6±2.8	0.3±0.1	0.4±0.3
Cs	5.2±2.4	6.9±3.8	7.4±2.7	5.4±1.1	7.5±1.8
Ba	417.0±303.3	463.5±202.5	338.0±245.8	453.5±190.4	471.0±209.5
La	27.0±12.2	31.6±12.3	34.0±26.1	38.1±16.0	44.0±9.9
Ce	63.9±26.4	66.5±27.4	82.7±48.3	91.8±40.6	90.9±16.9
Pr	7.2±3.0	7.1±3.1	8.1±6.3	8.1±4.1	10.0±2.7
Nd	25.6±11.0	27.3±11.8	29.8±23.1	32.2±15.5	35.4±9.0
Sm	3.9±2.0	5.2±2.3	6.1±4.3	6.2±3.0	7.3±1.1
Eu	0.7±0.5	1.0±0.5	1.3±0.9	1.1±0.6	1.4±0.3
Gd	2.9±1.8	4.6±1.9	6.2±4.3	5.3±2.5	6.4±1.0
Tb	0.4±0.3	0.7±0.3	0.9±0.7	0.9±0.4	1.0±0.1
Dy	3.1±1.6	3.8±1.5	5.43±3.9	4.9±2.2	5.4±0.9
Ho	0.6±0.3	0.8±0.3	1.2±0.79	1.2±0.5	1.3±0.2
Er	1.7±0.9	2.1±0.9	3.4±2.1	3.0±1.2	3.5±0.4
Tm	0.3±0.1	0.4±0.1	0.5±0.3	0.4±0.2	0.5±0.1
Yb	1.7±1.0	2.4±0.9	3.4±1.9	3.0±1.1	3.5±0.5
Lu	0.3±0.1	0.3±0.1	0.5±0.3	0.4±0.2	0.5±0.1
Hf	4.4±2.0	4.9±2.1	6.5±1.5	7.1±1.3	5.9±1.2
W	0.9±0.6	0.9±0.5	2.9±1.3	1.2±0.5	1.6±0.4
Pb	21.3±10.4	9.0±2.5	8.0±9.8	7.1±5.0	7.2±5.4
Bi	0.14±0.1	0.14±0.09	0.15±0.14	0.15±0.05	0.2±0.1
Th	9.7±4.7	12.3±4.6	17.9±7.2	12.2±4.9	13.5±2.6
U	1.7±0.7	2.1±0.8	5.1±2.1	2.3±0.9	3.0±0.5

свит. В глинистых сланцах и мелкозернистых глинистых алевролитах зигальгинской свиты содержания Cs, Ba, Sr, Co, Zn, Mo, W, Pb, Sm, Eu и Gd составляют менее $0.5 \times \text{UCC}$. Глинистые сланцы катавской свиты каратауской серии также содержат значительное число микроэлементов, кларк концентрации

которых не превышает 0.5 (Rb, Cs, Sr, Co, Cu, V, Y, Mo, Pb, Sm, Eu и Gd). В тонкозернистых обломочных породах миньярской свиты величина $K_k < 0.50$ характерна для Ba, Sr, Co, Mo, Pb, Sm и Eu.

Тонкозернистые терригенные породы айской, саткинской и бакальской свит бур-

Компонент	Катавская свита	Инзерская свита	Миньярская свита	Укская свита
Sc	19.1±2.3	16.7±4.4	9.2±6.9	11.2±3.6
V	93.0±8.0	73.4±19.0	69.9±25.7	63.7±28.6
Cr	132.0±71.3	107.0±20.5	96.3±28.2	91.1±38.9
Co	10.3±0.1	12.3±3.6	8.8±4.1	10.4±6.9
Ni	29.9±2.7	30.4±8.3	21.6±8.6	27.8±5.8
Cu	6.6±1.2	19.6±17.0	18.2±6.9	19.6±7.8
Zn	44.8±4.7	66.3±18.4	39.7±504.5	52.0±13.0
Ga	28.7±1.1	22.5±4.9	21.7±7.3	17.3±8.1
Rb	193.5±40.5	141.5±34.8	106.4±38.7	130.8±62.3
Sr	77.1±33.4	67.8±30.8	51.0±49.7	70.7±58.3
Y	9.9±2.0	32.6±7.6	18.6±8.5	21.6±12.0
Zr	112.1±12.1	197.2±45.8	220.8±118.7	229.4±146.4
Nb	19.5±2.2	16.6±3.7	18.7±7.7	18.8±8.5
Mo	0.17±0.06	0.2±0.2	0.5±1.6	0.2±0.07
Cs	11.9±4.2	5.8±1.8	5.6±2.3	7.6±4.4
Ba	820.8±688.7	320.7±194.5	295.3±374.8	451.3±240.9
La	40.8±3.6	44.6±8.3	19.4±8.6	28.0±13.3
Ce	71.9±12.0	97.5±27.4	40.3±20.4	64.0±30.2
Pr	8.5±0.3	10.3±1.9	4.0±2.1	6.7±3.0
Nd	25.3±1.4	40.5±6.6	13.8±7.1	24.8±9.5
Sm	2.3±0.3	7.5±1.4	2.2±1.2	4.5±2.2
Eu	0.5±0.1	1.2±0.2	0.5±0.2	0.9±0.4
Gd	1.6±0.3	5.7±1.5	2.1±1.1	3.8±1.9
Tb	0.3±0.04	1.0±0.2	0.4±0.2	0.6±0.3
Dy	1.6±0.2	5.5±1.1	2.8±1.2	3.7±1.7
Ho	0.3±0.1	1.2±0.2	0.6±0.3	0.8±0.4
Er	1.0±0.2	3.2±0.7	1.9±0.8	2.2±1.1
Tm	0.16±0.06	0.5±0.1	0.3±0.1	0.3±0.2
Yb	1.1±0.1	3.4±0.6	2.4±1.0	2.2±1.0
Lu	0.2±0.05	0.5±0.1	0.3±0.1	0.3±0.2
Hf	2.8±0.04	5.0±1.2	5.9±2.9	6.5±3.8
W	1.15±0.05	1.6±0.4	1.6±1.0	1.2±0.5
Pb	6.6±1.4	9.4±11.8	6.2±7.3	11.8±2.0
Bi	0.15±0.04	0.3±0.3	0.2±0.1	0.3±0.1
Th	13.9±0.4	15.7±2.8	13.9±5.3	9.5±5.8
U	1.4±0.3	2.3±0.6	3.6±2.3	1.6±0.7

ической серии обладают слабой геохимической специализацией¹² ($1.50 < K_k < 2.50$) на относительно небольшое число микроэле-

ментов (рис. 23, а). Так, для айской свиты это Rb, Cr и Y. Глинистые сланцы саткинской свиты, по имеющимся в нашем распо-

¹² Выполненный нами поиск в литературе каких-либо общепринятых градаций геохимической специализации осадочных образований с использованием кларков концентраций успеха не дал, поэтому далее приняты представления, изложенные в работе (Горошко, Гурьянов, 2007).

**Медианные содержания (г/т) и стандартные отклонения ряда элементов-примесей в тонкозернистых терригенных породах различных свит рифея
Камско-Бельского авлакогена**

Компонент	Прикамская свита	Калташинская свита	Надеждинская свита	Тукаевская свита	Ольховская свита	Усинская свита	Приютовская свита
Sc	9.6±3.5	12.5±1.2	14.0±3.6	10.5±4.2	12.4±5.1	13.5±3.2	12.4±5.1
V	85.6±24.6	106.6±16.7	81.4±18.5	91.0±28.3	82.3±31.5	61.8±18.5	68.9±21.4
Cr	76.8±26.4	105.9±5.2	107.5±28.3	103.6±22.8	88.3±20.2	84.9±10.1	91.4±27.0
Co	18.4±4.2	17.0±1.5	19.7±3.3	17.6±9.6	16.1±8.6	21.4±3.8	15.7±7.2
Ni	37.9±7.1	31.5±2.5	43.9±8.8	44.0±14.5	42.8±19.4	57.4±20.4	33.5±18.2
Rb	74.7±25.3	82.4±21.2	93.2±11.5	83.8±19.3	85.7±29.0	108.2±14.4	102.5±31.0
Sr	48.9±20.5	58.3±23.3	44.3±7.4	67.1±14.5	113.4±60.0	65.1±25.4	112.0±30.8
Y	11.6±5.0	12.4±5.4	20.1±4.0	20.1±4.3	16.3±7.4	22.4±2.6	19.7±3.9
Zr	146.7±27.9	125.0±28.3	98.8±34.3	98.8±26.1	98.5±39.4	161.0±42.8	187.4±51.8
Nb	13.4±1.9	14.9±1.0	11.7±3.3	12.7±3.6	12.5±6.4	17.9±3.8	12.0±3.5
Mo	0.3±0.3	0.2±0.01	0.8±0.8	2.0±1.1	0.6±0.8	0.2±0.2	0.6±0.5
Cs	4.7±1.6	9.1±1.0	3.8±0.9	4.6±1.1	5.0±1.4	5.7±1.1	4.3±2.2
Ba	243.9±77.8	247.3±30.9	390.7±44.9	248.4±39.5	295.6±407.1	405.9±68.8	428.9±9.8
La	21.7±8.5	26.6±7.2	32.0±18.5	28.1±8.3	26.5±9.7	46.2±8.0	22.6±8.1
Ce	37.7±13.3	35.2±12.8	61.0±25.8	38.8±8.2	39.5±20.3	88.8±15.2	48.0±19.0
Pr	5.7±2.1	5.9±2.3	10.1±4.8	6.9±1.6	7.2±3.3	16.5±3.2	7.4±2.5
Nd	20.5±7.7	21.4±8.9	38.7±17.4	27.0±5.1	26.8±11.4	62.8±14.0	27.0±9.1
Sm	3.5±1.3	3.7±1.6	6.9±2.5	5.2±1.1	4.1±1.7	8.5±1.5	4.7±1.6
Eu	0.6±0.3	0.7±0.3	1.3±0.4	1.0±0.3	0.8±0.3	1.5±0.2	1.0±0.3
Gd	2.5±0.9	2.6±1.1	4.7±1.3	3.8±1.4	2.9±1.2	4.6±0.4	3.6±1.1
Dy	2.3±0.9	2.5±0.9	4.1±0.9	3.8±0.9	3.0±1.3	4.0±0.4	3.4±0.8
Ho	0.5±0.2	0.5±0.2	0.8±0.2	0.8±0.1	0.6±0.3	0.8±0.1	0.7±0.2
Er	1.3±0.5	1.4±0.5	2.3±0.5	2.1±0.4	1.7±0.8	2.3±0.3	2.0±0.4
Yb	1.4±0.5	1.4±0.44	2.2±0.5	1.8±0.3	1.6±0.8	2.2±0.5	2.0±0.4
Lu	0.2±0.1	0.2±0.07	0.3±0.1	0.3±0.1	0.2±0.1	0.3±0.1	0.3±0.1
Hf	5.0±1.1	4.5±0.9	3.4±0.7	3.6±0.9	2.9±1.6	5.7±1.7	6.1±1.6
Th	9.5±3.3	11.1±2.3	12.0±3.4	8.9±3.2	8.2±4.5	12.4±2.9	13.8±4.5
U	3.7±0.8	3.0±0.2	2.8±0.7	4.3±0.8	2.7±1.5	3.4±0.4	3.6±2.6

**Медианные содержания (г/т) и стандартные отклонения ряда элементов-примесей
в тонкозернистых терригенных породах различных литостратиграфических подразделений
различных свит рифея Учуро-Майского региона**

Компонент	Трехгорная свита	Димская свита	Талынская свита	Светлинская свита
Sc	11.8±2.9	18.0±3.8	14.3±5.7	10.3±3.0
V	95.6±30.6	142.7±34.1	114.2±51.3	81.7±29.7
Cr	151.3±34.3	104.6±27.9	146.7±33.5	132.5±32.5
Co	4.7±0.9	14.0±4.0	17.5±8.8	17.9±6.2
Ni	60.5±8.7	41.2±20.4	55.2±23.5	59.5±7.7
Cu	17.9±9.4	12.5±15.9	19.1±27.4	22.7±18.5
Zn	47.4±13.5	46.3±6.1	264.8±130.2	327.3±13.9
Ga	23.5±6.0	34.5±5.9	24.1±5.2	20.1±6.0
Rb	153.8±43.0	126.3±52.2	143.5±62.1	103.4±59.3
Sr	46.3±27.7	45.3±15.0	20.8±13.6	15.1±5.4
Y	16.7±6.7	16.0±5.6	27.8±16.4	16.3±4.5
Zr	154.2±11.9	164.6±32.3	260.6±114.5	158.6±25.6
Nb	16.4±1.4	15.4±2.7	19.4±4.7	13.4±2.5
Mo	0.3±0.6	0.3±0.3	0.2±0.2	0.2±0.1
Cs	3.8±0.3	6.8±2.4	6.6±2.9	5.5±3.1
Ba	656.3±314.4	684.7±492.0	845.3±478.7	253.5±74.3
La	31.4±17.8	40.4±14.8	40.3±20.0	28.4±6.2
Ce	77.8±38.2	76.2±29.7	93.5±50.1	63.9±30.5
Pr	7.6±4.0	8.6±3.3	10.1±4.5	6.5±1.2
Nd	28.1±14.4	34.7±12.9	38.9±15.6	24.2±4.7
Sm	4.9±2.4	5.4±1.8	6.9±3.1	4.1±0.9
Eu	1.0±0.4	1.1±0.5	1.4±0.7	0.6±0.2
Gd	4.3±2.0	4.6±1.6	6.0±3.1	3.1±0.8
Tb	0.5±0.2	0.6±0.2	0.8±0.5	0.4±0.1
Dy	3.0±1.1	3.1±1.0	4.9±2.7	2.9±0.9
Ho	0.6±0.2	0.6±0.2	1.1±0.6	0.6±0.2
Er	1.6±0.6	1.8±0.6	2.9±1.4	1.9±0.4
Tm	0.2±0.1	0.3±0.1	0.4±0.2	0.3±0.1
Yb	1.5±0.5	1.7±0.5	2.8±1.3	1.9±0.4
Lu	0.2±0.1	0.3±0.1	0.4±0.2	0.3±0.1
Hf	4.3±0.4	4.1±0.9	7.0±2.9	4.3±0.7
W	1.0±0.4	0.7±0.4	1.0±0.4	0.8±0.2
Pb	15.7±11.4	5.1±2.7	3.3±3.8	14.7±9.0
Bi	0.16±0.02	0.1±0.1	0.1±0.3	0.2±0.1
Th	8.3±4.8	11.8±3.6	11.6±6.7	7.5±0.8
U	2.1±0.9	1.9±0.4	1.9±1.0	1.6±0.4

рассмотрении данным, имеют повышенные кларковские концентрации только на Rb и Sr. Аналогичные по гранулометрии породы башкирского уровня отличаются слабыми положительными аномалиями Th, Nb, La и U. Содержания остальных рассматривае-

мых нами в настоящей работе микроэлементов варьируют в тонкозернистых терригенных породах нижнего рифея Южного Урала в пределах $0.50\text{--}1.50 \times \text{UCC}$.

Глинистые сланцы и глинистые алевролиты машакской свиты среднего рифея

Компонент	Тоттинская свита	Неруенская свита	Усть-кирбинская свита
Sc	18.2±7.0	16.8±8.4	20.0±3.2
V	133.8±49.5	136.4±55.2	132.0±23.7
Cr	112.8±38.6	122.2±35.8	96.9±14.2
Co	17.8±13.7	13.4±15.1	19.5±8.1
Ni	68.5±32.8	37.9±18.8	53.4±7.6
Cu	25.1±23.6	11.0±33.0	25.7±20.5
Zn	164.8±146.8	50.2±45.0	90.7±20.0
Ga	25.8±5.3	32.0±7.7	27.2±3.9
Rb	125.1±74.7	72.7±77.8	143.2±36.1
Sr	35.5±12.3	41.7±36.2	28.9±6.7
Y	38.8±16.3	26.1±23.4	38.5±7.1
Zr	210.5±35.4	289.0±45.0	217.4±30.6
Nb	21.9±3.1	26.7±6.0	20.8±3.6
Mo	0.2±0.5	0.2±0.2	0.2±0.4
Cs	7.6±2.4	7.1±2.3	6.1±1.2
Ba	714.3±374.5	318.2±207.5	574.7±132.8
La	44.6±20.2	39.7±28.8	34.0±10.9
Ce	97.1±34.3	92.0±47.3	80.2±24.2
Pr	10.1±3.9	8.8±5.8	8.8±2.8
Nd	38.4±14.7	31.1±21.1	33.8±9.8
Sm	7.0±2.6	5.0±4.3	6.6±1.6
Eu	1.6±0.5	0.8±0.8	1.2±0.3
Gd	7.6±2.6	4.0±3.8	6.2±1.2
Tb	1.1±0.4	0.6±0.6	1.0±0.2
Dy	6.2±2.9	4.0±3.7	6.0±1.1
Ho	1.4±0.6	1.0±0.8	1.3±0.2
Er	3.8±1.5	2.9±2.0	3.8±0.7
Tm	0.6±0.2	0.5±0.3	0.6±0.1
Yb	3.8±1.4	3.3±1.9	3.9±0.7
Lu	0.6±0.2	0.5±0.3	0.6±0.1
Hf	5.8±0.8	8.1±1.3	6.0±0.8
W	2.0±0.7	1.9±0.8	2.2±0.5
Pb	8.7±12.2	4.4±1.7	6.3±11.1
Bi	0.3±0.2	0.2±0.3	0.13±0.05
Th	16.6±6.1	16.7±8.5	14.9±3.0
U	3.2±1.5	2.1±1.1	2.7±0.5

слабо специализированы на Cr, Ni и Ga. Аналогичные по гранулометрии породы зигальгинской свиты характеризуются повышенными кларковыми концентрациями Cr, Ga и Hf. В тонкозернистых терригенных породах зигазино-комаровской свиты кларк концентрации только Rb превышает 1.50. Подобная картина отмечена и для глинистых сланцев авзянского уровня, однако, кро-

ме Rb, здесь наблюдаются высокие содержания и Cr (до $1.52 \times \text{UCC}$).

Наибольшим разнообразием в распределении рассматриваемых элементов характеризуются верхнерифейские отложения Южного Урала (рис. 23, б). Так, тонкозернистые терригенные породы бирьянской подсвиты зильмердакской свиты слабо специализированы на Rb, Cs, Th, U, Ga, Y, Nb,

**Медианные содержания (г/г) и стандартные отклонения ряда элементов-примесей
в тонкозернистых терригенных породах различных литостратиграфических подразделений
рифея Енисейского края**

Компонент	Кординская свита	Горбилковская свита	Удере́йская свита	Погорю́йская свита
Sc	16.7±5.1	17.4±3.3	18.4±6.7	15.8±5.6
V	128.5±68.5	144.0±41.9	220.2±88.4	185.0±20.8
Cr	117.7±24.3	125.4±15.1	152.2±23.0	135.9±17.1
Co	15.8±8.7	15.1±5.9	22.2±9.9	11.5±2.7
Ni	37.0±7.6	42.5±5.1	39.5±6.1	34.0±2.6
Cu	20.6±12.1	20.3±7.1	28.8±19.7	16.0±4.9
Zn	108.1±26.1	102.4±35.9	97.7±34.9	51.0±36.4
Ga	26.3±4.6	27.9±4.8	30.6±3.1	23.9±2.4
Rb	146.3±35.7	159.0±71.6	145.5±65.7	102.5±49.6
Sr	131.6±34.9	131.4±46.9	62.1±38.0	56.7±41.7
Y	32.6±7.4	27.2±4.4	34.5±14.9	37.4±11.1
Zr	240.0±73.1	231.5±38.4	222.5±36.2	312.4±32.6
Nb	23.4±4.2	21.2±3.4	24.3±5.3	23.7±5.1
Mo	0.3±0.5	0.1±0.7	0.4±0.4	0.9±0.6
Cs	4.9±3.0	7.1±4.1	6.2±4.2	4.6±2.6
Ba	672.5±239.1	636.3±623.7	616.5±252.8	654.1±363.6
La	47.4±15.6	35.2±14.0	47.0±23.6	37.6±12.4
Ce	96.6±24.9	75.4±32.4	101.8±45.9	85.5±33.4
Pr	11.8±3.5	8.8±3.1	11.6±5.6	9.6±3.2
Nd	43.8±12.8	32.6±10.6	42.5±20.5	36.2±11.5
Sm	7.9±2.3	6.2±1.6	8.0±3.7	6.8±2.3
Eu	1.4±0.4	1.2±0.2	1.5±0.7	1.2±0.4
Gd	6.7±1.7	5.4±1.0	7.0±3.1	5.9±2.1
Tb	1.0±0.2	0.8±0.1	1.0±0.4	0.9±0.3
Dy	5.9±1.1	5.0±0.7	5.9±2.6	6.0±1.9
Ho	1.2±0.2	1.1±0.1	1.3±0.5	1.4±0.4
Er	3.3±0.7	3.0±0.4	3.4±1.4	3.9±1.0
Tm	0.5±0.1	0.45±0.1	0.5±0.2	0.6±0.1
Yb	3.3±0.8	3.0±0.4	3.2±1.3	4.0±0.9
Lu	0.5±0.1	0.4±0.1	0.5±0.2	0.6±0.1
Hf	6.5±1.8	6.3±1.0	6.3±0.9	8.5±0.8
W	1.6±0.4	1.6±1.0	2.2±1.0	1.7±0.4
Pb	15.2±9.7	20.5±9.4	9.8±7.9	4.4±10.6
Bi	0.25±0.2	0.1±0.3	0.4±0.3	0.3±0.1
Th	18.6±2.9	18.7±3.7	18.0±5.9	13.0±3.8
U	3.1±1.0	3.2±1.8	3.4±1.0	3.0±0.8

то, Gd и Yb. Примерно такие же геохимические особенности присущи глинистым сланцам и аргиллитам бедерышинской подгруппы зильмердакской и катавской свит.

Аргиллиты нугушской подсвиты зильмердакской свиты имеют вышекларковые концентрации Yb. Аргиллиты инзерского уровня характеризуются незначительно повы-

Компонент	Сосновская свита	Потоскуйская свита	Шунтарская свита	Оленьинская свита	Конкинская, степановская свиты
Sc	14.6±12.9	18.0±3.1	16.4±5.5	14.0±3.2	22.65±9.35
V	99.4±103.2	260.3±55.4	145.3±37.7	132.5±110.9	153.78±49.10
Cr	67.2±76.4	136.1±40.2	143.1±17.4	135.5±34.3	149.87±414.81
Co	18.9±23.2	10.2±7.9	6.8±8.2	9.4±4.7	12.47±57.12
Ni	36.0±28.8	28.8±28.9	41.0±11.5	50.7±13.4	45.73±131.95
Cu	18.2±34.9	26.9±14.4	24.2±15.2	60.0±38.4	21.46±48.26
Zn	98.4±54.8	71.1±54.4	54.1±28.7	25.7±37.3	62.62±29.98
Ga	16.8±12.8	29.4±2.8	30.7±2.6	27.1±5.2	27.81±1.92
Rb	113.1±78.8	128.7±68.0	144.7±68.5	299.3±117.0	162.77±68.71
Sr	31.8±16.4	43.3±19.1	64.8±23.9	46.4±44.7	69.26±71.84
Y	36.4±21.2	35.5±17.8	20.7±17.3	38.4±27.4	46.82±22.20
Zr	132.9±100.0	252.0±61.0	239.8±22.1	239.3±42.4	253.62±54.65
Nb	11.7±10.9	23.4±14.9	23.9±3.9	23.7±15.6	26.11±66.24
Mo	0.4±0.2	0.5±0.4	0.2±0.4	0.8±0.2	0.60±0.25
Cs	5.9±3.8	4.9±2.6	6.5±5.9	24.3±12.8	8.53±4.68
Ba	558.5±330.4	280.6±246.3	368.3±161.8	522.4±172.6	441.10±170.31
La	32.9±22.9	40.1±12.3	36.5±21.9	43.9±24.4	52.94±25.87
Ce	63.1±49.2	112.6±19.8	88.2±43.2	105.2±14.6	113.87±52.19
Pr	8.1±5.6	9.7±3.4	7.5±5.0	11.1±5.7	13.27±9.00
Nd	32.2±20.8	36.6±11.8	26.9±18.2	40.5±19.7	50.05±36.80
Sm	6.6±3.9	6.9±1.7	5.1±3.4	7.5±3.4	9.89±5.96
Eu	1.3±0.8	1.3±0.4	1.0±0.6	0.9±0.4	1.87±1.20
Gd	6.3±3.6	6.1±1.5	4.5±2.8	6.3±3.0	8.55±5.18
Tb	1.0±0.5	0.9±0.3	0.7±0.4	0.9±0.6	1.31±0.68
Dy	5.8±3.2	5.8±2.4	4.0±2.8	5.7±3.7	7.89±3.65
Ho	1.3±0.7	1.3±0.6	0.9±0.6	1.3±0.8	1.72±0.72
Er	3.5±1.9	3.6±1.6	2.5±1.7	3.6±2.3	4.50±1.82
Tm	0.5±0.3	0.6±0.2	0.4±0.2	0.6±0.3	0.68±0.26
Yb	3.4±1.9	3.8±1.5	2.7±1.6	3.8±2.2	3.83±1.68
Lu	0.5±0.3	0.5±0.2	0.4±0.2	0.6±0.3	0.56±0.24
Hf	3.6±2.7	6.9±1.4	6.6±0.5	7.0±1.0	6.89±1.08
W	2.3±4.0	2.2±0.4	1.9±0.6	5.9±4.7	2.81±1.54
Pb	5.9±21.9	12.2±5.8	10.3±8.2	15.4±23.0	13.51±119.18
Bi	0.2±0.5	0.4±0.03	0.3±0.2	0.5±0.2	0.18±0.29
Th	10.3±8.0	19.2±4.4	16.9±4.4	19.7±7.3	17.57±7.04
U	1.3±2.5	4.0±0.3	3.6±1.4	3.2±2.3	3.78±1.88

шенными против кларка содержаниями Rb, Th, Y, Bi, Ce, Sm и Yb. Следующий, миньярский, уровень отличается от всех других литостратиграфических подразделений рифея Южного Урала тем, что рассматриваемые нами элементы-примеси присутствуют

здесь в тонкозернистых обломочных породах в количестве 0.36 (Pb)–1.32 (Th, U) × UCC, и только для Nb величина K_k составляет 1.56. Наконец, аргиллиты укской свиты имеют слабую геохимическую специализацию на Rb, Sc, Nb и Bi.

Компонент	Лопатинская свита	Карьерная свита	Чивидинская свита	Горевская свита	Сухохребтинская свита
Sc	15.1±3.1	12.5±3.5	12.3±3.4	6.83±3.04	8.49±1.52
V	246.4±96.0	304.8±117.7	342.8±89.9	301.60±102.74	520.63±1280.75
Cr	139.0±57.4	170.9±65.7	173.6±78.4	218.55±130.06	248.25±136.83
Co	16.1±3.9	7.7±8.2	14.3±8.1	15.70±58.71	2.99±2.79
Ni	60.9±5.6	50.3±23.7	55.9±13.5	51.94±51.30	53.32±32.23
Cu	97.9±55.8	107.0±131.9	156.8±96.0	113.03±211.63	111.53±50.98
Zn	20.7±18.2	6.4±16.5	9.3±4.7	7.67±4.68	5.19±1.25
Ga	28.7±8.5	25.1±10.1	23.5±11.5	18.60±7.52	27.31±4.98
Rb	143.2±90.7	127.7±50.7	131.5±142.8	125.96±39.67	120.12±34.82
Sr	143.9±84.5	94.8±42.0	125.7±57.0	147.19±240.14	62.65±15.04
Y	36.8±41.0	35.0±20.7	35.3±16.5	10.72±8.15	14.97±11.71
Zr	260.2±69.7	355.6±171.3	263.3±137.7	113.75±71.84	304.69±139.66
Nb	30.0±12.1	40.6±13.5	58.6±28.1	13.06±4.84	43.16±13.98
Mo	0.2±0.6	0.7±0.7	0.5±2.8	1.52±1.34	2.48±1.37
Cs	32.8±17.9	6.5±3.1	4.6±29.1	5.77±3.40	7.49±3.75
Ba	374.2±238.5	342.4±180.6	419.4±131.1	341.38±217.58	735.13±363.43
La	41.5±17.6	60.4±38.4	73.5±28.0	12.61±11.52	30.22±26.07
Ce	100.6±40.4	136.0±67.8	140.8±58.5	29.97±23.67	72.39±56.07
Pr	9.9±4.8	14.9±11.4	15.0±8.4	3.40±2.57	7.60±7.09
Nd	37.4±15.6	51.2±40.7	51.3±31.5	13.29±9.31	28.88±23.35
Sm	7.1±3.2	8.9±5.6	8.2±4.1	2.76±1.70	5.40±3.88
Eu	1.2±0.7	1.6±1.0	1.4±0.7	0.62±0.37	1.04±0.45
Gd	6.5±3.9	7.2±4.3	7.3±3.3	2.52±1.45	4.29±2.80
Tb	0.9±0.8	1.0±0.6	1.0±0.4	0.37±0.20	0.55±0.35
Dy	5.6±5.7	5.7±3.3	5.7±2.4	2.23±1.12	3.07±1.95
Ho	1.3±1.3	1.2±0.7	1.2±0.5	0.49±0.23	0.67±0.41
Er	3.5±3.5	3.2±1.7	3.3±1.3	1.34±0.57	1.86±1.12
Tm	0.5±0.5	0.5±0.2	0.5±0.2	0.21±0.08	0.29±0.17
Yb	3.4±3.0	3.1±1.4	3.2±1.2	1.35±0.48	1.97±1.06
Lu	0.5±0.4	0.4±0.2	0.5±0.2	0.21±0.07	0.30±0.15
Hf	7.1±1.8	9.4±4.2	6.6±3.5	3.17±1.84	8.15±2.70
W	3.5±2.4	2.1±0.5	1.2±0.6	1.45±1.34	1.86±0.28
Pb	14.0±7.4	22.8±10.6	42.6±27.5	45.37±40.81	15.37±2.95
Bi	0.3±1.2	0.3±0.1	0.3±0.1	0.25±0.38	0.36±0.14
Th	11.5±4.2	14.3±2.2	13.2±6.7	6.21±3.59	7.18±15.74
U	3.6±0.9	3.8±2.2	3.0±25.5	3.29±2.54	3.36±1.29

Суммируя сказанное, можно отметить, что в тонкозернистых терригенных образованиях большинства литостратиграфических подразделений рифея Южного Урала содержание Rb и Cs несколько выше кларка. В группе транзитных металлов слабая

геохимическая специализация на Sr характерна для значительной части литостратиграфических подразделений нижнего и среднего рифея, тогда как в свитах и подсвитах каратавия величина K_K для Sr варьирует от 0.99 (укский уровень) до 1.44 (катавская

Нормированные на верхнюю континентальную кору (Rudnik, Gao, 2003) медианные содержания ряда элементов-примесей в глинистых сланцах и аргиллитах различных свит рифея Южного Урала

Компонент	R _{1ai}	R _{1st}	R _{1bk}	R _{2msh}	R _{2zg}	R _{2zk}	R _{2av}	R _{3zl₁}	R _{3zl₂}	R _{3zl₄}	R _{3kt}	R _{3in}	R _{3mn}	R _{3uk}
Rb	1.80	2.40	1.47	1.27	0.62	1.60	1.79	2.06	1.28	1.87	2.30	1.68	1.27	1.56
Cs	0.94	1.12	0.94	0.65	0.43	1.06	1.40	1.51	1.11	1.54	2.42	1.18	1.14	1.55
Ba	0.85	0.79	0.96	0.60	0.23	0.67	0.74	0.54	0.73	0.75	1.32	0.51	0.47	0.72
Sr	0.17	0.12	0.11	0.11	0.07	0.07	0.12	0.22	0.23	0.21	0.24	0.21	0.16	0.22
Th	1.34	1.35	1.53	1.13	0.67	0.92	1.17	1.71	1.17	1.28	1.33	1.50	1.32	0.91
U	1.13	0.69	0.80	0.76	0.85	0.63	0.79	1.88	0.83	1.13	0.52	0.86	1.32	0.60
Sc	1.29	1.32	1.35	1.29	0.47	0.92	1.19	1.18	0.86	1.06	1.37	1.20	0.66	0.80
Cr	1.76	1.58	1.43	1.89	1.61	1.45	1.52	1.38	1.36	1.28	1.44	1.16	1.05	0.99
Co	0.95	0.78	1.11	0.92	0.23	0.66	0.70	0.57	0.91	0.74	0.60	0.71	0.51	0.60
Ni	1.19	0.95	1.31	1.63	0.65	0.69	1.01	1.00	1.38	1.10	0.64	0.65	0.46	0.59
V	1.02	0.83	1.10	1.48	0.97	1.08	0.96	1.16	0.85	0.91	0.96	0.76	0.72	0.66
Cu	0.35	0.65	1.45	0.98	1.01	1.35	0.70	1.02	0.54	0.86	0.24	0.70	0.65	0.70
Zn	0.68	0.62	0.59	1.12	0.25	1.19	0.68	0.63	0.85	0.98	0.67	0.99	0.59	0.78
Ga	1.24	1.48	1.49	1.50	1.64	1.36	1.47	1.54	1.16	1.38	1.64	1.29	1.24	0.99
Zr	1.28	0.76	0.94	0.74	1.49	0.90	0.94	1.27	1.32	1.13	0.58	1.02	1.14	1.19
Hf	1.23	0.79	0.91	0.70	1.54	0.83	0.92	1.22	1.34	1.12	0.52	0.94	1.12	1.22
Y	1.54	1.04	1.23	1.45	0.67	0.95	1.08	1.72	1.59	1.82	0.47	1.55	0.89	1.03
Nb	1.48	1.39	1.54	1.27	1.35	1.14	1.32	1.80	1.55	1.50	1.63	1.39	1.56	1.57
Mo	0.21	0.18	1.01	0.35	0.30	0.36	0.14	0.53	0.30	0.34	0.15	0.23	0.42	0.20
W	0.73	0.57	0.88	0.53	0.46	0.50	0.50	1.55	0.65	0.85	0.61	0.84	0.87	0.64
Pb	0.39	0.38	0.39	0.23	0.11	1.26	0.53	0.47	0.42	0.42	0.39	0.55	0.36	0.69
Bi	0.75	0.88	0.81	0.31	0.75	0.88	0.88	0.94	0.94	1.31	0.94	1.63	1.06	1.75
La	1.29	1.49	1.57	1.13	0.52	0.87	1.02	1.10	1.23	1.42	1.32	1.44	0.63	0.90
Ce	1.39	1.39	1.72	1.22	0.54	1.01	1.06	1.31	1.46	1.44	1.14	1.55	0.64	1.02
Sm	1.42	1.42	1.36	1.27	0.43	0.83	1.11	1.30	1.33	1.56	0.48	1.59	0.48	0.96
Eu	1.28	1.15	1.39	1.12	0.37	0.71	1.02	1.30	1.07	1.43	0.49	1.18	0.46	0.86
Gd	1.49	1.41	1.39	1.23	0.46	0.72	1.15	1.56	1.33	1.59	0.41	1.42	0.54	0.95
Yb	1.32	1.01	1.11	1.34	0.93	0.88	1.19	1.71	1.51	1.76	0.53	1.71	1.20	1.10

Примечание. Свиты: R_{1ai} – айская; R_{1st} – саткинская; R_{1bk} – бакальская; R_{2msh} – машакская; R_{2zg} – зигальгинская; R_{2zk} – зигазино-комаровская; R_{2av} – авзянская; зильмердакская (R_{3zl₁} – бирьянская подсвита; R_{3zl₂} – нугушская подсвита; R_{3zl₄} – бедерышинская подсвита); R_{3kt} – катавская; R_{3in} – инзерская; R_{3mn} – миньярская; R_{3uk} – укская.

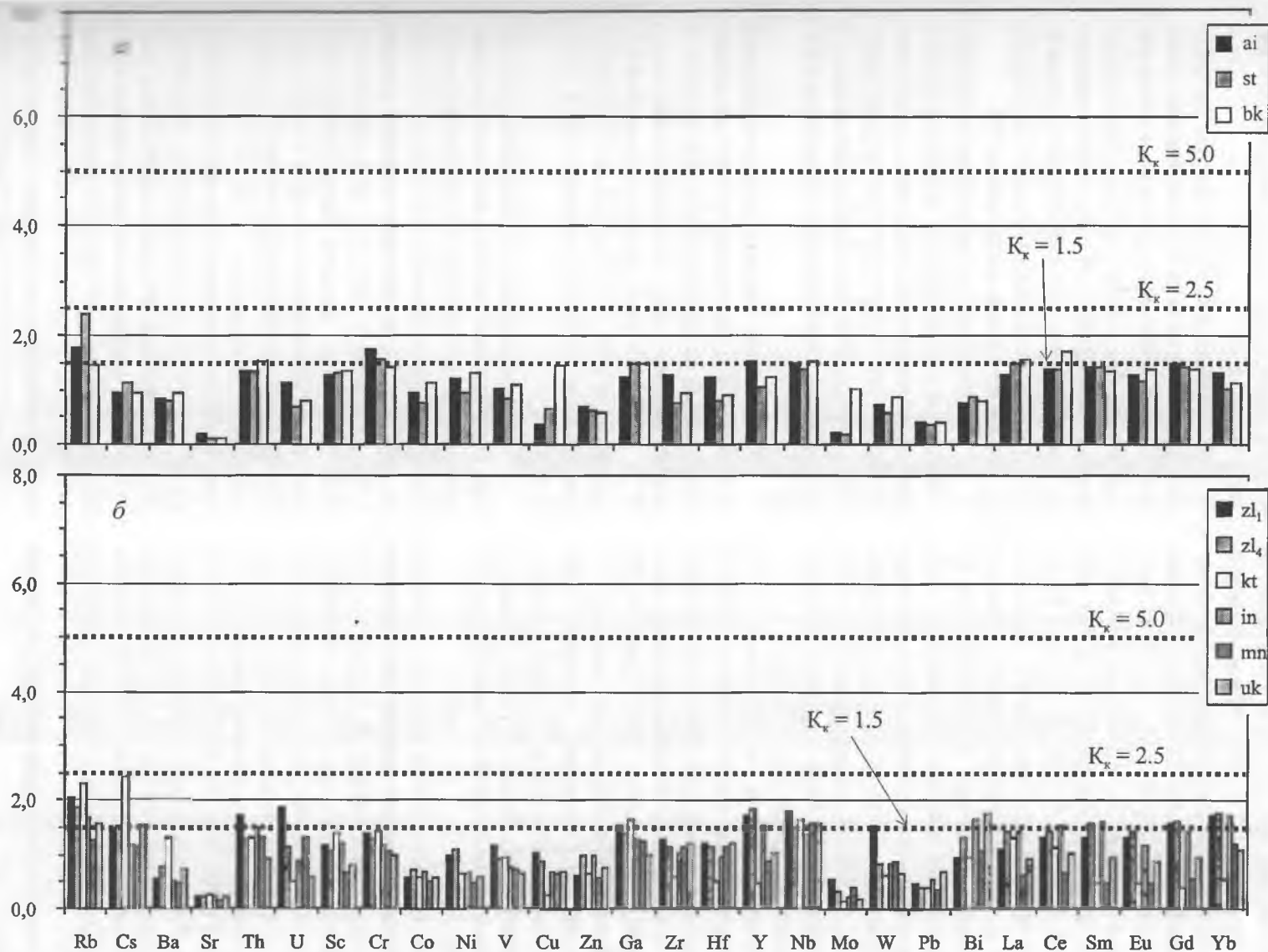


Рис. 23. Кларки концентрации переходных металлов, литофильных, высокочargedных и ряда других элементов-примесей в тонкозернистых терригенных породах нижнего (а) и верхнего (б) рифея Южного Урала.

Свиты, подсвиты: ai – айская; st – саткинская; bk – бакальская; zl₁ – бирьянская; zl₄ – бедерышинская; kt – катавская; in – инзерская; mn – миньярская; uk – укская

свита). Повышенные концентрации Y и Nb, входящих в группу высокозарядных элементов, и некоторых РЗЭ наблюдаются также только в тонкозернистых терригенных породах каратавия.

Глинистые алевролиты и глинистые сланцы прикамской свиты нижнего рифея *Камско-Бельского авлакогена* представлены в нашей коллекции 16 пробами. Только для пяти из них характерны высокие концентрации Li (рис. 24, а). Кларки концентрации Sc, V, Cr, Ni, Zn, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Mo, Cd, Sn, Sb, Ba, РЗЭ, Hf, Ta, W, Tl, Pb и Th во всех изученных пробах имеют значения менее 1.5, т.е. глинистые породы прикамского уровня не имеют специализации на перечисленные элементы-примеси. Для ряда образцов тонкозернистых терригенных пород прикамской свиты отмечена выраженная ($K_k = 3.97$) и интенсивная ($K_k = 6.21$) специализация на медь и незначительно превышающие кларк концентрации U.

Тонкозернистые терригенные породы надежинской свиты нижнего рифея представлены четырьмя образцами. В двух из них отмечаются вышекларковые концентрации Li и в одном – ЛРЗЭ (рис. 24, б). В одной из проб наблюдается высокое содержание Cu. Остальные элементы-примеси в глинистых сланцах и мелкозернистых алевролитах данного уровня нижнего рифея Камско-Бельского авлакогена имеют величины $K_k < 1.5$.

Ольховская свита среднего рифея представлена в нашей коллекции 17 образцами глинистых сланцев. В ряде образцов наблюдается слабая или хорошо выраженная ($2.21 < K_k < 4.48$) специализация на Li (рис. 25, а). Только в одном образце наблюдаются повышенные концентрации Sc, V, Cr, Y, Ce, Pr, Nd, Sm, Tb, Ho, Er, Tm, Yb, Lu, Hf и Ta. Заметными вариациями содержаний характеризуются Nb, U, Ni, Sb, Mo, Ba и Th. Отмечается специализация глинистых сланцев ольховского уровня на Bi (до $K_k = 7.29$). Для остальных элементов-примесей значения кларков концентрации не превышают 1.50.

Глинистые сланцы и аргиллиты прикутовской свиты верхнего рифея Камско-Бельского авлакогена представлены в нашей коллекции четырьмя образцами. Для пород

этого уровня характерна специализация на Li (до $K_k = 2.62$) (рис. 25, б) и отмечаются вариации в распределении кларковых концентраций Th и U (от 0,3 K_k до 2.86). Кларки концентрации остальных из рассматриваемых нами элементов-примесей составляют менее 1.50.

Содержания Sr и Mo в глинистых сланцах и аргиллитах всех исследованных нами литостратиграфических подразделений рифея *Учуро-Майского региона* составляют менее $0.50 \times \text{UCC}$ (табл. 10); для тонкозернистых терригенных образований большинства проанализированных нами свит характерны также низкие содержания Pb.

Тонкозернистые терригенные породы трехгорной свиты нижнего рифея слабо специализированы на Rb и Cr (рис. 26, а). Аналогичные по гранулометрии породы димской свиты имеют кларковые содержания Cr и несколько повышенные концентрации Rb, Cs и V.

Глинистые сланцы среднерифейской талынской свиты характеризуются вышекларковыми концентрациями Rb, Cr и Nb и имеют выраженную специализацию на Zn ($K_k = 3.90$) (см. рис. 26, б). Последняя характерна и для аргиллитов и глинистых сланцев светлинской свиты, где для Zn $K_k = 4.90$.

Тонкозернистые обломочные породы верхнерифейской неруенской свиты характеризуются повышенными концентрациями более широкого спектра элементов – Ni, Ga, Zr, Hf, Nb, Bi. В породах данного уровня Учуро-Майского региона не наблюдается присущая более низким литостратиграфическим подразделениям рифея слабая геохимическая специализация на Rb и Cr, выше медианное содержание Ni ($K_k = 2.19$) и исчезает наблюдавшаяся в породах талынской и светлинской свит выраженная специализация на Zn. В то же время неруенская свита – это единственное подразделение рифея Учуро-Майского региона, в тонкозернистых обломочных породах которого присутствуют повышенные содержания трех из четырех элементов группы высокозарядных – Zr, Hf и Nb. Кларк концентрации Bi составляет 1.50. Аргиллиты усть-кандыкской свиты обладают слабо выраженной специализацией на Rb, Ga, Y, Nb.

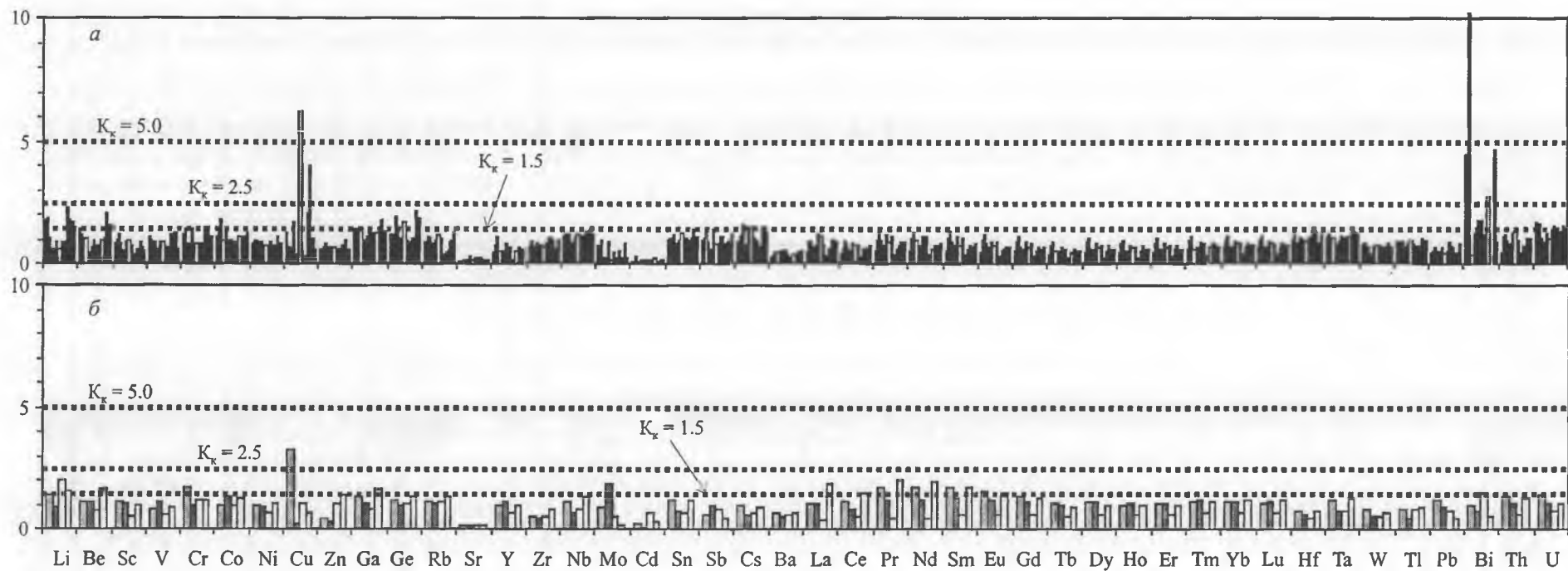


Рис. 24. Кларки концентрации широкого спектра элементов-примесей в тонкозернистых терригенных породах прикамской (а) и надеждинской (б) свит нижнего рифея Камско-Бельского авлагодена

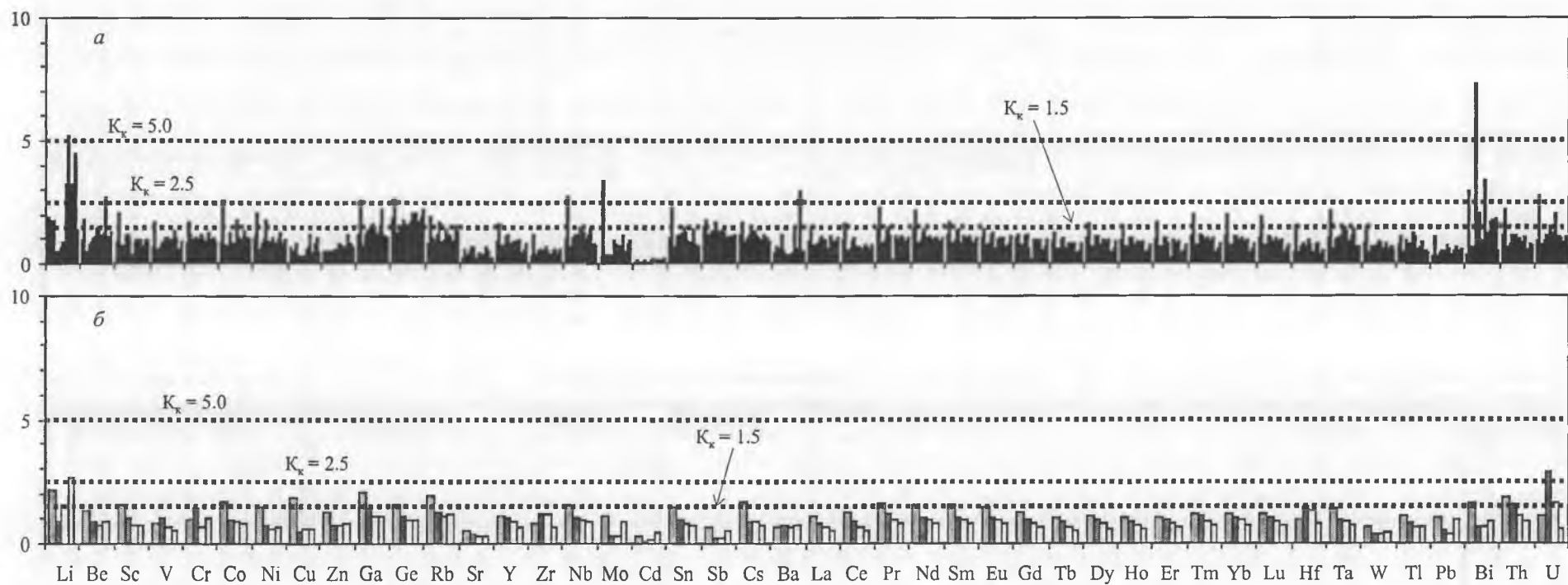


Рис. 25. Кларки концентрации широкого спектра элементов-примесей в тонкозернистых терригенных породах ольховской (а) и прикутовской (б) свит среднего и верхнего рифея Камско-Бельского авлакогена

Нормированные на верхнюю континентальную кору (Rudnik, Gao, 2003) медианные содержания ряда элементов-примесей в тонкозернистых терригенных породах различных свит рифея Учуро-Майского региона

Компонент	R _{1tg}	R _{1dm}	R _{2tl}	R _{2sv}	R _{3nm}	R _{3u-k}
Rb	1.83	1.5	1.71	1.23	0.87	1.71
Cs	0.78	1.39	1.36	1.12	1.45	1.25
Ba	1.05	1.1	1.35	0.41	0.51	0.92
Sr	0.14	0.14	0.07	0.05	0.13	0.09
Th	0.79	1.12	1.1	0.71	1.6	1.42
U	0.78	0.70	0.70	0.60	0.80	1.00
Sc	0.85	1.29	1.02	0.74	1.20	1.43
Cr	1.64	1.14	1.59	1.44	1.33	1.05
Co	0.27	0.81	1.01	1.03	0.78	1.13
Ni	1.29	0.88	1.17	1.27	0.81	1.14
V	0.99	1.47	1.18	0.84	1.41	1.36
Cu	0.64	0.45	0.68	0.81	0.39	0.92
Zn	0.71	0.69	3.95	4.88	0.75	1.35
Ga	1.34	1.97	1.38	1.15	1.83	1.56
Zr	0.80	0.85	1.35	0.82	1.50	1.13
Hf	0.81	0.77	1.33	0.82	1.52	1.13
Y	0.79	0.76	1.32	0.78	1.24	1.83
Nb	1.37	1.28	1.62	1.12	2.23	1.73
Mo	0.30	0.26	0.15	0.15	0.17	0.15
W	0.51	0.37	0.51	0.41	0.99	1.17
Pb	0.92	0.3	0.19	0.87	0.26	0.37
Bi	1.00	0.56	0.63	1.19	1.50	0.81
La	1.01	1.30	1.30	0.92	1.28	1.10
Ce	1.24	1.21	1.48	1.01	1.46	1.27
Sm	1.05	1.14	1.47	0.88	1.07	1.40
Eu	0.96	1.10	1.4	0.60	0.83	1.20
Gd	1.08	1.16	1.51	0.78	1.01	1.55
Yb	0.76	0.85	1.41	0.96	1.66	1.95

Примечание. Свиты: R_{1tg} – трехгорная; R_{1dm} – димская; R_{2tl} – талынская; R_{2sv} – светлинская; R_{3nr} – неруенская; R_{3u-k} – усть-кирбинская.

Литостратиграфические подразделения рифея Енисейского края отличаются от свит и подсвит двух других рассмотренных выше мегапоследовательностей тем, что входящие в их состав тонкозернистые терригенные образования специализированы, хотя преимущественно слабо, на заметный более широкий спектр элементов и для многих из них эта специализация носит «сезонной характер» (табл. 11).

Тонкозернистые терригенные образования кординской свиты нижнего рифея имеют слабую геохимическую специализацию на Rb, Th, Zn, Ga, Y, Nb, Bi и повышен-

ные концентрации относительно кларка РЗЭ. В вышележащей горбилонской свите глинистые сланцы сохраняют повышенную геохимическую направленность на Rb, Th, Zn, Ga и Nb, тогда как кларк концентрации Y, Bi и РЗЭ составляют менее 1.50. Тонкозернистые обломочные образования удерейской свиты, как и кординской, вновь, хотя и слабо, специализированы на широкий круг элементов (Rb, Th, Cr, V, Ga, Y, Nb, Bi и РЗЭ). Однако в глинистых сланцах двух верхних свит сухопитской серии, погорюйской и сосновской число элементов-примесей, кларки концентрации которых

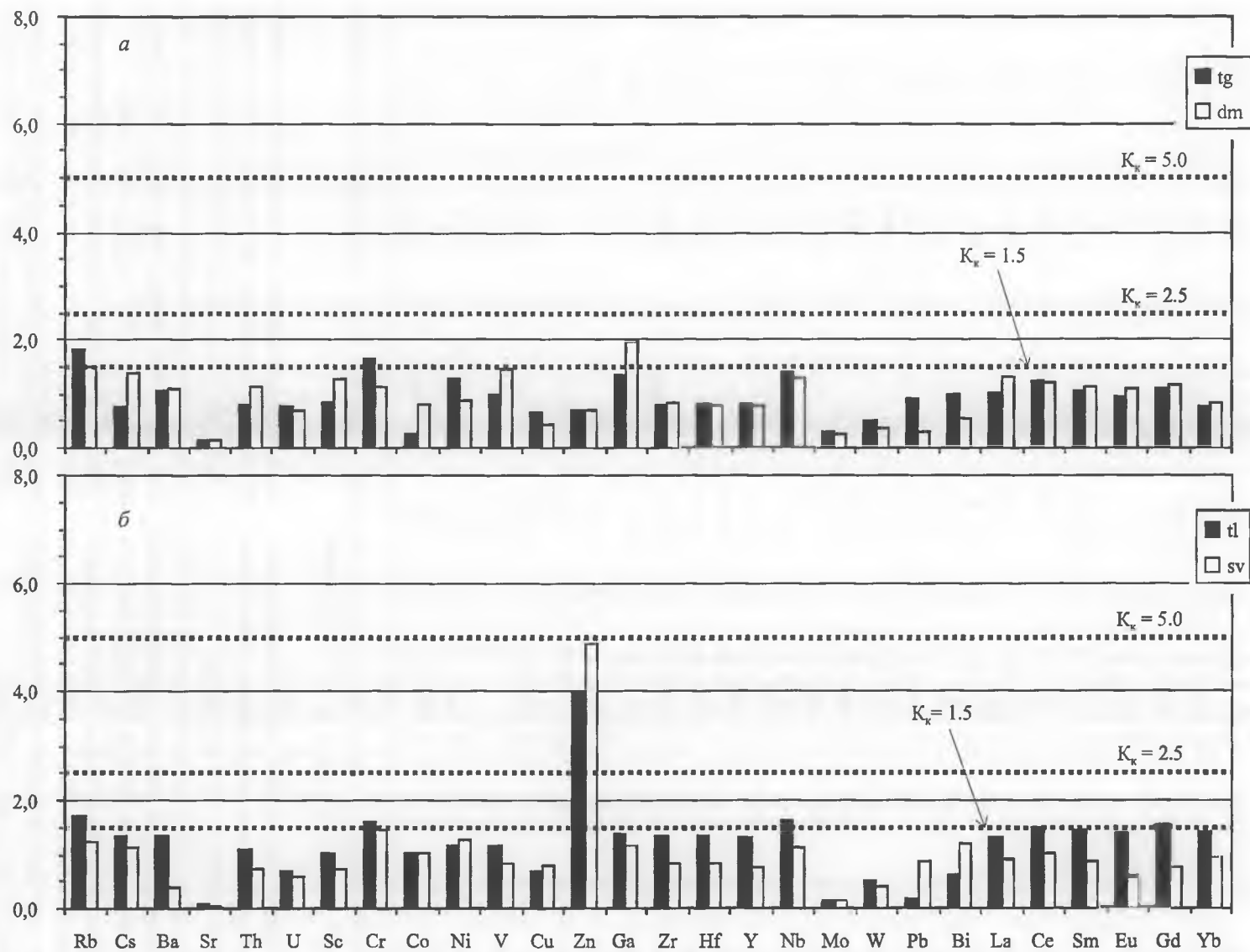


Рис. 26. Кларки концентрации переходных металлов, литофильных, высокозарядных и ряда других элементов-примесей в тонкозернистых терригенных породах нижнего (а) и среднего (б) рифея Учуро-Майского региона.

Свиты: tg – трехгорная; dm – димская; tl – талынская; sv – светлинская

**Нормированные на верхнюю континентальную кору (Rudnik, Gao, 2003) медианные содержания ряда элементов-примесей в тонкозернистых
терригенных породах различных свит рифея Енисейского края**

Компонент	R _{1kr}	R _{2gr}	R _{2ud}	R _{2pg}	R _{2ss}	R _{2pt}	R _{2sh}	R _{3ol}	R _{3lp}	R _{3kr}	R _{3ch}
Rb	1.74	1.89	1.73	1.22	1.35	1.53	1.72	3.56	1.70	1.52	1.57
Cs	1.01	1.44	1.27	0.93	1.20	1.07	1.32	4.97	6.69	1.32	0.93
Ba	1.08	1.02	0.99	1.05	0.90	0.45	0.59	0.84	0.6	0.55	0.67
Sr	0.41	0.41	0.19	0.18	0.10	0.14	0.20	0.14	0.45	0.30	0.39
Th	1.78	1.79	1.72	1.24	0.98	1.83	1.61	1.88	1.09	1.36	1.26
U	1.16	1.17	1.24	1.12	0.50	1.49	1.34	1.19	1.33	1.4	1.12
Sc	1.19	1.24	1.32	1.13	1.04	1.29	1.17	1.07	1.08	0.89	0.88
Cr	1.28	1.36	1.65	1.48	0.73	1.48	1.56	1.47	1.51	1.86	1.89
Co	0.91	0.88	1.28	0.66	1.09	0.59	0.39	0.54	0.93	0.45	0.83
Ni	0.79	0.90	0.84	0.72	0.77	0.61	0.87	1.08	1.30	1.07	1.19
V	1.32	1.48	2.27	1.91	1.02	2.68	1.50	1.37	2.54	3.14	3.53
Cu	0.74	0.73	1.03	0.57	0.65	0.96	0.86	2.14	3.50	3.82	5.60
Zn	1.61	1.53	1.46	0.76	1.47	1.06	0.81	0.38	0.31	0.10	0.14
Ga	1.50	1.59	1.75	1.37	0.96	1.68	1.75	1.55	1.64	1.44	1.34
Zr	1.24	1.20	1.15	1.62	0.69	1.31	1.24	1.24	1.35	1.84	1.36
Hf	1.23	1.19	1.19	1.61	0.68	1.29	1.25	1.32	1.33	1.77	1.25
Y	1.55	1.30	1.64	1.78	1.73	1.69	0.98	1.83	1.75	1.67	1.68
Nb	1.95	1.77	2.03	1.98	0.98	1.95	1.99	1.97	2.50	3.38	4.88
Mo	0.26	0.12	0.39	0.85	0.34	0.43	0.15	0.72	0.14	0.61	0.47
W	0.85	0.84	1.18	0.88	1.23	1.14	1.03	3.11	1.82	1.08	0.64
Pb	0.89	1.21	0.58	0.26	0.35	0.72	0.61	0.9	0.83	1.34	2.51
Bi	1.56	0.75	2.38	1.75	1.44	2.63	1.56	2.88	1.56	2.05	1.81
La	1.53	1.13	1.52	1.21	1.06	1.29	1.18	1.42	1.34	1.95	2.37
Ce	1.53	1.20	1.62	1.36	1.03	1.79	1.40	1.67	1.60	2.16	2.23
Sm	1.68	1.31	1.69	1.44	1.40	1.47	1.08	1.59	1.52	1.89	1.76
Eu	1.41	1.21	1.52	1.24	1.35	1.28	0.95	0.94	1.24	1.58	1.44
Gd	1.69	1.35	1.75	1.47	1.57	1.53	1.12	1.58	1.63	1.81	1.82
Yb	1.66	1.48	1.62	1.98	1.73	1.88	1.36	1.92	1.70	1.54	1.60

Примечание. Свиты: R_{1kr} – кординская; R_{2gr} – горбилковская; R_{2ud} – удерейская; R_{2pg} – погорюйская; R_{2ss} – сосновская; R_{2pt} – потоскуйская; R_{2sh} – шунтарская; R_{3ol} – оленинская; R_{3lp} – лопатинская; R_{3kr} – карьерная; R_{3ch} – чивидинская.

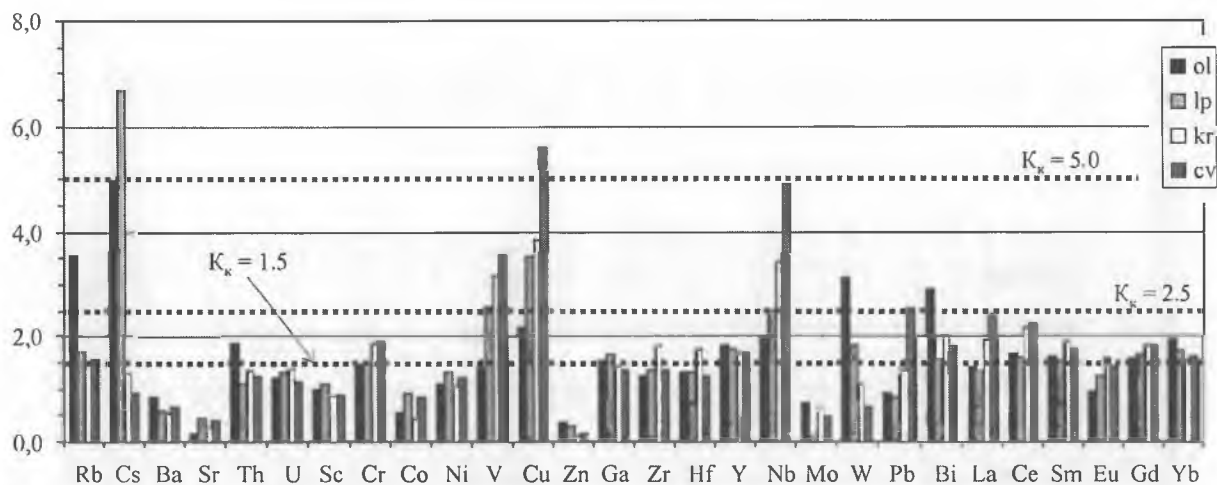


Рис. 27. Кларки концентрации переходных металлов, литофильных, высокочужающихся и ряда других элементов-примесей в тонкозернистых терригенных породах верхнего рифея Енисейского кряжа.

Свиты: R_3ol – оленьинская; R_3lp – лопатинская; R_3kr – карьерная; R_3ch – чивидинская

превышают 1.50, заметно сокращается. Здесь отсутствует характерная как для подстилающих, так и перекрывающих свит рифея слабая специализация на Rb и Th. В группе транзитных элементов кларк концентрации превышает 1.50 только для V и Bi (погорюйская свита). В то же время тонкозернистые терригенные породы погорюйской свиты имеют слабую геохимическую специализацию на все элементы из группы высокочужающихся.

Для глинистых сланцев потоскуйской свиты тунгусикской серии верхнего рифея характерна слабая геохимическая специализация на Rb, Th, Ga, Y, Nb, Ce, Gd, Yb и Lu и умеренно выраженная на V и Bi (K_k , соответственно, 2.68 и 2.63). Таким образом, потоскуйская свита – первый уровень в разрезе рифея Енисейского кряжа, для которого мы видим появление элементов с кларками концентрации более 2.50. Тонкозернистые обломочные образования шунтарской свиты той же серии характеризуются повышенными концентрациями ряда элементов из групп крупноионных литофилов (Rb, Th) и транзитных металлов (V, Ga). Кларки концентрации Nb и Bi здесь также превышают 1.50.

Глинистые сланцы оленьинской свиты верхневороговской свиты верхнего рифея слабо специализированы на Th, Cu, Ga, Y, Nb, PЗЭ и выражены на Rb, Cs, W и Bi (кларки концентрации, соответственно, 3.56, 4.97, 3.11 и 2.88) (рис. 27).

Тонкозернистые терригенные образования чингасанской серии, так же как и по-

давлиющего числа других литостратиграфических единиц разреза рифея Енисейского кряжа, имеют значительное число элементов-примесей с $1.50 < K_k < 2.50$ (Rb, Cr, Ga, Zr, Hf, Y, W, Bi, PЗЭ). Характерной чертой лопатинской, карьерной и чивидинской свит также является выраженная геохимическая направленность на V и Nb (K_k , соответственно, 3.38 и 4.88), Cu (лопатинская и карьерная), а также Pb (чивидинская) (см. рис. 27). Кроме того, глинистые сланцы лопатинской свиты специализированы на Cs ($K_k = 6.69$), а тонкозернистые терригенные породы чивидинской свиты – на Cu ($K_k = 5.60$). Для всех рассмотренных свит характерно крайне низкое содержание Zn и Mo.

При анализе приведенных в табл. 11 данных можно видеть, что уровень геохимической специализации для ряда элементов растет вверх по разрезу. Так, для тонкозернистых терригенных пород нижнего и среднего рифея кларк концентрации V составляет $1.02\text{--}2.68 \times UCC$, тогда как для аналогичных по гранулометрии образований верхнего рифея K_k ванадия варьирует от 1.37 до 3.53. Аналогичная ситуация характерна и для Nb. За исключением горбилонской и шунтарской свит, тонкозернистые терригенные образования всех других литостратиграфических единиц рифея Енисейского кряжа в той или иной мере слабо специализированы на ряд транзитных, высокочужающихся и редкоземельных элементов.

Широкое латеральное распространение в пределах Енисейского кряжа отложе-

Нормированные на верхнюю континентальную кору (Rudnik, Gao, 2003) медианные содержания ряда элементов-примесей в глинистых сланцах и аргиллитах различных свит верхнего рифея южной и северной частей Енисейского края

Компонент	Юр		Север		
	R _{3gv}	R _{3skh}	R _{3lp}	R _{3kr}	R _{3ch}
Rb	1.50	1.43	1.70	1.52	1.57
Cs	1.18	1.53	6.69	1.32	0.93
Ba	0.55	1.18	0.60	0.55	0.67
Sr	0.46	0.20	0.45	0.30	0.39
Th	0.59	0.68	1.87	2.39	2.97
U	1.22	1.24	1.33	1.40	1.12
Sc	0.49	0.61	1.08	0.89	0.88
Cr	2.38	2.70	1.51	1.86	1.89
Co	0.91	0.17	0.93	0.45	0.83
Ni	1.11	1.138	1.30	1.07	1.19
V	3.11	5.37	2.54	3.14	3.53
Cu	4.04	3.98	3.50	3.82	5.60
Zn	0.11	0.08	0.31	0.10	0.14
Ga	1.06	1.56	1.64	1.44	1.34
Zr	0.59	1.58	1.35	1.84	1.36
Hf	0.60	1.54	1.33	1.77	1.25
Y	0.51	0.71	1.75	1.67	1.68
Nb	1.09	3.60	2.50	3.38	4.88
Mo	1.38	2.25	0.14	0.61	0.47
W	0.77	0.98	1.82	1.08	0.64
Pb	2.67	0.90	0.83	1.34	2.51
Bi	1.56	2.22	1.56	2.00	1.81
La	0.41	0.97	1.34	1.95	2.37
Ce	0.48	1.15	1.60	2.16	2.23
Sm	0.59	1.15	1.52	1.89	1.76
Eu	0.62	1.04	1.24	1.58	1.44
Gd	0.63	1.07	1.63	1.81	1.82
Yb	0.68	0.98	1.70	1.54	1.60

Примечание. Свиты: R_{3gv} – горевская; R_{3skh} – сухохребтинская; R_{3lp} – лопатинская; R_{3kr} – карьерная; R_{3ch} – чивидинская.

ний верхнего рифея позволяет сопоставить геохимическую специализацию тонкозернистых терригенных пород из различных районов Центральной зоны этой крупной структуры – северного и южного Заангарья (соответственно, чингасанской и широкоинской серий). Общей «сквозной» особенностью глинистых сланцев и аргиллитов всех стратиграфических подразделений чингасанской и широкоинской серий является выраженная специализация на V и заметная обедненность ($K_k < 0.50$) Sr и (табл. 12). За некоторыми исключения-

ми, породы сопоставляемых серий сходны также по слабой или выраженной специализации на Rb, Cr, Nb и Bi. В то же время две из трех свит чингасанской серии (карьерная и чивидинская) имеют выраженную геохимическую специализацию на Th, тогда как в глинистых породах и горевской, и сухохребтинской свит широкоинской серии кларк концентрации этого элемента не превышает 0.68. Для глинистых сланцев и аргиллитов всех трех свит чингасанской серии характерна слабая геохимическая специализация на Y, а также на легкие и тяжелые

лантаноиды, в то время как в аналогичных по гранулометрии породах широкоинской серии кларк концентрации указанных элементов варьирует от 0.51 до 1.15 (рис. 28).

На примере северной и южной частей Центральной зоны Енисейского кряжа нами выполнено также сопоставление содержания более широкого спектра элементов-примесей (Li, Be, B, Sc, V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Ga, Ge, As, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Mo, Cd, In, Sb, Cs, Ba, PЗЭ, Hf, Ta, W, Hg, Tl, Pb, Bi, Th и U) в тонкозернистых терригенных породах лопатинской, карьерной, чингасанской, горевской и сухохребтинской свит с содержаниями их в верхней континентальной коре по данным (Rudnik, Gao, 2003). При этом на обсуждаемые ниже рисунки были вынесены не медианные концентрации того или иного элемента в глинистых сланцах или аргиллитах каждой из названных свит, а конкретные содержания в частных пробах.

Тонкозернистые терригенные породы горевской свиты характеризуются кларком концентрации Li выше 2.50 с максимальным значением K_k около 7.00 (рис. 29, а), Be от 1.50 до 2.50. Отмечена выраженная геохимическая специализация для бора (K_k порядка 13 (!)). Геохимическая специализация Sc, Zn, Ga, Ge, Y, Zr, Nb, In, Ba, PЗЭ, Hf, Ta и Th в тонкозернистых терригенных породах горевской свиты отсутствует. Для пород этого уровня характерны повышенные концентрации V, Cr и нередко Co, Ni. Кларк концентрации для Cu выше 1.50, с максимальными значениями от 6.00 до 17.50. Наблюдаются значительные вариации в концентрациях As, Mo, Cd, Sb, Hg, Tl, Pb, Bi, U – от кларковых значений до существенно (в 2 раза и более) превышающих кларк. Отмечается четко выраженная геохимическая специализация тонкозернистых терригенных отложений горевской свиты на W (K_k от 5 до 21).

Тонкозернистые терригенные породы сухохребтинской свиты в единичных случаях специализированы на Li, Be, Ni, Ga, As, Rb, Y, Zr, Th, Tl, Bi. В общей массе величина кларка концентрации составляет менее 1.50 (рис. 29, б). Для бора, напротив, во всех изученных образцах наблюдается интенсивная специализация (величина K_k варьирует от ~ 7.00 до 16.00). Значения K_k для Sc, Co, Zn, Ge, Sr, In, Ba, Dy, Ho, Er и Pb

во всех четырех пробах тонкозернистых терригенных образований сухохребтинской свиты составляют менее 1.50. В этих образованиях также прослеживается четко выраженная V геохимическая направленность ($K_k > 30$). Отмечается специализация на Cr от слабой до интенсивной. Часть образцов характеризуется значениями кларка концентрации более 1.50 для Mo, Cd, Cs, Sb, Hf и Ta. Тонкозернистые терригенные породы сухохребтинской свиты имеют интенсивную специализацию на W и выраженную специализацию на Hg.

Тонкозернистые терригенные образования лопатинской свиты имеют выраженную специализацию по Li, интенсивную – по B (рис. 30, а). Часть образцов характеризуется специализацией по Be, Cr, Cu, Ga, Rb, Y, Sb, Bi. Для Sc, Co, Ni, Zn, Ge, Sr, Mo, Ba и Pb значения K_k во всех пяти образцах составляют менее 1.50. Для этих отложений характерны величины $K_k > 1.50$ для V и As. Все проанализированные нами образцы лопатинской свиты имеют слабую или выраженную геохимическую специализацию на Cd, Cs, W и Hg. В ряде проб можно проследить слабую специализацию на PЗЭ, с некоторым обогащением тяжелыми редкоземельными элементами. В части образцов проявлена слабая или выраженная геохимическая специализация на Ta и Th. Два из пяти образцов характеризуются слабой специализацией по Bi, в то же время еще в одной пробе величина K_k по данному элементу превышает 18.

Карьерная свита характеризуется значениями кларка концентрации для Li выше 2.50, а в двух образцах – выше 5.00, причем максимальная величина K_k составляет 19.00 (!) (рис. 30, б). Значения K_k для Nb, Pb, Bi, Th варьируют между 1.50 и 5.00. Для части проб наблюдается специализация по Be, B, V. Для Sc, Co, Ni, Zn, Ge, As, Sr, Ba, Ga, Rb, Tl, Y, Zr все образцы характеризуются значениями $K_k < 1.50$. Значения кларка концентрации для Cu варьируют между 2.50 и 5.00, достигая в одном образце 14.00. Часть проб характеризуется слабой или выраженной специализацией на PЗЭ, Hf и Ta. Все пробы имеют выраженную или интенсивную геохимическую специализацию на W, это же характерно и для Hg.

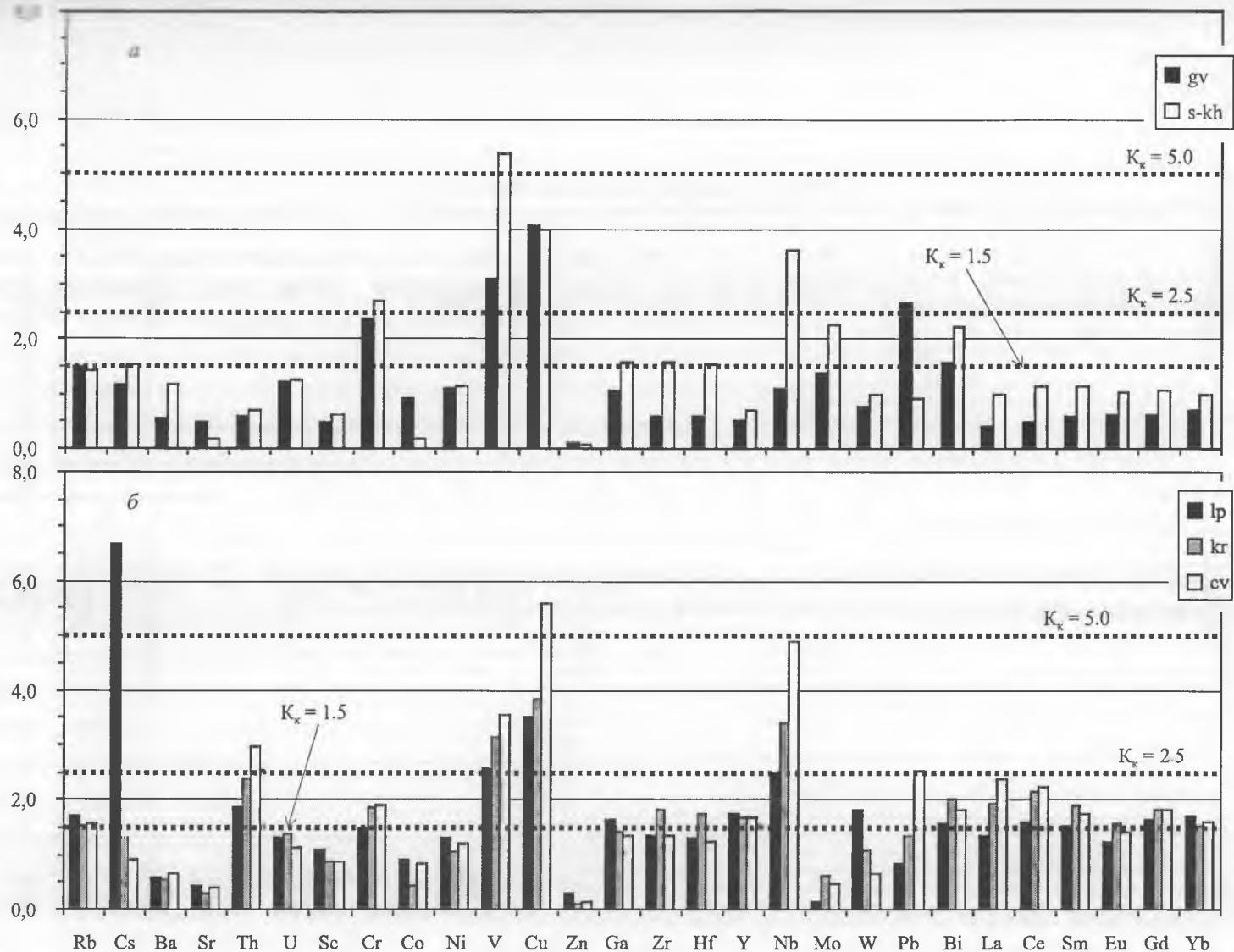


Рис. 28. Кларки концентрации переходных металлов, литофильных, высокочарядных и ряда других элементов-примесей в тонкозернистых терригенных породах широкинской (а) и чингасанской (б) серий верхнего рифея Енисейского края.

Свиты: R_3gv – горевская; R_3s-kh – сухохребтинская; R_3lp – лопатинская; R_3kr – карьерная; R_3ch – чивидинская

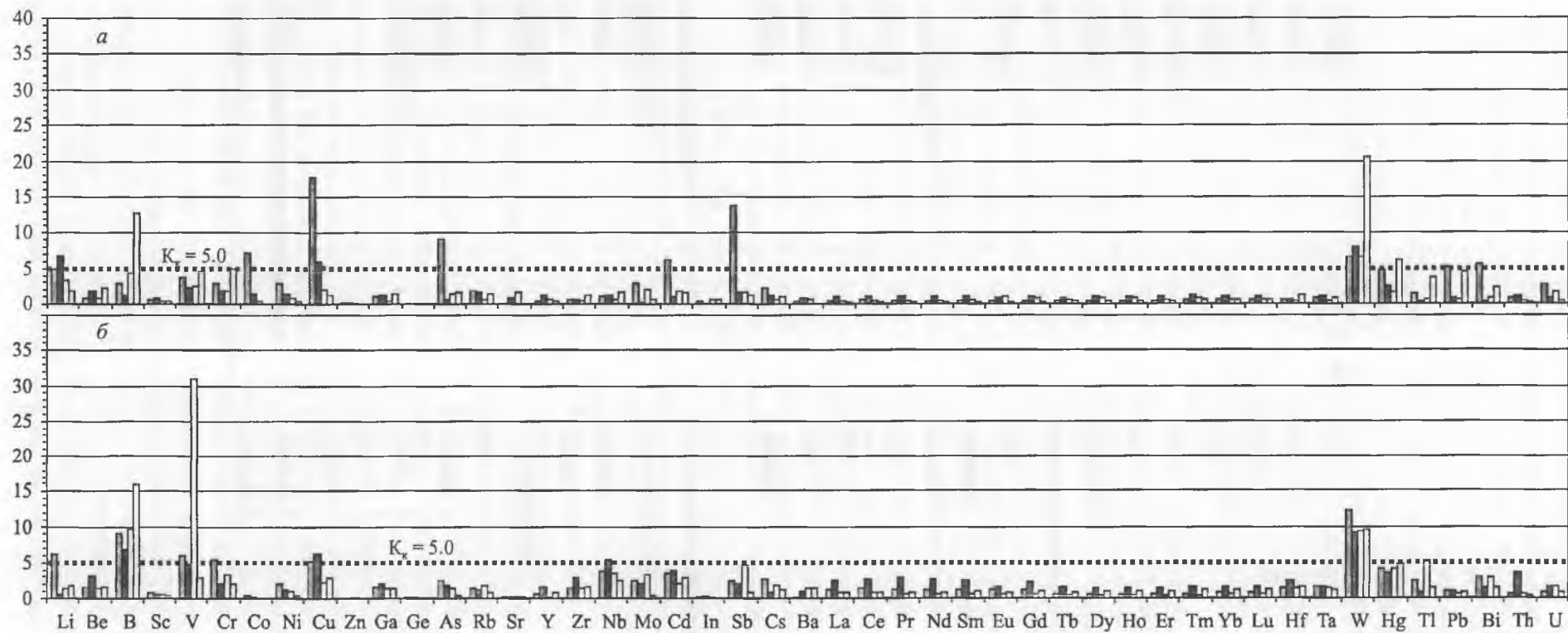


Рис. 29. Кларки концентрации широкого спектра элементов-примесей в тонкозернистых терригенных породах горевской (а) и сухохребтинской (б) свит широкоинской серии верхнего рифея Енисейского края

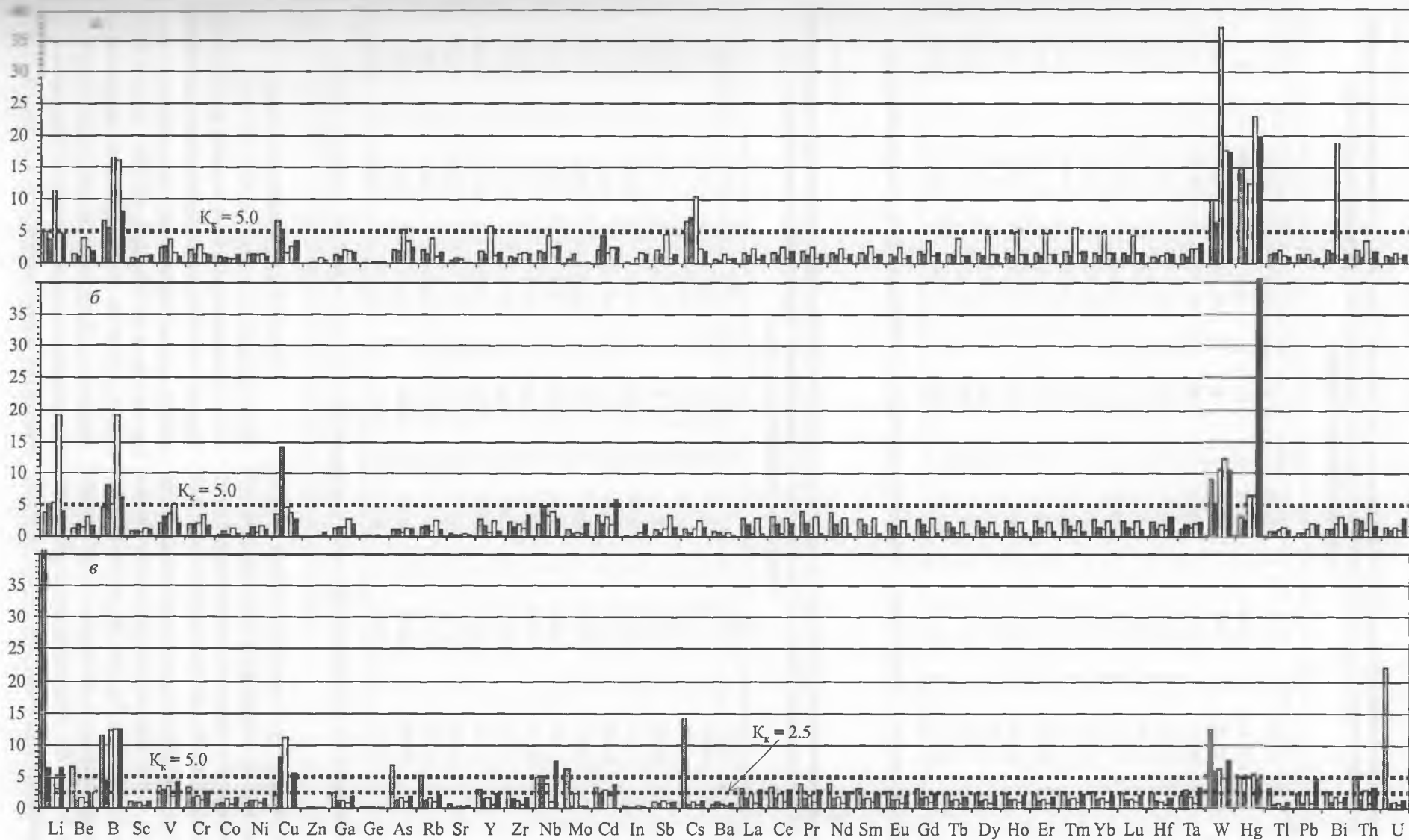


Рис. 30. Кларки концентрации широкого спектра элементов-примесей в тонкозернистых терригенных породах лопатинской (а) и карьерной (б) и чивидинской (в) свит чингасанской серии верхнего рифея Енисейского края

Нормированные на верхнюю континентальную кору (Rudnik, Gao, 2003) медианные содержания ряда элементов-примесей в глинистых сланцах и аргиллитах различных стратонов рифея Южного Урала

Компонент	R ₁	R ₂	R ₃		R ₁	R ₂	R ₃
Rb	1.61	1.42	1.68	Zr	0.95	0.90	1.13
Cs	0.96	0.89	1.49	Hf	0.91	0.84	1.17
Ba	0.86	0.60	0.65	Y	1.22	1.09	1.48
Sr	0.14	0.11	0.21	Nb	1.45	1.26	1.55
Th	1.42	0.96	1.30	Mo	0.25	0.29	0.31
U	0.80	0.75	1.05	W	0.73	0.50	0.85
Sc	1.31	1.10	0.99	Pb	0.39	0.49	0.47
Cr	1.47	1.52	1.21	Bi	0.88	0.81	1.19
Co	1.01	0.67	0.63	La	1.46	0.89	1.13
Ni	1.09	1.01	0.74	Ce	1.61	1.00	1.24
V	1.02	1.10	0.87	Sm	1.41	1.01	1.23
Cu	1.09	0.98	0.70	Eu	1.32	0.97	1.01
Zn	0.65	0.73	0.81	Gd	1.42	0.95	1.26
Ga	1.45	1.46	1.30	Yb	1.14	1.11	1.49

Примечание. Стратоны; R₁ – нижний рифей; R₂ – средний рифей; R₃ – верхний рифей.

Таблица 14

Нормированные на верхнюю континентальную кору (Rudnik, Gao, 2003) медианные содержания ряда элементов-примесей в тонкозернистых терригенных породах различных стратонов рифея Учуро-Майского региона

Компонент	R ₁	R ₂	R ₃		R ₁	R ₂	R ₃
Rb	1.57	1.55	1.23	Zr	0.82	1.10	1.31
Cs	1.20	1.27	1.33	Hf	0.79	1.11	1.32
Ba	1.07	1.04	0.65	Y	0.76	1.32	1.53
Sr	0.14	0.07	0.09	Nb	1.31	1.71	2.04
Th	1.08	1.05	1.44	Mo	0.26	0.15	0.15
U	0.74	0.83	0.97	W	0.40	0.64	1.09
Sc	1.14	1.08	1.28	Pb	0.33	0.4	0.31
Cr	1.28	1.39	1.26	Bi	0.81	1.19	0.94
Co	0.72	1.03	0.85	La	1.27	1.14	1.10
Ni	1.02	1.27	1.10	Ce	1.22	1.35	1.36
V	1.46	1.19	1.37	Sm	1.10	1.34	1.24
Cu	0.46	0.71	0.83	Eu	1.07	1.30	0.99
Zn	0.70	4.73	1.09	Gd	1.12	1.37	1.30
Ga	1.80	1.42	1.67	Yb	0.82	1.35	1.90

Примечание. Стратоны; R₁ – нижний рифей; R₂ – средний рифей; R₃ – верхний рифей.

Выборка для тонкозернистых терригенных пород чивидинской свиты имеет выраженную геохимическую специализацию по Li (рис. 30, в). Часть образцов имеет слабую или выраженную специализацию по Be, B, V, Cr, Cu, Nb, Cd, PЗЭ, Hf, Pb, В и Th. Для Sc, Co, Ni, Zn, Ge, Sr, In, Sb и Ba во всех проанализированных нами пробах величина $K_k < 1.50$. Наблюдается слабая или выраженная специализация на Ta, W и Hg.

Уровень 2: стратоны рифея

Описанные выше особенности тонкозернистых терригенных пород различных литостратиграфических единиц (свит и подсвит) рифея Южного Урала, Учуро-Майского региона и Енисейского края определяют специфику и более крупных подразделений – стратонов рифея – бурзяния, юрматиния и каратавия.

Нормированные на верхнюю континентальную кору (Rudnik, Gao, 2003) медианные содержания ряда элементов-примесей в тонкозернистых терригенных породах различных свит рифея Енисейского края

Компонент	R ₁	R ₂	R ₃		R ₁	R ₂	R ₃
Rb	1.74	1.68	1.70	Zr	1.24	1.17	1.32
Cs	1.01	1.27	1.44	Hf	1.23	1.19	1.26
Ba	1.08	0.98	0.62	Y	1.55	1.45	1.67
Sr	0.41	0.24	0.22	Nb	1.95	1.89	2.09
Th	1.78	1.66	1.79	Mo	0.26	0.35	0.47
U	1.16	1.18	1.33	W	0.85	1.16	1.08
Sc	1.19	1.25	1.00	Pb	0.89	0.75	0.83
Cr	1.28	1.47	1.58	Bi	1.56	1.75	2.00
Co	0.91	0.92	0.67	La	1.53	1.20	1.42
Ni	0.68	1.00	0.93	Ce	1.53	1.38	1.73
V	1.32	1.92	2.12	Sm	1.68	1.42	1.52
Cu	0.74	0.74	2.08	Eu	1.41	1.34	1.24
Zn	1.61	1.45	0.31	Gd	1.69	1.51	1.63
Ga	1.50	1.65	1.64	Yb	1.66	1.62	1.68

Примечание. Стратоны: R₁ – нижний рифей; R₂ – средний рифей; R₃ – верхний рифей.

Таблица 16

Нормированные на верхнюю континентальную кору (Rudnik, Gao, 2003) медианные содержания ряда элементов-примесей в крупных осадочных мегапоследовательностях рифея различных регионов

Компонент	БМА	УМР	ЕнКр		БМА	УМР	ЕнКр
Rb	1.60	1.55	1.72	Zr	1.01	1.09	1.24
Cs	1.13	1.29	1.33	Hf	0.99	1.11	1.24
Ba	0.71	0.95	0.79	Y	1.27	1.06	1.54
Sr	0.14	0.09	0.22	Nb	1.46	1.73	1.96
Th	1.28	1.16	1.74	Mo	0.30	0.18	0.39
U	0.85	0.85	1.23	W	0.68	0.68	1.08
Sc	1.18	1.17	1.12	Pb	0.45	0.32	0.86
Cr	1.31	1.31	1.51	Bi	0.94	1.25	1.81
Co	0.71	0.86	0.81	La	1.23	1.14	1.37
Ni	0.94	1.16	0.55	Ce	1.29	1.35	1.60
V	1.01	1.36	1.89	Sm	1.24	1.23	1.50
Cu	0.80	0.62	1.06	Eu	1.15	1.10	1.34
Zn	0.78	1.38	0.81	Gd	1.26	1.30	1.58
Ga	1.41	1.55	1.63	Yb	1.30	1.25	1.65

Примечание. Мегапоследовательности рифея: БМА – Южный Урал, Башкирский мегантиклинорий; УМР – Учуро-Майский регион; ЕнКр – Енисейский край.

Для Южного Урала «сквозной» особенностью глинистых сланцев и аргиллитов всех трех стратонов является присутствие Sr, Mo и Pb в количествах меньших чем $0.50 \times \text{UCC}$ (табл. 13). В то же время тонкозернистые терригенные образования нижнего и верхнего рифея слабо специализированы на Rb. Такая же по величине геохимическая специализация характерна для

пород нижнего рифея на Се, а для глинистых сланцев и аргиллитов каратавия – на Nb. Глинистые сланцы и мелкозернистые глинистые алевролиты юрматиния имеют слабую специализацию на Cr.

Тонкозернистые терригенные образования всех трех стратонов рифея Учуро-Майского региона, так же как и Южного Урала, имеют весьма малые содержания Sr,

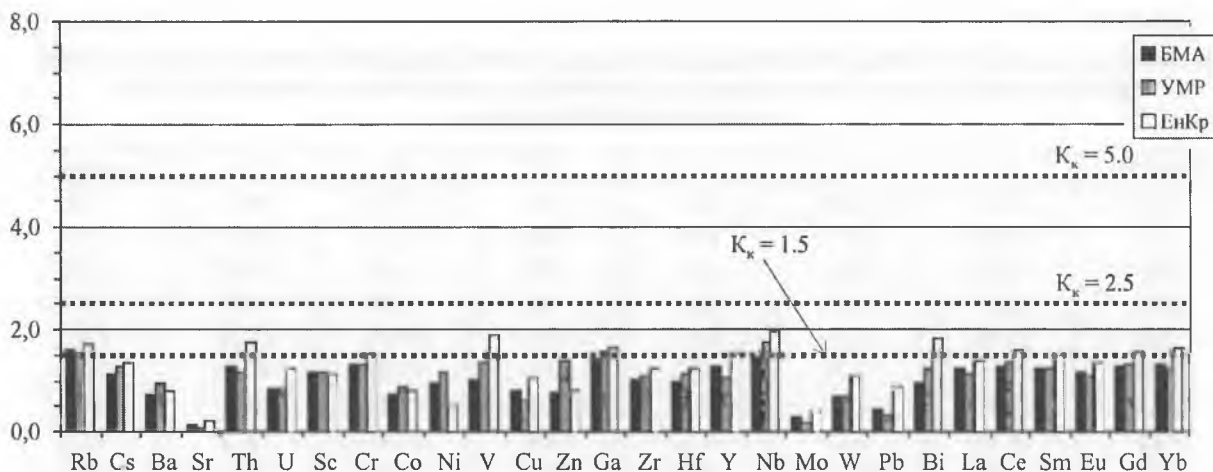


Рис. 31. Кларки концентрации переходных металлов, литофильных, высоkozарядных и ряда других элементов-примесей в тонкозернистых терригенных породах осадочных мегапоследовательностей рифея Южного Урала, Учуро-Майского региона и Енисейского края.

БМА – Башкирский мегантиклинорий; УМР – Учуро-Майский регион; ЕнКр – Енисейский край

Мо и Pb, варьирующие от 0.07 до $0.40 \times \text{UCC}$ (табл. 14). Глинистые породы нижнего рифея характеризуются слабой специализацией на Rb и Ga, а кларки концентрации Cu и W в них составляют менее 0.50. Аналогичные по гранулометрии породы юрматиния характеризуются слабой геохимической специализацией на Rb и Nb, кроме того, они имеют достаточно выраженную специализацию на Zn ($K_k = 4.73$). Для тонкозернистых обломочных пород юрматиния специализация на Rb не наблюдается, однако эти образования слабо геохимически специализированы на Ga, Y, Nb и Yb.

Существенно более широко, хотя в основном и слабо, геохимически специализированы глинистые породы всех трех стратонов рифея Енисейского края (табл. 15). «Сквозными» элементами здесь являются Rb, Th, Ga, Nb, Bi, Gd, Yb и Lu. Кларки концентрации Sr и Mo, как и в большинстве других случаев, здесь ниже 0.50. Снизу вверх по разрезу рифея Енисейского края можно видеть некоторый рост значений K_k для Sr, V и Cu; противоположная тенденция наблюдается для Zn.

Уровень 3: мегапоследовательности рифея в целом

Сопоставление геохимической специализации тонкозернистых терригенных образований всех трех исследуемых нами мегапоследовательностей рифея обнаруживает, что их «сквозными» особенностями являются слабо повышенные против кларка содержания Rb и заметно меньшие, чем в верхней континентальной коре, содержания Sr и Mo (K_k , соответственно, 0.09–0.22 и 0.18–0.39) (табл. 16). Глинистые сланцы и аргиллиты рифея Учуро-Майского региона имеют слабо выраженную геохимическую специализацию на Ga и Nb, тогда как тонкозернистые обломочные образования рифея Енисейского края обнаруживают, кроме того, слабую специализацию на Th, Cr, V, Y, Bi, Ce, Sm, Gd и Yb (рис. 31). Весьма показательно и то обстоятельство, что тонкозернистые терригенные образования рифея Камско-Бельского авлакогена не имеют геохимической специализации ни на один из рассматриваемых нами элементов-примесей (значения K_k для них варьируют от 0.13 до 1.41).

Глава 5. Геохимические особенности метатерригенных пород архея (обзор литературных данных)

Одной из задач наших исследований в рамках интеграционного проекта являлась оценка вклада различных по составу и возрасту крупных сегментов раннедокембрийского фундамента Восточно-Европейской платформы (Волго-Уральского, Центрального, Кольского) и Сибирской платформы в формирование осадочных образований верхнего докембрия. Эта задача решалась на основе анализа геохимических особенностей тонкозернистых терригенных пород и выявления сходства или различия с литологически аналогичными архейскими породами – продуктами размыва примитивных (незрелых) архейских субстратов.

Анализ литературных данных показал, что среди исследователей нет единого взгляда на геохимические характеристики указанных образований, поэтому мы попытались суммировать имеющиеся в настоящее время данные о составе архейских метатерригенных пород, образованных за счет размыва «примитивных субстратов» архейских зеленокаменных поясов и шельфовых зон. Использование литературных данных обусловлено также и отсутствием соответствующих современному уровню аналитических материалов по архейским образованиям Центрального и Волго-Уральского сегментов Восточно-Европейской платформы. По Кольскому сегменту такие материалы в последнее время стали появляться (Милькевич, Мыскова, 1998; Мыскова и др., 2000), но пока они носят довольно фрагментарный характер.

Для установления геохимических особенностей архейской тонкой алюмосиликокластики использованы аналитические материалы (более 300 частных анализов) по таким хорошо изученным в геохимическом отношении объектам, как блоки Пилбара и Иилгарн (Западная Австралия), комплексы Исуа и Акилиа (Западная Гренландия), кристаллические сланцы Монтаны (США) и Онгарио (Канада), надсерии Витватерсранд, Свинленд, Понгола и Йеллоунайф (Южная Африка и Канада), канский комплекс юго-

западной части Сибирской платформы, чупинский комплекс Беломорского подвижного пояса, гимольская серия Западной Карелии, онотский комплекс Юго-Восточного Присянья и ряд др. (Condie, 1967; Glikson, 1971; Wildeman, Condie, 1973; Nance, Taylor, 1977; Bavinton, Taylor, 1980; Gee et al., 1981; Jenner et al., 1981; McLennan et al., 1983; McLennan et al., 1984; Ujike, 1984; Armstrong et al., 1986; Gibbs et al., 1986; Wronkiewicz, Condie, 1987, 1989; Feng, Kerrich, 1990; Condie et al., 1991; Ножкин, Туркина, 1993; Shaw et al., 1994; Ножкин и др., 2001; Fedo et al., 1996; Gao et al., 1999; Yamashita, Creaser, 1999; Мыскова и др., 2003; Hofmann et al., 2003; Милькевич, Мыскова, 1998; Мыскова и др., 2000).

При этом специально не было произведено разграничение аналитических данных на типичные для кратонных и зеленокаменных областей, так как аналогичные им образования входят в состав Волго-Уральского, Центрального и Кольского мегаблоков фундамента Восточно-Европейской платформы (Древние платформы..., 1977; Земная кора ..., 1978; Богданова, 1986; Докембрийская геология ..., 1988; Геологическая карта ..., 1996) и являлись поставщиками обломочного материала в осадочные бассейны, существовавшие в рифее и венде на ее восточной, северо-восточной и северной периферии.

В ходе исследований было, во-первых, проведено сопоставление общих (для всех указанных выше объектов архея) совокупностей фигуративных точек, а также рассчитанных нами медианных значений содержания и отношений элементов-примесей (Th, Sc, La, Ni, Cr, Yb, Gd_N/Yb_N , Eu/Eu^* , La/Sm, Sc/Th, Co/Hf, Ce/Cr и др.) (табл. 17) с составами архейских (ArArp) и постархейских аргиллитов (PAAS, постархейский австралийский сланец) по (Тейлор, МакЛеннан, 1988). Во-вторых, на дискриминационных диаграммах Ce/Cr–Co/Hf, Eu/Eu^* – Gd_N/Yb_N , Ce/Cr–Th/Sc, Th/Sc–Sc, Th–La, La/Sm–Sc/Th, Yb– Gd_N/Yb_N , Th/Sc–Cr, Ni–Cr и ряде

Медианные содержания ряда элементов-примесей (г/т) и значения их отношений в метатерригенных породах ряда объектов архея

Элемент Отношение	Объект	Пилбара	Исуа	Монтана	Витватерсранд	Понтиак	Калгурли	Йеллоунайф	Лимпопо	Понгола
Sc		18.0±3.8*	19.0±9.7	17.6±15.1	24.0±8.5	16.0±13.1	—	17.0±5.6	23.0±11.8	12.5±8.1
V		160.5±54.3	87.0±88.7	—	—	—	—	134.0±42.2	148.0±74.0	119.0±63.3
Cr		619.5±161.8	315.0±154.9	346.0±70.5	724.0±318.8	158.0±64.9	—	160.5±39.9	255.0±146.0	295.0±200.4
Co		30±10.2	30.0±14.0	24.0±26.1	43.0±25.8	24.0±5.6	—	—	26.00±13.3	13.5±7.5
Ni		337.5±150.1	207.0±75.0	122.0±54.1	365.0±149.5	65.0±26.6	—	70.0±19.3	110.0±76.0	85.5±81.3
Nb		—	—	—	—	—	—	7.0±1.4	11.0±12.7	17.1±4.1
La		34.9±12.5	12.0±9.6	31.6±5.5	23.5±19.9	29.9±7.3	19.0±8.8	25.6±8.8	29.2±9.9	28.3±15.5
Ce		72.0±26.3	22.0±20.7	57.5±11.9	49.5±37.6	61.8±19.1	40.0±18.7	52.5±16.7	50.6±17.6	51.0±25.2
Sm		5.8±2.4	3.0±1.4	4.3±1.2	4.7±2.9	4.8±3.4	2.8±1.2	4.6±1.3	6.0±1.7	4.3±2.3
Yb		2.4±0.9	2.3±0.8	2.0±0.8	2.2±1.3	1.6±0.4	1.3±0.8	1.5±0.4	3.0±5.4	2.5±1.4
Hf		4.8±1.0	3.3±1.4	—	3.9±1.9	3.3±0.6	2.9±0.9	3.5±0.5	4.0±1.0	4.3±2.6
Th		11.1±5.1	0.8±1.9	10.5±3.4	4.5±3.4	6.7±1.4	5.2±4.4	6.9±3.3	9.15±5.1	7.7±4.0
U		—	—	—	—	—	—	1.5±0.5	1.6±0.4	2.2±1.3
La _N /Sm _N		3.7±0.3	2.3±1.2	4.3±0.6	3.5±0.5	3.9±0.9	4.3±1.1	3.6±0.6	3.6±1.2	3.9±1.2
La _N /Yb _N		8.8±1.7	4.1±6.8	10.3±2.7	7.4±2.0	12.7±0.1	6.2±20.5	12.0±4.7	7.8±4.8	8.1±9.8
Gd _N /Yb _N		1.4±0.1	1.2±0.6	—	—	—	1.4±2.3	1.9±0.6	1.5±0.6	1.2±0.3
Eu/Eu*		0.89±0.06	1.04±0.20	—	—	—	1.12±0.17	0.94±0.17	0.65±0.23	0.78±0.05
La/Sm		5.9±0.5	2.2±2.0	6.7±0.7	5.6±0.8	6.1±1.4	—	5.7±0.7	5.8±2.0	6.6±1.9
Sc/Th		1.9±0.6	25.3±55.6	2.2±0.8	3.8±1.7	2.2±3.5	—	2.5±0.8	1.6±11.7	2.0±0.9
Co/Hf		5.9±3.5	15.2±15.9	—	11.9±6.3	6.5±3.2	—	6.7±1.7	5.3±7.2	4.1±2.5
Ce/Cr		0.12±0.06	0.02±0.37	0.15±0.04	0.07±0.06	0.36±0.79	—	0.35±0.11	0.22±0.07	0.21±0.10
Th/Sc		0.52±0.31	0.04±0.15	0.45±0.25	0.26±0.12	0.46±0.21	—	0.40±0.22	0.6±0.4	0.51±0.15
Количество образцов		12	11	7	24	3	7	28	5	17

*±n – величина стандартного отклонения.

Продолжение табл. 17

Элемент Отношение	Объект	Фиг Три	Модис	Канский	Чупинский	Капускасинг	Западная гнейсовая область (WGT)	Билингви
Sc		21.5±8.8	15.0±1.5	19.5±10.5	–	–	7.8±16.4	43.0±11.5
V		144.5±74.7	100.0±22.0	126.0±47.8	123.0±6.3	130.0	27.0±139.1	302.0±74.1
Cr		964.0±479.3	679.0±118.9	100.0±25.0	226.0±71.4	172.0	68.0±302.7	464.0±554.8
Co		46.0±8.5	36.0±3.3	20.0±9.6	26.0±1.9	–	36.0±33.9	55.0±19.1
Ni		509.0±272.0	323.0±47.8	53.0±21.7	75.5±33.1	69.0	31.0±111.0	160.0±158.1
Nb		8.9±4.2	10.7±1.6	9.0±1.5	5.5±1.7	7.5±0.7	7.5±0.9	5.0±1.6
La		16.3±7.3	18.4±8.3	54.1±15.7	25.0±2.3	16.0±15.9	17.3±16.6	6.7±2.4
Ce		32.0±15.7	37.8±16.8	89.0±25.4	53.0±6.0	32.5±25.8	48.3±39.2	15.7±5.4
Sm		3.3±1.3	3.0±1.3	8.4±2.0	4.7±0.5	3.6±1.6	2.9±0.6	2.1±0.7
Yb		2.0±0.6	1.6±0.4	2.6±1.1	1.4±0.1	1.6±1.1	1.7±0.3	–
Hf		2.6±1.2	4.4±1.0	5.7±3.4	–	4.1±0.6	3.0±0.9	–
Th		4.4±1.7	6.2±1.0	19.2±11.6	–	2.7±2.8	9.2±6.6	2.3±1.5
U		1.2±0.5	1.9±0.4	1.5±1.1	–	0.4±0.2	1.9±2.1	–
La _N /Sm _N		3.0±0.4	3.8±0.2	4.0±0.9	3.0±0.2	3.5±1.0	3.5±3.4	1.6±0.5
La _N /Yb _N		5.5±1.9	8.2±1.6	15.1±6.2	12.4±1.9	10.7±7.0	6.8±7.8	–
Gd _N /Yb _N		1.2±0.3	1.3±0.1	2.1±0.7	–	1.6±0.3	1.0±0.2	–
Eu/Eu*		0.88±0.20	0.92±0.02	0.70±0.15	–	1.00±0.24	0.55±0.12	0.93±0.15
La/Sm		5.0±0.4	6.1±0.3	6.1±1.5	4.7±0.4	5.5±1.6	5.49±5.45	2.6±0.8
Sc/Th		4.3±1.2	2.5±0.3	1.0±0.6	–	–	0.8±5.9	20.5±12.3
Co/Hf		13.4±9.0	8.8±2.0	3.1±2.0	–	–	–	–
Ce/Cr		0.05±0.04	0.06±0.01	0.92±0.12	0.34±0.10	0.4	0.6±0.8	0.021±0.020
Th/Sc		0.24±0.07	0.39±0.05	0.99±1.87	–	–	1.2±1.5	0.049±0.036
Количество образцов		7	5	11	4	3	3	15

Элемент Объект Отношение	Гимольская	Онтарио	Онотский	Камбалда	Абитиб	Конлинг	Бахва
Sc	19.0±4.8	14.5±12.5	—	—	16.0±5.8	16.0±4.6	17.0±7.3
V	118.0±41.5	154.5±55.9	163.0±47.9	75.5±24.4	112.0±28.4	86.0±47.4	125.0±45.4
Cr	187.0±45.5	70.0±88.1	177.0±83.0	114.0±76.3	173.5±220.7	177.0±99.4	290.0±755.4
Co	25.0±6.1	32.5±17.3	26.0±7.6	61.0±39.2	22.0±9.6	22.0±8.6	14.0±15.8
Ni	60.0±21.2	55.5±40.7	120.0±38.9	115.0±896.5	66.5±112.9	107.0±38.5	91.5±305.3
Nb	8.0±1.2	8.1±2.8	6.4±0.7	3.3±1.1	12.0±5.3	10.0±4.9	8.8±2.5
La	20.0±8.0	33.3±14.6	24.0±4.4	10.2±5.5	25.5±14.7	38.2±10.3	—
Ce	39.0±9.7	79.5±20.2	50.0±5.5	21.9±10.6	52.0±26.9	73.7±19.6	24.9±9.8
Sm	4.0±0.9	6.3±3.0	4.8±0.7	2.7±1.0	4.0±1.7	5.3±1.3	2.6±1.1
Yb	1.2±0.3	1.5±0.4	1.9±0.4	1.5±0.8	1.3±0.3	2.5±0.8	1.7±0.5
Hf	3.1±0.3	3.6±1.0	3.2±0.3	2.8±1.1	3.0±0.7	4.9±0.8	—
Th	5.2±0.9	3.2±5.0	8.0±1.1	—	4.6±2.1	7.7±3.4	13.0±4.6
U	1.2±0.3	0.8±0.2	—	—	1.3±1.5	2.3±1.2	—
La _N /Sm _N	3.1±1.0	4.0±2.1	3.1±0.2	2.5±0.7	4.0±0.9	4.7±0.7	—
La _N /Yb _N	8.7±3.7	16.5±4.0	9.3±2.1	4.3±1.2	13.5±11.5	11.8±4.8	—
Gd _N /Yb _N	—	2.2±0.7	2.0±0.2	1.3±0.2	—	1.8±0.4	1.3±0.3
Eu/Eu*	—	0.94±0.26	0.76±0.07	0.99±0.31	0.92±0.16	0.82±0.21	0.76±0.01
La/Sm	4.9±1.6	6.3±3.4	5.0±0.4	3.9±1.0	6.3±1.5	7.4±1.1	—
Sc/Th	3.9±0.6	3.5±7.9	—	—	3.4±7.5	1.9±1.1	1.2±5.4
Co/Hf	10.0±2.2	9.1±11.7	8.7±2.7	31.4±18.9	7.6±5.5	5.1±2.5	6.8±2.1
Ce/Cr	0.24±0.07	0.91±0.61	0.28±1.30	0.19±0.16	0.28±0.25	0.34±0.46	0.13±0.08
Th/Sc	0.26±0.06	0.33±0.32	—	—	0.29±0.17	0.5±0.3	0.8±0.4
Количество образцов	39	4	5	16	34	14	14

Примечание. Прочерк — нет данных.

других была сделана попытка наметить поля, в которых группировалось бы большинство медианных точек архейских объектов.

О том, что присутствие в постархейских осадочных последовательностях продуктов разрушения примитивных архейских субстратов в принципе возможно, свидетельствуют материалы геохимических исследований В.Н. Подковырова (Подковыров, 2001; Подковыров и др., 2002), посвященные позднедокембрийским отложениям Учуро-Майского региона, кайнозойским отложениям поднятия Сеара (Сеара), расположенного примерно в 800 км к востоку от устья Амазонки (Dobson et al., 2001), и ряд других данных (например Sambasiva Rao et al., 1999).

Так, В.Н. Подковыровым с соавторами (2002) при изучении геохимических особенностей тонкозернистых терригенных пород рифея и венда Учуро-Майского региона установлено присутствие в составе аргиллитов талынской свиты среднего рифея продуктов разрушения раннепротерозойских или более древних «примитивных» субстратов без выраженной отрицательной Eu аномалии. Подобный же по геохимическим особенностям материал выявлен названными авторами и в составе ряда других литостратиграфических подразделений.

Сравнение отношений различных элементов-примесей, из которых один типичен для архейских сланцев, а другой – для постархейской тонкой алюмосиликокластики (например Sc/Th), позволило Д. Добсону с соавторами (Dobson et al., 2001) выделить в разрезах скважин Программы ODP, открывших кайнозойские отложения поднятия Сеара, три геохимические группы осадков. В состав первой входят осадки с возрастом менее 13 млн лет; они обогащены Ce , Cs , Eu , La , Lu , Sm , Tb , Th и Yb – элементами, характерными для постархейских сланцев, тогда как в интервале времени от 55 до 20 млн лет в окрестностях поднятия Сеара, напротив, формировались тонкозернистые терригенные отложения, в значительной мере деплетированные элементами, типичными для постархейских сланцев (наиболее явно на размыв в это время областях питания архейских комплексов указывают низкие содержания La и Th).

Эти особенности состава тонкозернистой алюмосиликокластики в разрезе поднятия Сеара связываются Д. Добсоном с соавторами с изменениями состава и положения источников сноса, обусловленными вариациями тектонического развития северной части Южной Америки. Предполагается, что до середины миоцена основными источниками обломочного материала для Амазонского фэна являлись Бразильский и Гвианский щиты, сложенные преимущественно архейскими образованиями. Впоследствии тектонические процессы изменили схему минерального питания Амазонки, что привело к доминированию в осадках поднятия Сеара продуктов разрушения фанерозойских комплексов Анд.

Разграничению по геохимическим данным архейских и постархейских тонкозернистых терригенных образований значительное внимание уделено в работах С. Тейлора и С. МакЛеннана, опубликованных в конце 1970-х – начале 1990-х гг. (Nance, Taylor, 1977; McLennan, Taylor, 1980; McLennan et al., 1980, 1983, 1984; McLennan, 1982; Taylor et al., 1986; МакЛеннан, Тейлор, 1987; Taylor, McLennan, 1995; Тейлор, МакЛеннан, 1988). Так, высокие содержания в аргиллитах и глинистых сланцах Ni , Cr и V , аномально высокие значения отношений Cr/V и Ni/Co , низкие V/Ni , наряду с отсутствием в большинстве случаев отрицательной европиевой аномалии ($\text{Eu/Eu}^* \approx 1.0$), по мнению названных авторов, характерны для архейских терригенных пород. Вместе с тем считается, что в некоторых докембрийских метаосадочных последовательностях содержания Cr и Ni слишком велики по сравнению с теми, что могут быть получены при размыве любого реального источника сноса (как основного, так и ультраосновного). Это предположительно указывает на некоторое обогащение осадков Cr и Ni в процессе выветривания или транспортировки (McLennan et al., 1983; МакЛеннан, Тейлор, 1987).

Предполагается также, что архейские тонкозернистые терригенные породы в среднем имеют меньшую обогащенность ЛРЗЭ по сравнению с постархейскими – отношение ЛРЗЭ/ТРЗЭ в них составляет 6–9, тогда как в постархейских – 8–12 (МакЛен-

**Содержания некоторых элементов примесей (г/т) и значения их отношений
в «среднем архейском аргиллите» и PAAS, по данным (Тейлор, МакЛеннан, 1988)**

Элементы и их отношения	Средний архейский аргиллит	PAAS	Элементы и их отношения	Средний архейский аргиллит	PAAS
Sc	19.0	16.0	La _N /Sm _N	3.15	4.27
V	135	150	La _N /Yb _N	6.80	9.20
Cr	~ 440 [#]	110	Gd _N /Yb _N	1.38	1.36
Co	40	23	Eu/Eu*	~ 1.0	0.66
Ni	~ 250 [#]	55	La/Sm	~ 5.0	6.78
Nb	9	19	Sc/Th	3.17	1.10
La	20.0	38.0	La/Sc	1.3	2.7
Ce	42	80	Co/Hf	11.43	4.6
Sm	4	5.6	Ce/Cr	0.1	0.73
Yb	2	2.8	Th/Sc	0.43	0.91
Hf	3.5	5			
Th	6.3	14.6			
U	1.6	3.1			

[#] – среднее арифметическое из приводимых С. Тейлором и С. МакЛеннаном (1988, с. 225) содержаний указанных элементов в ранне- и позднеархейских аргиллитах.

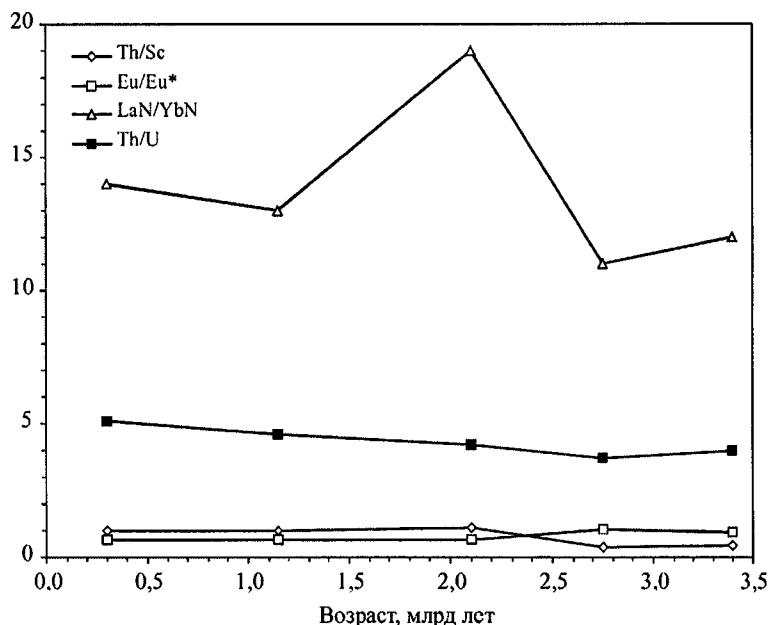
нан, Тейлор, 1987; Тейлор, МакЛеннан, 1988; Taylor, McLennan, 1995). Спектры РЗЭ архейских осадочных образований существенно более изменчивы, нежели спектры постархейских осадочных пород. Для архейских осадков первого цикла, образованных непосредственно за счет разрушения пород тоналит-трондьемит-гранитных (ТТГ) ассоциаций, характерны крутые со значительным деплетированием ТРЗЭ ($Gd_N/Yb_N > 2.0$) спектры, тогда как продуктам разрушения пород более основного состава присуще относительно пологое распределение РЗЭ ($La_N/Yb_N \approx 6-8$, $Gd_N/Yb_N < 2.0$) (МакЛеннан, Тейлор, 1987; Тейлор, МакЛеннан, 1988; Taylor, McLennan, 1995). Напротив, наличие в глинистых породах значительной отрицательной Eu аномалии ($Eu/Eu^* \approx 0.65$) указывает на существенную роль в питающих провинциях процессов внутрикоровой дифференциации, что наиболее типично для поздне- и постархейского этапа развития континентальной коры.

Так как преобладающие гранитоиды архея (ТТГ-серия), являющиеся одним из основных источников кластики, деплетированы ТРЗЭ по сравнению с большинством постархейских кислых магматических пород, то отношения La_N/Yb_N и Gd_N/Yb_N в тонкозернистых продуктах их эрозии также мо-

гут в той или иной мере отражать усредненный возраст пород на палеоводосборах (Condie, Wronkiewicz, 1990). Различия между архейскими и постархейскими породами кислого состава достаточно хорошо видны на диаграмме La_N/Yb_N-Yb_N : для архейских ТТГ-серий характерны высокие значения La_N/Yb_N (от 5 до более 150) и вариации Yb_N от 0.3 до 8.5. Для постархейских магматических пород, напротив, типичны низкие величины La_N/Yb_N (< 30) и значения Yb_N от 4.5 до 20 (Martin, 1986, 1994). Однако перекрытие полей архейских и постархейских составов на этой диаграмме весьма значительно.

В «среднем архейском аргиллите» значения отношений Th/Sc и La/Sc составляют, по данным С. Тейлора и С. МакЛеннана (1988; McLennan et al., 1993), соответственно, 0.43 и 1.3 (табл. 18). Для постархейских образований, за эталон которых может быть принят PAAS, эти же величины равны 0.91 и 2.7. Содержание Sc в «среднем архейском аргиллите» достигает 19 г/т, а содержания Th и La равны, соответственно, 6.7 и 20 г/т. Среднее значение отношения La/Th в тонкозернистых терригенных архейских породах составляет 3.5; в постархейских осадках эта величина несколько меньше (2.7) (МакЛеннан, Тейлор, 1987;

Рис. 32. Вариации отношений Th/Sc, Eu/Eu*, La_N/Yb_N и Th/U в тонкозернистых терригенных породах на протяжении последних 3.5 млрд лет по представлениям С. Тейлора и С. МакЛеннана (1988)



Тейлор, МакЛеннан, 1988). Содержания Th и U в архейских метapelитах, по данным С. Тейлора и С. МакЛеннана, значительно ниже (Th – 6.3 г/т, U – 1.6 г/т), чем в постархейских (Th – 14.6 г/т, U – 3.1 г/т).

Вместе с тем ряд исследователей (Gibbs et al., 1986; Condie, 1993, 1997; Jahn, Condie, 1995; Gao, Wedepohl, 1995) считают, что приведенные выше данные были получены при сравнении осадков не только различного возраста, но и сформированных в различных тектонических обстановках и, следовательно, предполагаемое С. Тейлором и С. МакЛеннаном существенное изменение состава континентальной коры на границе архея и протерозоя обусловлено, скорее всего, не вполне корректными сопоставлениями разнотипных в тектоническом отношении (зеленокаменные пояса и кратоны) объектов.

По данным К. Конди (Condie, 1993), архейские кратонные сланцы имеют повышенные содержания Cr, Co, Ni, Mg, Sc и более низкие K, Rb, Ba, Pb, Th, U, Ca, Na, Sr в сравнении с постархейскими. Для них также характерны более низкие значения отношений Th/U, Th/Sc, La/Sc и более высокие Cr/Th, Co/Th, Co/Sc и Ni/Co. Спектры PЗЭ в архейских сланцах весьма близки к спектрам в постархейских тонкозернистых образованиях.

Наличие отрицательной Eu аномалии только в постархейских отложениях, постулируемое во всех работах С. Тейлора и С. МакЛеннана, К. Конди (Condie, 1997) также считает следствием сопоставления преимущественно архейских отложений зеленокаменных поясов с постархейскими кратонными образованиями. По его мнению, как архейские сланцы, так и архейская верхняя кора характеризовались достаточно выраженными отрицательными Eu аномалиями,

которые в постархее лишь несколько увеличились.

Справедливости ради, следует отметить, что С. Тейлором с соавторами (Taylor et al., 1986) в работе, посвященной высокометаморфизованным архейским отложениям, показано, что метаморфизованные в условиях гранулитовой фации метатерригенные образования пояса Лимпопо и Западной гнейсовой области характеризуются спектрами PЗЭ, типичными как для постархейских терригенных отложений, так и архейских осадочных пород. Объяснение данному факту видится авторам указанной выше работы в локальных вариациях состава источников сноса: предполагается, что породы с постархейскими характеристиками нормированных на хондрит спектров PЗЭ (в частности с хорошо выраженной отрицательной Eu аномалией) образованы за счет разрушения высококальциевых гранитных plutонов, слагавших небольшие стабильные раннеархейские области. Появление последних предшествовало позднеархейско-протерозойским событиям, приведшим к масштабной гранитизации верхней континентальной коры.

Вариации отношений Th/Sc, Eu/Eu*, La_N/Yb_N и Th/U в тонкозернистых терригенных породах на протяжении последних 3.5 млрд лет по представлениям, изложенным в работе (Тейлор, МакЛеннан, 1988), показаны на рис. 32. Вариации отношений Th/Sc, Eu/Eu*, La_N/Yb_N, Th/U, Sm/Nd и

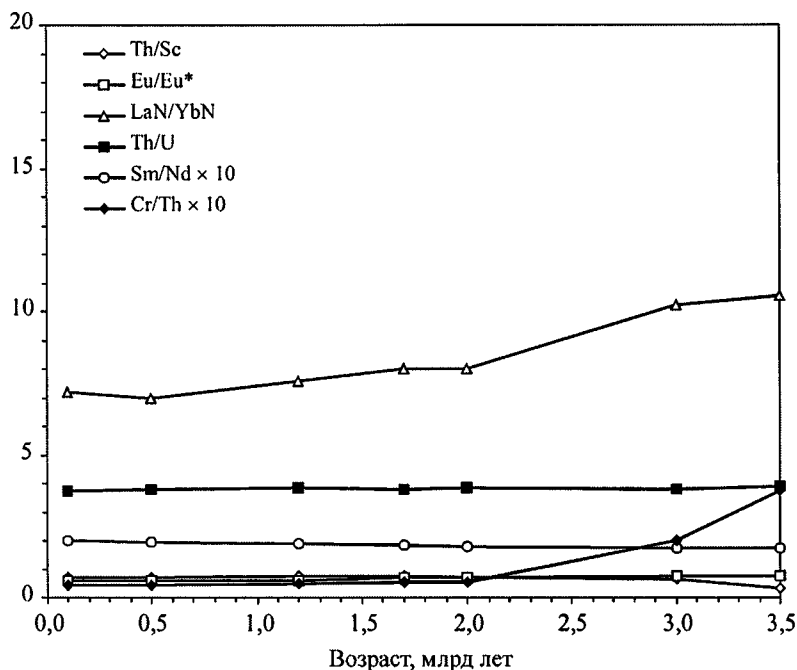


Рис. 33. Вариации соотношений Th/Sc, Eu/Eu*, La_N/Yb_N , Th/U, Sm/Nd и Cr/Th в тонкозернистых терригенных породах на протяжении последних 3,5 млрд лет, по представлению К. Конди (Condie, 1993, 1997)

Содержания Sc в метатерригенных породах архея варьируют от 2 до 40 г/т (рис. 34, а), однако подавляющая часть образцов тонкозернистых алюмосиликокластических пород рассматриваемого временного интервала характеризуется содержаниями Sc в пределах 10–30 г/т, что перекрывает содержания Sc в таких геохимических эталонах, как «средний архейский аргиллит» (19 г/т) и PAAS (16 г/т) (Тейлор, МакЛеннан, 1988).

Cr/Th в тонкозернистых терригенных породах на протяжении того же интервала времени по данным К. Конди (Condie, 1993, 1997) приведены на рис. 33.

Существенно больше общего во взглядах исследователей на доминирование в архейской верхней коре и тонкозернистых терригенных кратонных осадках пород с повышенными содержаниями Ni, Co и Cr, а также высокими величинами отношения Cr/Th, Co/Th и Ni/Co. Причиной снижения как общих содержаний Ni, Co и Cr, так и указанных соотношений в постархейских образованиях является, по всей видимости, уменьшение роли высокомагнезиальных базальтов и коматитов в континентальной коре. Наиболее ярко указанная тенденция проявлена в раннедокембрийских осадочных образованиях Каапваальского кратона (Condie, Wronkiewicz, 1990; Wronkiewicz, Condie, 1990; Condie, 1997).

После приведенных выше вводных замечаний обратимся к суммированию результатов, полученных нами при анализе литературных данных по геохимическим особенностям метатерригенных (преимущественно метапелитовых) пород более чем 20 объектов архея.

По-видимому, первым, кто указал на высокие содержания Cr и Ni в архейских метатерригенных образованиях, был Р. Дэнчин (Danchin, 1967). Содержания Cr в метатерригенных породах архея варьируют от 10 до 1500–1700 г/т (рис. 34, б), при этом подавляющая часть образцов из имеющегося у нас банка данных обладает содержаниями Cr более 80–90 г/т. Общий разброс содержаний Ni в тонкозернистых терригенных породах архея составляет более двух порядков – от 5–6 до 700 г/т. В целом среди тонкозернистых обломочных пород архея могут быть намечены две группы – первая с содержаниями Cr от 100 до 350 г/т и Ni от 30 до 150 г/т, вторая – с содержаниями Cr более 350–400 г/т и Ni – 200–700 г/т (для сравнения – в PAAS содержание Cr составляет 110 г/т, Ni – 55 г/т; в «среднем архейском аргиллите» Cr ~ 440 г/т, Ni ~ 250¹³ г/т). Из сказанного можно сделать вывод, что только породы со значительно более высокими, чем в PAAS, содержаниями Ni и Cr могут

¹³ Последние два значения, как и используемые далее для «среднего архейского аргиллита» содержания V и Co, представляют собой среднее арифметическое из содержаний указанных элементов в ранне- и позднеархейских аргиллитах (Тейлор, МакЛеннан, 1988).

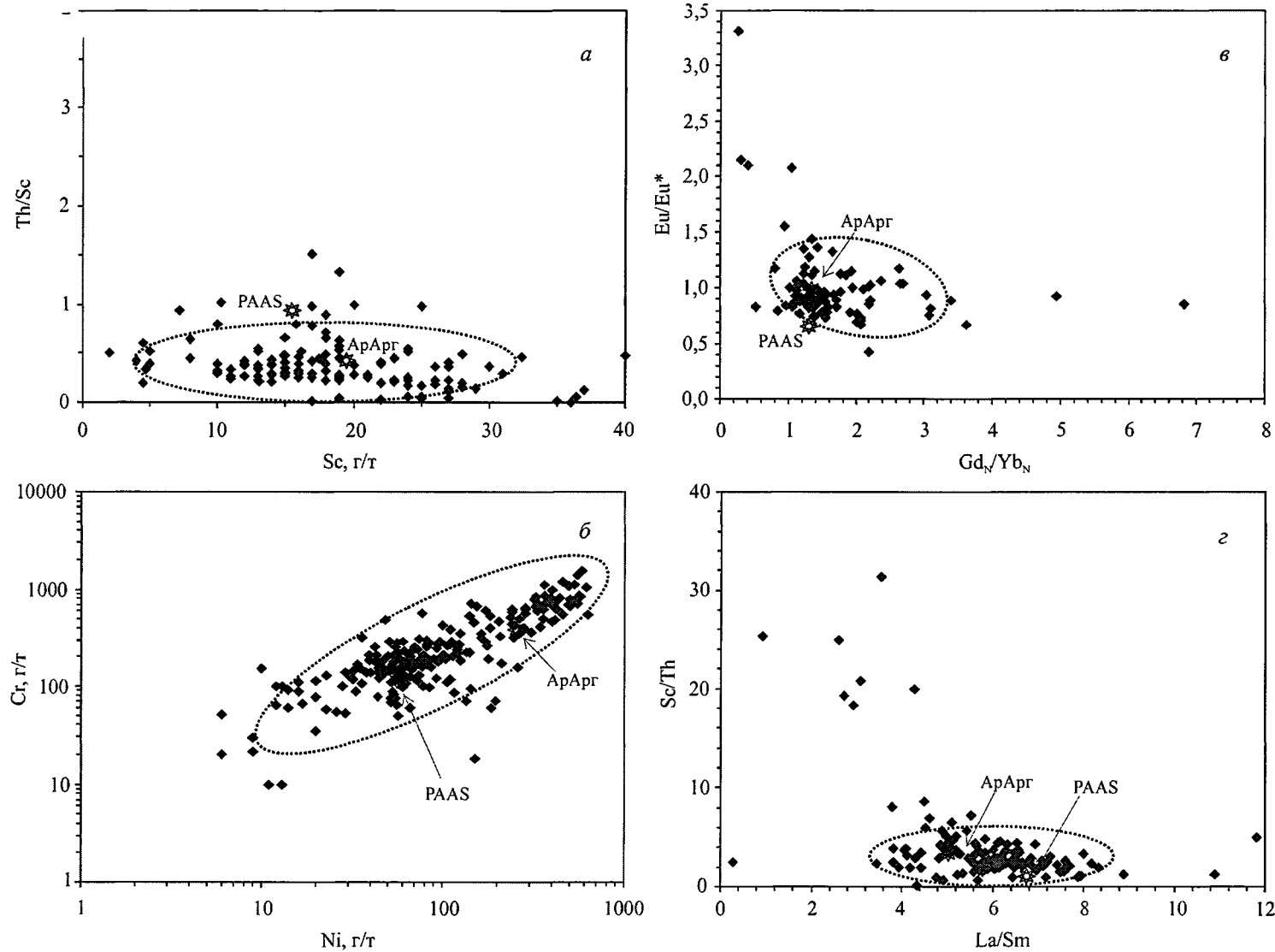


Рис. 34. Положение фигуративных точек частных проб метатерригенных пород различных архейских объектов на диаграммах $\text{Sc}-\text{Th/Sc}$ (*a*), $\text{Ni}-\text{Cr}$ (*б*), $\text{Gd}_N/\text{Yb}_N-\text{Eu/Eu}^*$ (*в*) и $\text{La/Sm}-\text{Sc/Th}$ (*г*).

АрАрг – «средний архейский аргиллит», PAAS – средний постархейский австралийский сланец, по (Тейлор, МакЛеннан, 1988). Эллипсы соответствуют областям преобладающей концентрации точек

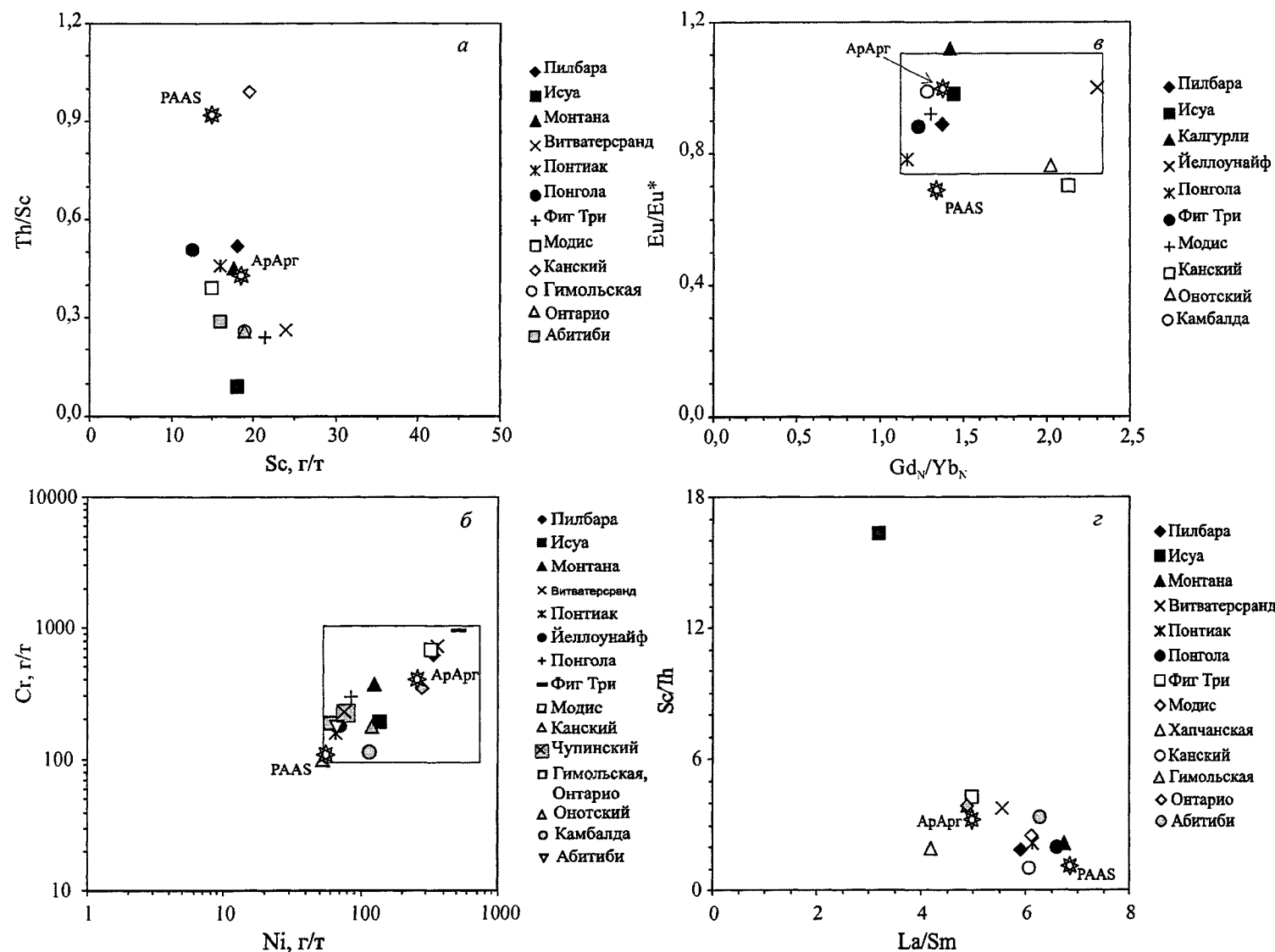


Рис. 35. Положение медианных точек составов метатерригенных пород различных архейских объектов на диаграммах Sc–Th/Sc (а), Ni–Cr (б), Gd_N/Yb_N–Eu/Eu* (в) и La/Sm–Sc/Th (г).

Условные обозначения см. рис. 34

рассматриваться как образованные за счет размыва примитивных архейских субстратов.

Медианные содержания Cr, рассчитанные для архейских объектов из нашего банка данных, также в большинстве своем (около 80 %) занимают промежуточное положение между точками «среднего архейского аргиллита» и PAAS и только метатерригенные породы блока Пилбара (~ 3.4 млрд лет), серий Модис (~ 3.4 млрд лет) и Фиг Три (> 3.4–3.5 млрд лет), а также надсерии Витватерсранд (~ 2.7 млрд лет), характеризуются более высокими, нежели в «среднем архейском аргиллите», содержаниями Cr (рис. 35, б), что, по данным С. Тейлора и С. МакЛеннана (1988), характерно для раннеархейских осадочных образований. Медианные содержания Ni в метатерригенных образованиях канского и чупинского комплексов, зеленокаменных поясов Абитиби и Онтарио, гимольской серии, надсерий Йеллоунайф и Понгола примерно соответствуют содержанию Ni в PAAS или немного выше. Промежуточное положение между точками PAAS и «среднего архейского аргиллита» по содержанию Ni занимают кристаллические сланцы Монтаны, ассоциации Исуа, онотского комплекса и серии Камбалда блока Йилгарн Западной Австралии.

Медианное содержание Co в метатерригенных породах архея составляет 25.0 ± 21.2 г/т (максимальное значение 131 г/т, минимальное – 4 г/т). В «среднем архейском аргиллите» содержание Co равно 40 г/т (Тейлор, МакЛеннан, 1988).

Разброс содержаний La составляет от 2 до 90 г/т (рис. 36, а), однако подавляющее большинство образцов тонкозернистых пород архея характеризуется содержаниями La в пределах 10–70 г/т. Хотя и в этот более узкий интервал попадают содержания La, типичные как для «среднего архейского аргиллита» (20 г/т), так и для PAAS (38 г/т). Сходным образом ведут себя и медианные содержания La в различных архейских объектах – примерно 60 % из них характеризуются величинами, промежуточными между PAAS и «средним архейским аргиллитом» (рис. 37, а). В метапелитах же ассоциации Исуа, а также серий Фиг Три и Мо-

дис La присутствует в меньших, чем в «среднем архейском аргиллите», количествах, а в гранулитах канского комплекса, наоборот, медианные содержания La выше, чем в PAAS.

Иттербий, также как и большинство перечисленных выше элементов, характеризуется значительным разбросом содержаний – от 0.2–0.3 до 5 г/т (рис. 36, б). В указанный интервал попадают содержания Yb, типичные как для «среднего архейского аргиллита» (2.0 г/т), так и для PAAS (2.8 г/т). Большинство же образцов метатерригенных пород архея имеют содержания Yb в пределах 1–2.5 г/т и тем самым несколько отличаются от постархейских тонкозернистых терригенных пород. В архейских метапелитах канского комплекса, ассоциации Исуа, блоке Пилбара и надсерии Понгола Yb присутствует в количестве, промежуточном между PAAS и «средним архейским аргиллитом» в большинстве объектов медианные содержания Yb сопоставимы с тем, что свойственно «среднему архейскому аргиллиту» или ниже него (рис. 37, з).

Величина отношения Gd_N/Yb_N в тонкозернистых терригенных образованиях архея варьирует от 0.2–0.3 до 6.8, однако основная часть образцов характеризуется значениями Gd_N/Yb_N в интервале от 1 до 1.8 (рис. 36, б), что предполагает отсутствие существенного деплетирования TPЗЭ в подавляющей части метапелитов архея. Только примерно 7–10 % образцов из имеющейся в нашем распоряжении выборки обладают значениями $Gd_N/Yb_N > 2$. Показательно, что по величине Gd_N/Yb_N «средний архейский аргиллит» (1.4) не отличается от PAAS (1.4). Анализ медианных значений отношения Gd_N/Yb_N свидетельствует, что только в единичных объектах (надсерия Йеллоунайф, канский и онотский комплексы) проявлено деплетирование тяжелыми редкими землями ($Gd_N/Yb_N > 2.0$) (рис. 37, б).

Минимальные содержания Th в тонкозернистых терригенных породах архея составляют ~ 0.25 г/т, максимальные достигают 45–50 г/т (см. рис. 36, а). Подавляющее большинство образцов из нашего банка данных характеризуется содержаниями Th от 3 до 10–10.5 г/т. В указанный интервал попадает содержание Th, типичное для

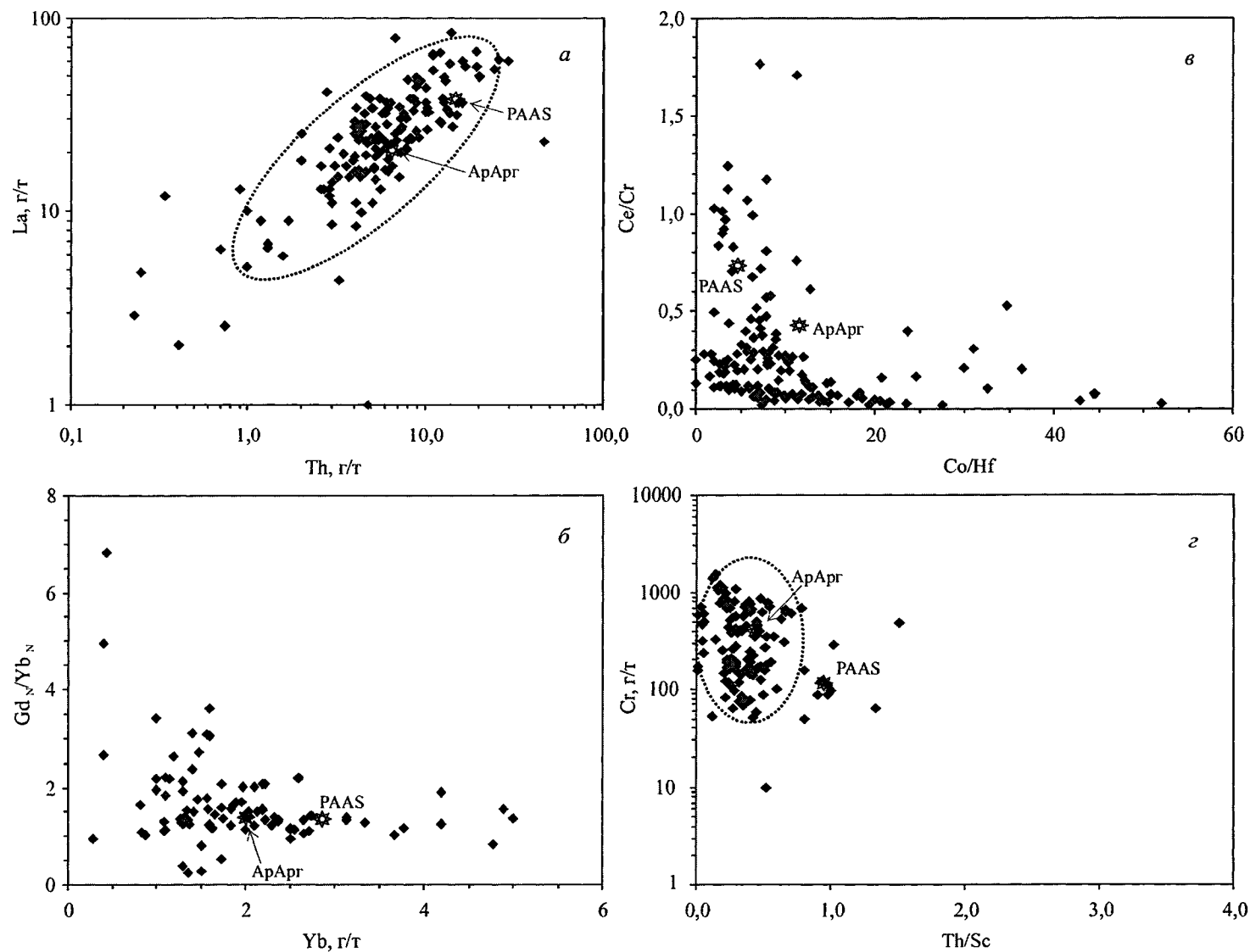


Рис. 36. Положение фигуративных точек частных проб метатерригенных пород различных архейских объектов на диаграммах Th–La (*a*), Yb– Gd_N/Yb_N (*б*), Co/Hf–Ce/Cr (*в*) и Th/Sc–Cr (*г*).

Условные обозначения см. рис. 34

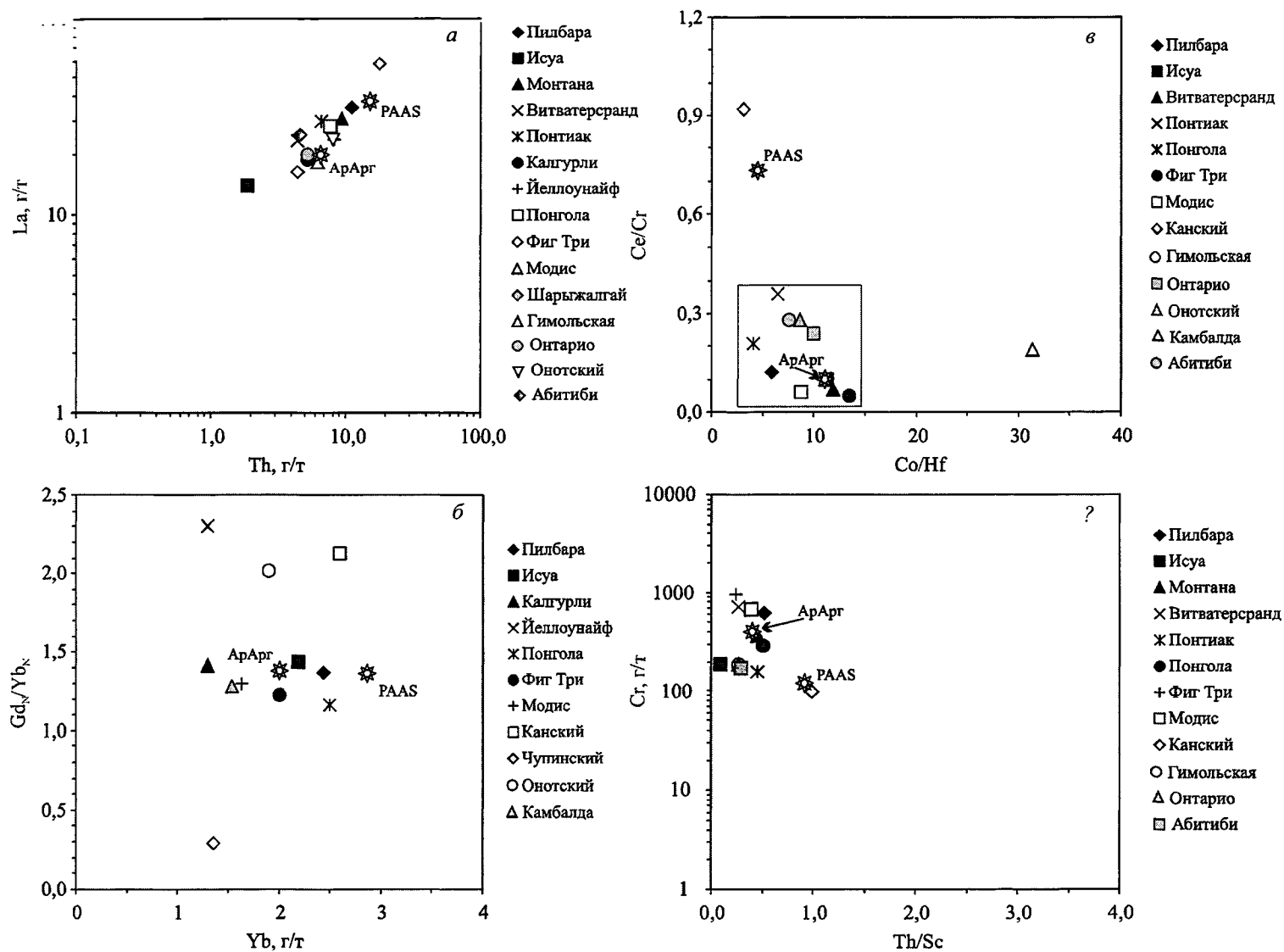


Рис. 37. Положение медианных точек составов метатерригенных пород различных архейских объектов на диаграммах Th-La (а), Yb-Gd_N/Yb_N (б), Co/Hf-Ce/Cr (в) и Th/Sc-Cr (г).

Условные обозначения см. рис. 34

«среднего архейского аргиллита» (6.7 г/т), тогда как содержание Th в PAAS заметно выше (14.6 г/т). Это позволяет, на наш взгляд, производить разграничение архейских и постархейских субстратов. Медианные содержания Th в большинстве объектов (~ 90 %) также ниже значения, типичного для PAAS.

Разброс значений Eu/Eu* в частных пробах архейских терригенных пород составляет от 0.45 до 2.2, однако подавляющая часть образцов характеризуется величинами Eu/Eu* от 0.75–0.8 до 1.0–1.1. Таким образом, величина отрицательной Eu аномалии в осадочных породах архея в целом несколько ниже, чем в постархейских глинистых сланцах и аргиллитах, но не настолько, как это предполагалось С. Тейлором и С. МакЛеннаном (1988). Таким образом, данные по архейским метапелитам свидетельствуют о промежуточных, между PAAS и «средним архейским аргиллитом», значениях Eu/Eu* в подавляющей их части.

Медианные величины Eu/Eu* в породах всех проанализированных нами архейских объектов более низкие, чем это типично для PAAS (только гранулиты канского и онотского комплексов характеризуются значениями Eu/Eu*, составляющими, соответственно, 0.70 ± 0.15 и 0.76 ± 0.07) (рис. 35, в). Следовательно, только тонкозернистые терригенные породы с величиной Eu аномалии менее 0.75 можно рассматривать как содержащие значительное количество тонкой архейской алюмосиликокластики.

Величина отношения La/Sm в подавляющем большинстве образцов архейских терригенных пород варьирует от 4 до 8; при этом минимальные значения данного параметра составляют ~ 0.3, а максимальные достигают 11.95–12.0 (рис. 34, з). Около 80 % архейских объектов имеют медианные величины отношения La/Sm, попадающие в интервал между PAAS и «средним архейским аргиллитом» (рис. 35, з). Так как в «среднем архейском аргиллите» это отношение равно 5, а в PAAS составляет 6.78 (Тейлор, МакЛеннан, 1988), то из сказанного следует, что по величине отношения La/Sm разграничить архейскую и постархейскую тонкую алюмосиликокластику не представляется возможным.

Пределы вариаций отношения Co/Hf в метапелитах архея превышают два порядка – от менее 0.1 до 52–53 (рис. 36, в). Типичные для «среднего архейского аргиллита» и PAAS значения этого отношения (соответственно, 11.43 и 4.6) попадают в интервал величин, характерных для большинства образцов архейских терригенных пород (2–15). Вместе с тем медианные значения отношения Co/Hf примерно в 80 % архейских объектов выше, чем величина Co/Hf в PAAS (рис. 37, в).

Величина отношения Ce/Cr в метапелитах архея также меняется в существенных пределах – минимальное значение данного параметра составляет менее 0.05, тогда как максимальное достигает 1.8 (рис. 36, в). Примечательно, что подавляющая часть образцов архейских метатерригенных образований характеризуется весьма низкими (< 0.4) значениями Ce/Cr, что отчетливо ниже значения для PAAS (0.73). Порядка 90 % медианных значений Ce/Cr в различных объектах попадает в интервал 0.05–0.35, и только терригенные породы канского комплекса характеризуются величинами Ce/Cr, превышающими таковые для PAAS (рис. 37, в).

В подавляющем большинстве образцов архейских метатерригенных пород величина отношения Th/Sc не превышает 0.5–0.6 (в «среднем архейском сланце» этот параметр составляет 0.43 (Тейлор, МакЛеннан, 1988)) (рис. 36, з). В PAAS указанное отношение несколько выше 0.9, и, хотя среди архейских осадочных пород присутствуют образцы и с более высокими значениями Th/Sc (до 1.5–1.6), общее количество их невелико. Более 90 % медианных значений отношения Th/Sc не превышает 0.65 (рис. 37, з), и только метатерригенные породы канского комплекса характеризуются Th/Sc, превышающим величину для PAAS.

Обратимся теперь к вопросу, насколько хорошо могут быть разграничены архейские и постархейские терригенные отложения на парных диаграммах Eu/Eu*–Gd_N/Yb_N, Sc/Th–La/Sm, Th/Sc–Sc, Ce/Cr–Co/Hf, Cr–Ni, Gd_N/Yb_N–Yb, La–Th, Cr–Th/Sc, Ce/Cr–Th/Sc и др.

На диаграмме Eu/Eu*–Gd_N/Yb_N медианы архейских объектов сосредоточены в об-

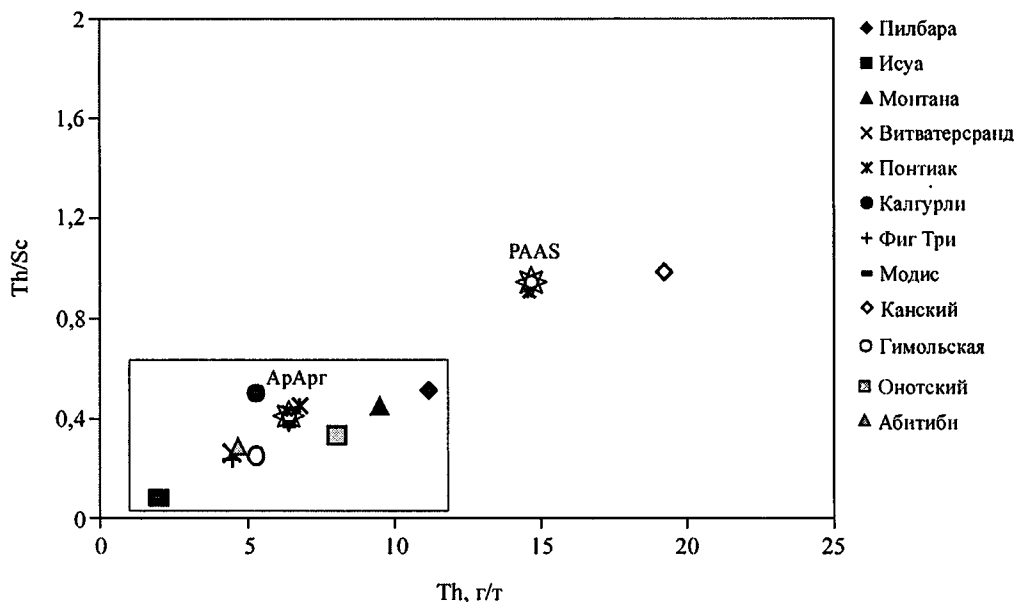


Рис. 38. Положение медианных точек составов метатерригенных пород различных архейских объектов на диаграмме Sc–Th/Sc.

Условные обозначения см. рис. 34

ласти с параметрами $0.75-0.8 < \text{Eu}/\text{Eu}^* < 1.1$ и $1.15 < \text{Gd}_\text{N}/\text{Yb}_\text{N} < 2.35$ (рис. 35, в). Примечательно, что точка PAAS в указанное поле не попадает. Аналогичные соотношения выявляются на диаграмме Ce/Cr–Co/Hf, где преобладающая часть медианных значений объектов архея сконцентрирована в области составов, определяемой параметрами $4 < \text{Co}/\text{Hf} < 14$ и $0.05 < \text{Ce}/\text{Cr} < 0.35$ (рис. 37, в). Точка PAAS также расположена вне данного поля.

На диаграмме Sc–Th/Sc подавляющее большинство медианных составов метатерригенных пород архея расположено в поле, ограниченном значениями $1 < \text{Th} < 12$ г/т при величине Th/Sc, варьирующей от 0.1 до 0.6 (рис. 38). Точка PAAS характеризуется существенно более высокими значениями отношения Th/Sc и Th, и только в гранулит-канского комплекса, как мы указывали выше, эти параметры еще больше, чем в PAAS.

По медианному содержанию Cr и Ni поле преобладающей части составов архейских тонкозернистых терригенных пород определяется следующими рамками: $100 < \text{Cr} < 1000$ и $40 < \text{Ni} < 550-600$ г/т. Между содержаниями Cr и Ni наблюдается отчетливая прямая корреляционная связь. Точка PAAS с содержанием Cr и Ni, соответственно, 110 и 55 г/т расположена в са-

мой нижней части поля архейских составов (рис. 35, б).

Медианные точки составов метатерригенных образований архея на диаграмме $\text{Gd}_\text{N}/\text{Yb}_\text{N}$ –Yb не образуют какого-либо компактного поля. Точка «среднего архейского аргиллита» расположена здесь примерно посередине «облака составов» объектов, тогда как точка PAAS, с более высоким содержанием Yb, расположена вне поля составов архейских метатерригенных пород (рис. 37, б).

На диаграмме La–Th наблюдается отчетливо выраженная положительная взаимосвязь между медианными значениями содержаний указанных химических элементов в архейских объектах. Подавляющее их большинство характеризуется содержаниями $\text{Th} < 10-12$ г/т и $\text{La} < 40$ г/т (рис. 37, а). В PAAS содержание Th равно 14.6, а La – 38 г/т, таким образом, формирование PAAS происходило за счет размыва более зрелой верхней коры, обогащенной Th и La.

На диаграмме Cr–Th/Sc медианные точки составов архейских метаосадочных образований формируют компактное поле в области значений $0.1 < \text{Th}/\text{Sc} < 0.6$ и $150-160 < \text{Cr} < 1400$ г/т (рис. 37, г). Точка «среднего архейского аргиллита» расположена примерно в центре этого поля, тогда как точка PAAS, характеризующаяся более низким

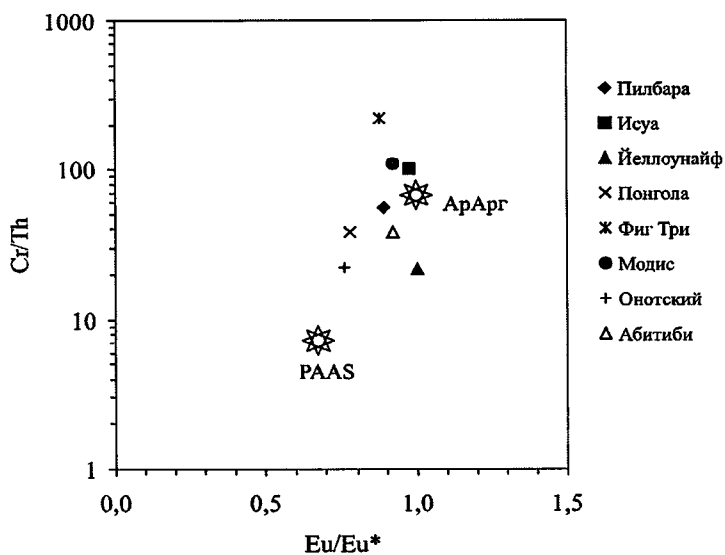


Рис. 39. Положение медианных точек составов метатерригенных пород ряда архейских объектов на диаграмме $\text{Eu}/\text{Eu}^* - \text{Cr}/\text{Th}$. Условные обозначения см. рис. 34

Медианы отношения Cr/Th в метатерригенных породах варьируют от 0.7 (канский комплекс) до $52.5 \times \text{PAAS}$ (Исуа), однако очень высокие, составляющие более $10.0 \times \text{PAAS}$ значения данного параметра характерны всего для 5 из 26 объектов архея (Исуа, Витватерсранд, Фиг Три, Модис и Билингви). Индикаторная роль отношения Cr/Th для архейских глинистых сланцев подчеркивается тем, что в

содержанием Cr и более высоким значением отношения Th/Sc , локализована вне его.

Наконец, на диаграмме $\text{Eu}/\text{Eu}^* - \text{Cr}/\text{Th}$, благодаря более низким, чем в «среднем архейском аргиллите» и всех архейских объектах, значениям и Cr/Th и Eu/Eu^* точка PAAS локализована далеко от поля медианных составов метатерригенных пород архея (рис. 39).

70 % объектах медианные значения отношения Cr/Th превышают $5 \times \text{PAAS}$ (рис. 40). Интересно отметить, что медиана отношения Cr/Th в метатерригенных породах Западной гнейсовой области (WGT) в точности равна значению данного отношения в среднем австралийском постархейском глинистом сланце.

На рис. 41 и 42 показаны результаты нормирования медианных значений содер-

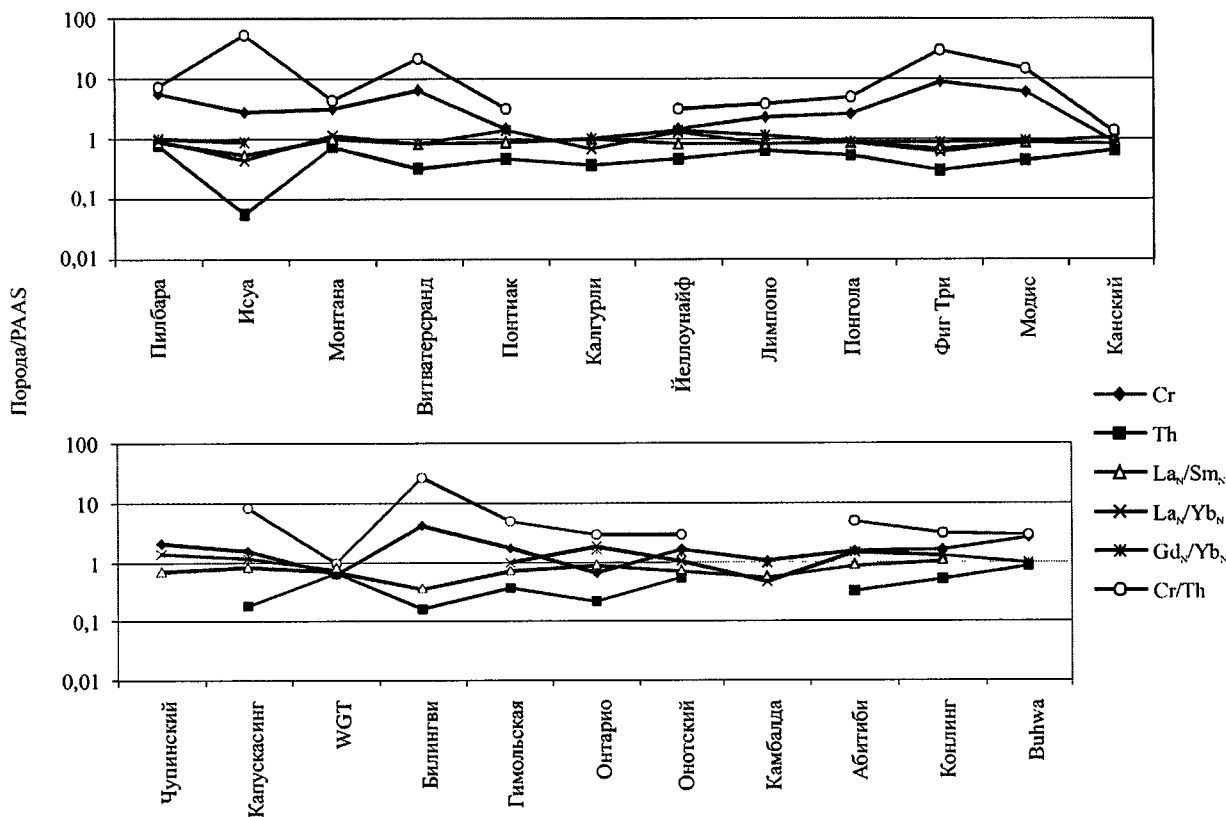


Рис. 40. Вариации нормированных на PAAS медианных содержаний Cr и Th (г/т) и отношений Cr/Th , La_N/Yb_N , La_N/Sm_N и La_N/Yb_N в метатерригенных породах различных архейских объектов

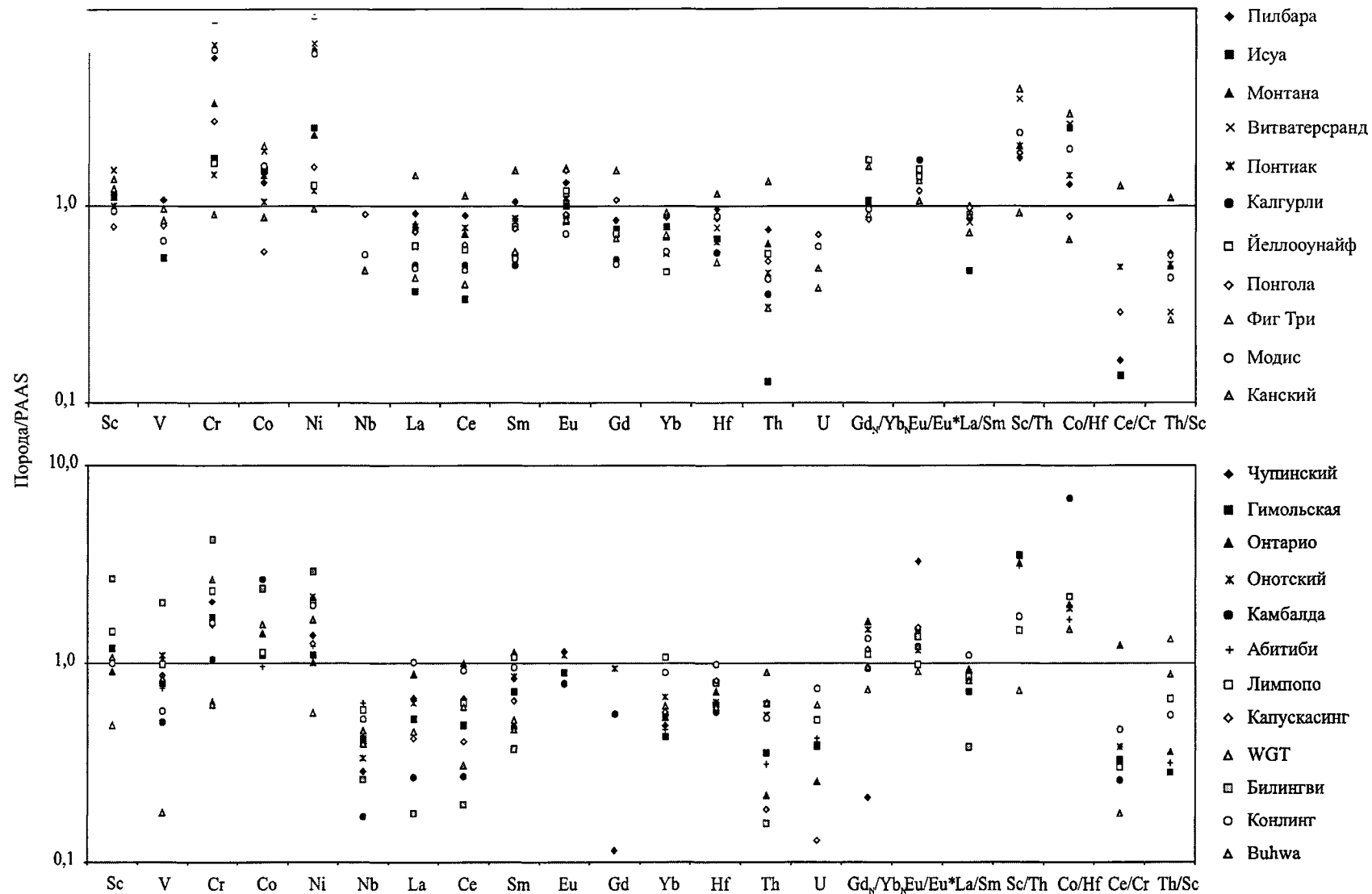


Рис. 41. Вариации нормированных на PAAS медианных значений содержаний ряда элементов-примесей и их отношений в метатерригенных породах различных архейских объектов

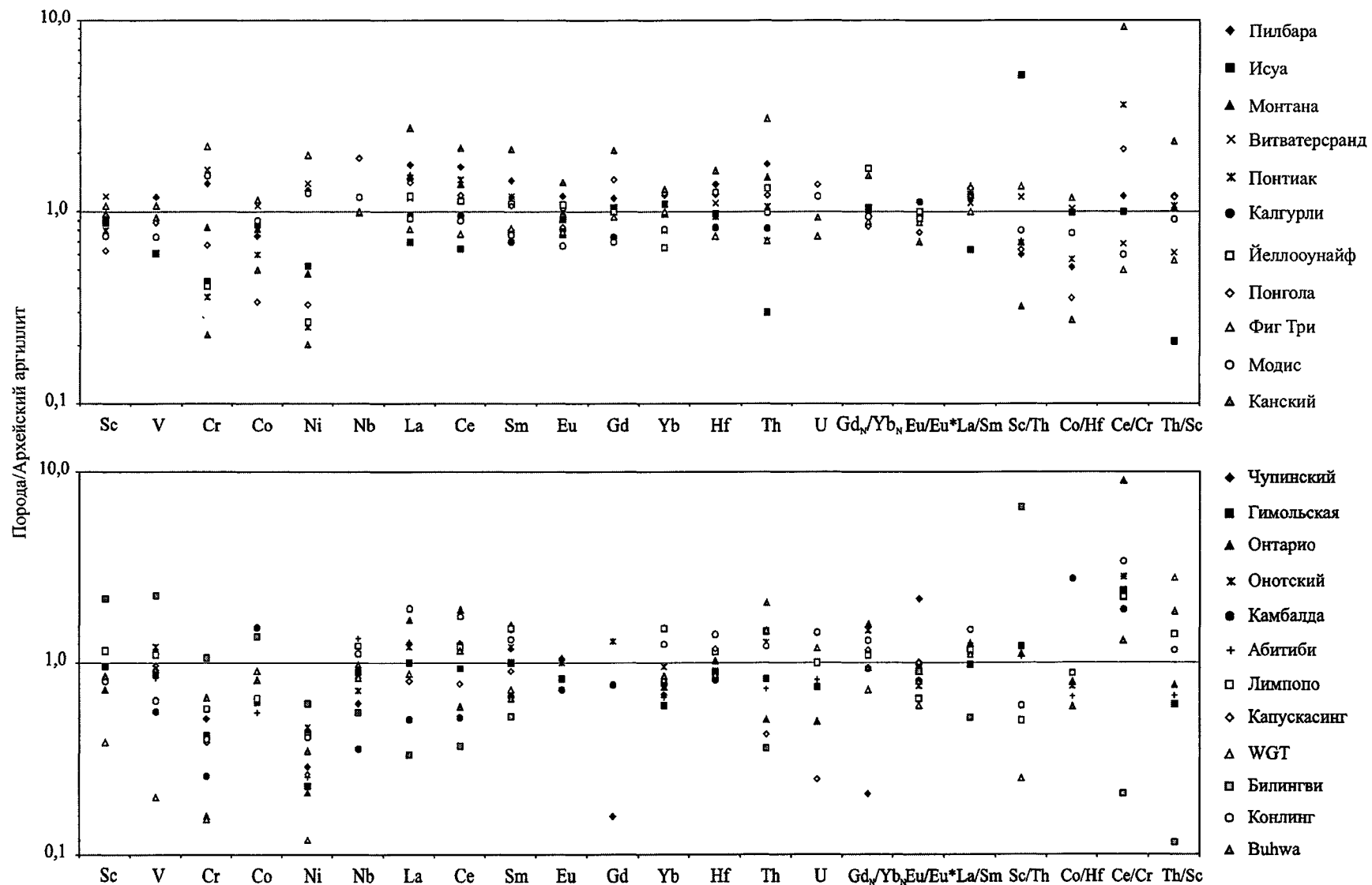


Рис. 42. Вариации нормированных на «средний архейский аргиллит» медианных значений содержаний ряда элементов-примесей и их отношений в метатерригенных породах различных архейских объектов

жаний ряда малых элементов и их отношений в различных объектах архея на соответствующие значения в PAAS и «среднем архейском аргиллите».

При сопоставлении с PAAS в породах архейских комплексов намечаются три группы элементов. В первую входят элементы, медианные содержания которых, как правило, выше, чем в PAAS — это Sc, Cr, Co и Ni. Ко второй группе принадлежат Nb, La, Ce, Yb, Hf, Th и U, медианные значения которых в архейских объектах практически всегда меньше, чем в PAAS. Наконец, V, Sm и Eu присутствуют как в больших, так и в меньших, нежели в PAAS, концентрациях. Величина отрицательной европиевой аномалии в метатерригенных породах архея составляет от 1.06 до 1.7 ее уровня в PAAS. Медианные значения отношений La/Sm, Ce/Cr и Th/Sc в архейских объектах почти всегда ниже, чем в PAAS.

Суммируя все сказанное выше, можно сделать следующие выводы относительно основных геохимических ограничений архейских метатерригенных пород. Главный из них состоит в том, что при рассмотрении имеющейся в нашем распоряжении совокупности частных данных оказалось невозможным наметить такие значения одного или нескольких параметров, которые можно было бы с очень высокой степенью достоверности (более 90–95 %) считать присущими только архейским или только постархейским тонкозернистым терригенным породам. В подавляющем большинстве рассмотренных нами случаев (в том числе и на такой, казалось бы, надежной в смысле разграничения постархейских, с одной стороны, и поздне- и раннеархейских составов — с другой, диаграмме, как Cr–Ni (Тейлор, МакЛеннан, 1988), точки «среднего архейского аргиллита» и PAAS оказывались внутри поля точек частных составов метатерригенных пород архея.

Если снизить планку доверительного интервала до 80–85 %, то можно видеть, что основная масса частных составов архейских

метатерригенных пород характеризуется следующими геохимическими параметрами: 1) $\text{Th/Sc} < 0.6\text{--}0.7$; 2) $\text{Ce/Cr} < 0.6$; и 3) $\text{Eu/Eu}^* > 0.70\text{--}0.75$. Последнее свидетельствует, что в разрезах архейских метаморфизованных терригенных образований, наряду с породами, практически не содержащими Eu аномалии, присутствует, как отмечается К. Конди, значительная доля осадков с достаточно хорошо выраженной отрицательной Eu аномалией, хотя величина этой аномалии в большинстве случаев не столь велика, как это можно видеть в постархейских осадочных последовательностях. При обращении к анализу медианных значений содержаний и отношений ряда элементов-примесей указанные выше рамки могут в ряде случаев выглядеть следующим образом: 1) $\text{Th/Sc} < 0.6$; 2) $\text{Ce/Cr} < 0.4$; 3) $\text{Cr/Th} > 25$ (или $(\text{Cr/Th})_{\text{AR объект}}/\text{PAAS} > 3.0$)¹⁴; и 4) $\text{Th} < 12$ г/т. При сравнении с PAAS (как с эталоном постархейской тонкой алюмосиликокластики) в архейских метатерригенных породах выше медианные содержания Cr и Ni, а содержания Nb, La, Ce, Yb, Hf, Th и U, напротив, ниже.

За исключением величины европиевого минимума спектры РЗЭ архейских метатерригенных образований не обнаруживают значимых отличий от распределения редкоземельных элементов в PAAS. Так, медианные значения отношения La_N/Yb_N в архейских объектах могут быть как выше, так и ниже PAAS, что, несомненно, определяется соотношением кислых и основных+ультраосновных пород в источниках сноса. Медианы отношения Gd_N/Yb_N примерно в 60 % архейских объектов из нашего банка данных несколько выше, чем величина Gd_N/Yb_N в PAAS, однако примерно в 30 % объектов данный параметр характеризуется меньшими, чем в PAAS, значениями. Это свидетельствует, что значительное деплетирование тяжелых редких земель в целом не является доминирующей чертой метатерригенных пород архея и зависит от конкретной геологической ситуации.

¹⁴ При этом нельзя забывать, что, как уже отмечалось выше, в метатерригенных породах Западной палеоисовой области Австралии медианное значение отношения Cr/Th равно значению данного параметра в PAAS.

Приведенные выше данные о геохимических особенностях архейских метапелитов использованы нами для решения вопроса о составе и положении источников сноса для поздневендского Тиманского форландового бассейна (рис. 43), существовавшего на северо-восточной и восточной периферии Восточно-Европейской платформы (Мезенская, Верхнекамская и Шкаповско-Шиханская впадины) и в зоне сочленения ее с западной мегазоной Урала (Кваркушско-Каменногорский и Башкирский мегантиклинории).

Прежде чем обратиться к рассмотрению собственно геохимических данных, необходимо кратко остановиться на характеристике осадочных последовательностей верхнего венда, представленных во всех перечисленных выше крупных структурах.

В разрезах *северо-западной части Мезенской впадины* (Юго-Восточное Беломорье и Беломорско-Кулойское плато) верхневендские образования расчленяются, по данным Д.В. Гражданкина (Гражданкин, 2003; Гражданкин, Краюшкин, 2007; Grazhdankin, 2004), на лямицкую, верховскую, зимнегорскую и ергинскую свиты. Лямицкая свита образует регрессивно построенный макроциклит (мощность 160 м), состоящий из тонкослоистых шоколадно-коричневых аргиллитов с прослоями вулканических пеплов, алевролитов, а также песчаников. Верховская также образует регрессивно построенный макроциклит (мощность 130 м). В основании верховской свиты, также как и в основании лямицкой, выделяется пачка тонкослоистых аргиллитов шоколадно-коричневой окраски с прослоями вулканических пеплов. U-Pb возраст цирконов из этих пеплов составляет 558 ± 1 млн лет (Гражданкин, 2003; Martin et al., 2000). Зимнегорская свита, объединяющая в основном алевролиты с подчиненными им

прослоями и пакетами аргиллитов и песчаников, ограничена снизу и сверху поверхностями размыва и также представляет собой регрессивно построенный макроциклит (мощность 180 м). U-Pb возраст цирконов из прослая пеплов, залегающего в 2 м выше подошвы зимнегорской свиты, составляет 555.3 ± 0.3 млн лет (Гражданкин, 2003; Martin et al., 2000). Ергинская свита характеризуется, как и подстилающие ее образования, регрессивным строением. В нижней ее части преобладают пачки аргиллитов, чередующиеся с интервалами переслаивания алевролитов и аргиллитов и пакетами песчаников (все эти образования выполняют крупную врезанную долину), а в верхней доминируют песчаники, алевролиты и аргиллиты с линзовидными пачками аргиллитов и пакетами косослоистых песчаников, выполняющих крупные подводные каналы и русла, сменяющиеся красно- и пестроцветными средне- и крупнозернистыми песчаниками с пакетами и пачками переслаивания пестроцветных алевролитов и аргиллитов (Гражданкин, 2003; Grazhdankin, 2004).

В *Вычегодском прогибе* вендские отложения вскрыты рядом глубоких скважин (1 Сторожевская, 1 Сереговская, 1 Сев. Кельтма и др.) и расчленены на усть-пинезскую и мезенскую свиты (Оловянишников, 1998). Нижняя часть усть-пинезской свиты сложена преимущественно зеленовато-серыми и красновато-коричневыми алевролитами и разномышными песчаниками, среди которых иногда наблюдаются линзовидные прослои гравелитов. В верхней части свиты присутствуют аргиллиты, алевролиты и алевропесчаники серой, темно-серой и лиловато-серой окраски с маломощными пачками зеленовато-серых и буровато-красных песчаников и прослоями зеленовато-серых туфов. Общая мощность от-

¹⁵ Данный раздел написан с использованием материалов, полученных при выполнении исследований по гранту РФФИ 06-05-64223.

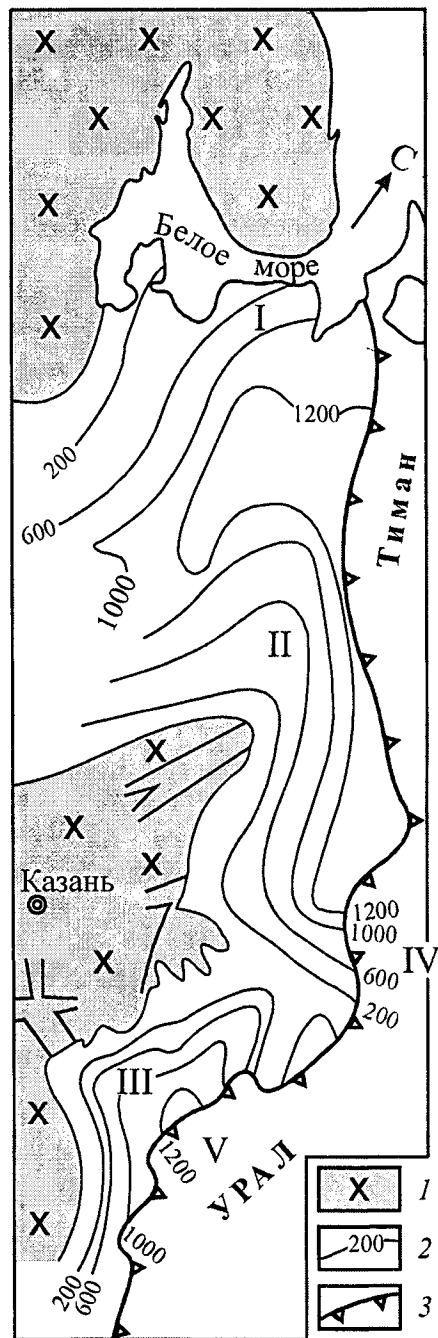
Рис. 43. Основные регионы распространения поздневендских отложений на северо-востоке и востоке Восточно-Европейской платформы и в пределах западной мегазоны Урала (Тиманский форландовый бассейн).

I – Юго-Восточное Беломорье (Беломорско-Кулойское плато); II – Вычегодский прогиб; III – Шкаповско-Шиханская впадина; IV – Кваркушко-Каменногорский мегантиклинорий; V – Башкирский мегантиклинорий. 1 – выступы кристаллического фундамента; 2 – изопахиты отложений верхнего венда, м; 3 – граница Уральского складчатого пояса

ложений усть-пинезской свиты достигает 700–800 м. Мезенская свита (мощность ~ 400 м) сложена тонкослоистыми зеленовато-, желтовато-, буровато- и сиренево-серыми, а также шоколадно-коричневыми алевроитистыми аргиллитами, переслаивающимися с алевролитами. В средней и верхней частях свиты среди них присутствуют также маломощные пакеты зеленовато- и светло-серых песчаников.

В *Верхнекамской впадине* в разрезе верхнего венда выделяются (снизу) кыквинская, верещагинская, велвинская и краснокамская свиты (Стратиграфическая схема..., 2000). Кыквинская свита (0–111 м) сложена конгломератами, гравелитами, песчаниками и алевроаргиллитами. Грубообломочные породы преобладают в западных разрезах свиты; в восточных разрезах появляются тонкозернистые часто темноцветные с пиритом и тонкодисперсной органикой разности песчаников и алевроаргиллитов. Верещагинская свита объединяет пестроцветные аргиллиты, алевролиты и песчаники. К-Аг возраст туфов, присутствующих в разрезах верещагинской свиты, составляет порядка 580 млн лет (Объяснительная записка..., 1978). Велвинская свита (300 м и более) объединяет несколько темно- и зеленоцветных пачек переслаивания алевролитов и песчаников, алевролитов и аргиллитов. Краснокамская свита (200–500 м) представлена пакетами и пачками красных и пестроцветных, часто линзовидных, песчаников и алевролитов; аргиллиты в разрезах свиты играют подчиненную роль (Аксенов и др., 1971; Вендская система..., 1985).

В *Шкаповско-Шиханской впадине* поздневендские отложения объединены в Шиханско-Шкаповский комплекс, в состав которого



входят каировская и шкаповская серии (Рабочая схема..., 1981; Лагутенкова, Чепикова, 1982; Вендская система..., 1985; Стратиграфическая схема..., 2000). Каировская серия объединяет байкибашевскую и старопетровскую свиты, а шкаповская – салиховскую и карлинскую. Краткая характеристика состава и строения названных литостратиграфических подразделений приведена в главе 1.

На западном склоне Среднего Урала (*Кваркушко-Каменногорский мегантиклинорий*) к венду относятся серебрянская

и сыльвицкая серии, рассматривающиеся, соответственно, как образования его нижнего и верхнего отделов (Аблизин и др., 1982; Ключина, 1982, 1991; Стратиграфические схемы..., 1993). Сыльвицкая серия объединяет в восходящем разрезе старопечнинскую, перевалокскую, чернокаменскую и усть-сылвицкую свиты. Старопечнинская свита (до 500 м) представлена в нижней части редкогалечниковыми конгломератами, а в верхней – темноокрашенными песчаниками, алевролитами и глинистыми сланцами. На подстилающих отложениях породы старопечнинской свиты залегают с перерывом и выполняют серию врезанных долин (Аблизин и др., 1982; Гражданкин и др., 2005). Среди обломков в конгломератах преобладают породы подстилающей керносской свиты (песчаники, кварцито-песчаники, кремни, карбонатные породы, алевролиты и фосфориты), встречаются также основные магматические породы, сходные с породами дворцевого комплекса, и гранитоиды (Курбацкая, 1968; Курбацкая, Аблизин, 1970; Аблизин и др., 1982; Маслов и др., 1996). Перевалокская свита объединяет темно-серые аргиллиты с линзовидными прослоями и конкрециями фосфоритов (Курбацкая, 1980; Курбацкая, Кучина, 2000), песчаники и гравелиты. Мощность ее составляет около 300 м. Выше наблюдается мощная (до 1300–1500 м) последовательность преимущественно зеленовато-серых мелкозернистых песчаников, алевролитов и аргиллитов, выделяемая в чернокаменскую свиту. Завершают разрез сыльвицкой серии полимиктовые и полевошпато-кварцевые песчаники с маломощными прослоями алевролитов и аргиллитов усть-сылвицкой свиты (500–600 м).

На западном склоне Южного Урала (*Башикирский мегантиклинорий*) к венду относится ашинская серия, объединяющая (снизу) бакеевскую, урюкскую, басинскую, куккараукскую и зиганскую свиты. В большинстве публикаций последней четверти XX в. бакеевская свита рассматривается как нижневендское подразделение, а перекрывающие ее отложения отнесены к верхнему венду (Стратотип рифея..., 1983; Стратиграфические схемы..., 1993; Стратиграфические схемы..., 2000). Краткая характерис-

тика состава и строения перечисленных выше свит приведена в главе 1.

Корреляция всех охарактеризованных выше литостратиграфических подразделений верхнего венда достаточно долгое время была в значительной мере дискуссионной (Стратотип рифея..., 1983; Вендская система..., 1985; Стратиграфические схемы..., 1993; Стратиграфическая схема..., 2000). На наш взгляд, этот вопрос может быть удовлетворительно решен только с использованием данных секвенс-стратиграфии (Маслов и др., 2008).

В составе верхнего венда Юго-Восточного Беломорья выделяются четыре секвенсы: агминский, солзенский, зимнегорский и ергинский. Агминский секвенс объединяет отложения лямицкой свиты и нижней подсвиты верховской свиты (суммарной мощностью до 220 м). Нижняя граница секвенсы представляет собой поверхность субэразмального размыва шельфа, на которой залегает покров гравелитов (трансгрессивный тракт), ограниченный сверху мощностью максимального морского затопления. Основная часть секвенсы (регрессивный тракт) сложена циклическим чередованием пачек зеленовато-серых и шоколадно-коричневых тонкослоистых глин и пачек тонкого переслаивания глин и алевролитов с прослоями светло-серых косоволнисто-слоистых песчаников. Солзенский секвенс объединяет отложения верхней подсвиты верховской свиты. Нижняя граница представляет собой поверхность максимальной регрессии и совпадает с поверхностью морского затопления. На этой поверхности залегает толща, которая интерпретируется как регрессивный тракт, сложенная циклическим чередованием пакетов желтовато-серых песчаников с косоволнистой, тонкой и грубой горизонтальной слоистостью с разнообразными подводно-оползневыми деформациями и пачек тонкого переслаивания алевролитов и глин (Гражданкин, Бронников, 1997). Зимнегорский секвенс объединяет отложения одноименной свиты. Осадочная последовательность зимнегорской свиты присутствует только в северо-восточных разрезах, где она достигает мощности 200 м и интерпретируются как тракт низкого стояния уровня моря. В подошве свиты

установлена поверхность форсированной регрессии, которую выстилает прогрессивно построенный пакет кварцевых песчаников, гравелитов и конгломератов, ограниченный сверху поверхностью морского затопления. Основная часть секвенса сложена мощной, прогрессивно построенной многослойной песчаниковой толщей с пестрым фациальным строением фиолетово-серой окраски, для которой характерны горизонтальная и многоэтажная косая слоистость. Ергинский секвенс представлен отложениями ергинской свиты мощностью до 150 м. Нижняя граница интерпретируется как поверхность максимальной регрессии, на которой залегает толща закономерного чередования аргиллитов, алевролитов и желтовато-серых песчаников с косоволнистой, тонкой горизонтальной и градиционной слоистостью и разнообразными подводно-оползневыми деформациями (трансгрессивный тракт). В кровле этой толщи выделяется поверхность максимального морского затопления. Перекрывающие отложения имеют пеструю окраску, представлены переслаиванием алевролитов и глин с участием линзовидных пластов средне- и крупнозернистых песчаников с грубой горизонтальной слоистостью, многоэтажной косой слоистостью, скоплениями плоской глиняной гальки и знаками ряби волнения (тракт высокого стояния). Вышележащие отложения падунской свиты, мощность которых достигает 300 м, отделены от отложений ергинского секвенса поверхностью максимальной регрессии и имеют раннекембрийский возраст (Гражданкин, Краюшкин, 2007).

Установленные в разрезах Юго-Восточного Беломорья поверхности регрессии трассируются в скважинах вдоль регионального палеосклона Мезенского бассейна, демонстрируя относительную выдержанность мощностей заключенных между ними латеральных фациальных рядов (секвенсов) (Маслов и др., 2008). Вкрест палеосклона по направлению к Тиманскому складчатонадвиговому поясу мощность верхневендского осадочного выполнения Мезенского бассейна возрастает.

В Вычегодском прогибе наиболее четко выраженной секвентной границей является поверхность максимальной регрессии

в основании ергинского секвенса, которая уверенно трассируется в разрезах скважин благодаря резкой смене фаций на территории всего бассейна. Эта граница расчленяет разрез верхневендских отложений Вычегодского прогиба на две толщи, которые традиционно называются «усть-пинезская свита» и «мезенская свита» (Оловянишников, 1998). Мезенская свита по литологическим признакам сопоставляется с ергинской свитой Юго-Восточного Беломорья, образуя с ней единый латеральный фациальный ряд – ергинский секвенс, который ограничен снизу и сверху поверхностями максимальной регрессии.

В Верхнекамской впадине к агминскому секвенсу принадлежит осадочная последовательность кыквинской и верещагинской (кирсинской) свит. Солзенский и зимнегорский секвенсы представлены имеющей ограниченное распространение велвинской (кочевской) свитой. Отложения краснокамской свиты образуют единый латеральный фациальный ряд с отложениями ергинского секвенса. Аналогичным образом в Шкаповско-Шиханской впадине агминский секвенс представлен последовательностью байкибашевской и старопетровской свит, солзенский и зимнегорский секвенсы – салиховской свитой, а ергинский – карлинской свитой.

На западном склоне Среднего Урала агминский секвенс представлен осадочной последовательностью старопечнинской и перевалокской свит. Нижняя граница старопечнинско-перевалокской последовательности интерпретируется как поверхность максимальной регрессии, а внутри последовательности выделяется поверхность максимального морского затопления, которая отделяет базальную прогрессивно построенную толщу от вышележащего регрессивного тракта. Солзенский секвенс представлен отложениями нижней части чернокаменной свиты. Нижняя граница чернокаменной свиты является поверхностью максимальной регрессии. U-Pb возраст вулканогенных цирконов из пеплового прослоя из нижней части чернокаменной свиты составляет 557 ± 13 млн лет (Ронкин и др., 2006). Аналогом зимнегорского секвенса на Среднем Урале является прогрессивно по-

строенная толща мощностью до 200 м, выделяемая в средней части чернокаменной свиты. Снизу она ограничена поверхностью форсированной регрессии, а сверху – поверхностью максимальной регрессии. Осадочная последовательность отложений верхней части чернокаменной и усть-сылвицкой свит интерпретируется как тракт высокого стояния уровня моря и образует единый латеральный фациальный ряд с отложениями ергинского секвенса.

На западном склоне Южного Урала латеральный фациальный ряд агминского секвенса представлен осадочной последовательностью урюкской свиты и нижней подсвиты басинской свиты. К аналогам солзенского секвенса относится осадочная последовательность верхнебасинской и нижнекуккараукской подсвит. Зимнегорский секвенс представлен верхнекуккараукской подсвитой, которая сложена конгломератами и имеет ограниченное распространение. Указанный интервал, ограниченный снизу поверхностью форсированной регрессии, а сверху – поверхностью максимальной регрессии, интерпретируется как тракт низкого стояния. Завершающие разрез верхнего венда Южного Урала отложения зиганской свиты образуют единый латеральный фациальный ряд с ергинским секвенсом.

Основой для реконструкции особенностей формирования осадочного выполнения Тиманского поздневендского форландового бассейна послужила коллекция образцов аргиллитов, алевроаргиллитов и глинистых сланцев (общее число образцов более 200) из разрезов верхнего венда разных сегментов бассейна.

Образцы аргиллитов из Юго-Восточного Беломорья отобраны из керна скв. 1000 Тучкино, пробуренной в 1980-х гг. на Беломорско-Кулойском плато экспедицией 17 ПГО «Невскгеология»¹⁶, и скв. С18 Агма, пробуренной АО «Архгеолдобыча» на Онежском полуострове, а также из естественных обнажений по берегам Белого моря и впадающих в него рек.

Отложения Вычегодского прогиба Мезенской впадины охарактеризованы по керну скв. 1 Сев. Кельтма, 1 Сторожевская, 1 Серегово и Яренск (коллекция В.Г. Оловянишникова, г. Сыктывкар).

Образцы аргиллитов Шкаповско-Шиханской впадины отобраны из керна глубоких параметрических скважин 1 Северо-Кушкуль, 1 Кипчак и 6 Ахмерово (коллекция М.В. Ишерской, г. Уфа).

Южный Урал представлен образцами из ашинской серии Башкирского мегантиклинория, собранными в окрестностях г. Усть-Катав и вдоль автотрассы пос. Инзер–г. Уфа (в том числе и у пос. Кулмас).

На Среднем Урале образцы аргиллитов и глинистых сланцев отобраны из естественных обнажений сылвицкой серии Кваркушко-Каменногорского мегантиклинория, вскрытых многочисленными правыми притоками р. Чусовой (реки Межевая Утка, Серебрянка, Сылвица, Усьва и др.).

Анализ РЗЭ, Cr, Ni, Co, Sc, Hf и Th-систематики тонкозернистых терригенных пород верхнего венда Тиманского форландового бассейна позволил установить общий геохимический облик осадочного выполнения различных его палеосегментов, а также реконструировать положение и относительный вклад различных источников сноса в формирование осадочных последовательностей. Ниже эти данные изложены отдельно для каждого из крупных палеосегментов бассейна – северо-западной части Мезенской впадины, Вычегодского прогиба, Шкаповско-Шиханской впадины, Кваркушко-Каменногорского и Башкирского мегантиклинориев.

Медианные содержания Th в аргиллитах и глинах верхнего венда *северо-западной части Мезенской впадины* (Юго-Восточное Беломорье и Беломорско-Кулойское плато) варьируют от 6.3 (лямицкая свита) до 13–15 г/т (верховская, зимнегорская и ергинская свиты). В PAAS этот элемент присутствует в количестве 14.6 г/т (Тейлор, МакЛеннан, 1988). Медианное содержание La в тонкозернистых терригенных породах

¹⁶ Указанные образцы были отобраны А.В. Сочавой, Д.В. Борхвардтом и М.Б. Гниловской и в настоящее время являются составной частью Банка данных «PRECESED» (ИГТД РАН, г. Санкт-Петербург).

лямицкой свиты составляет 23 г/т, тогда как в аналогичных по гранулометрии образованиях трех вышележащих свит поднимается до 45–49 г/т, что примерно на 20 % выше, чем в PAAS, и почти в 2.5 раза больше, чем в среднем архейском аргиллите. На диаграмме Th–La большинство фигуративных точек составов аргиллитов, алевроаргиллитов и глин верхневендской последовательности Юго-Восточного Беломорья сконцентрировано вокруг точки PAAS, однако ряд точек аргиллитов лямицкой и ергинской свит тяготеет к модельному составу архейского аргиллита (рис. 44, а).

Медианное содержание Cr в алевроаргиллитах, аргиллитах и глинах всей верхневендской последовательности составляет 79 г/т, для Ni этот же параметр равен 37 г/т, что почти в точности соответствует его содержанию в PAAS (38 г/т) (Тейлор, МакЛеннан, 1988). Содержание же Cr составляет всего $0.7 \times \text{PAAS}$. На диаграмме Ni–Cr все точки составов исследованных нами образцов алевроаргиллитов и глин Беломорско-Кулойского плато локализованы в поле значений, характерных для постархейских образований (рис. 44, б).

Деплетирования TPЗЭ в тонкозернистых терригенных породах не наблюдается ни в одной из четырех свит верхнего венда Беломорско-Кулойского плато. Медианное значение Gd_N/Yb_N для выборки из почти 50 образцов составляет 1.67, что равно $\sim 1.23 \times \text{PAAS}$. Только в одном образце алевроаргиллитов из лямицкой свиты, двух образцах из верховской свиты и одном образце из ергинской свиты величина Gd_N/Yb_N превышает пороговое значение (2.0), разделяющее составы без деплетирования и с деплетированием TPЗЭ (Тейлор, МакЛеннан, 1988). Медианное значение отрицательной европиевой аномалии в исследованной нами выборке равно 0.64 (в PAAS – 0.66, в среднем архейском аргиллите – 1.0 (Тейлор, МакЛеннан, 1988), а по данным К. Конди (Condie, 1993) – 0.73), минимальное значение – 0.52, максимальное – 0.76. На диаграмме $\text{Gd}_N/\text{Yb}_N\text{--Eu}/\text{Eu}^*$ показывающее большинство фигуративных точек тонкозернистых терригенных пород верхнего венда Беломорско-Кулойского плато сосредоточено в поле значений, характерных для постархейских составов (рис. 44, в).

Медианное значение отношения Th/Sc в исследованных нами породах составляет 0.76. Для PAAS этот параметр равен 0.91, тогда как в среднем архейском аргиллите – всего лишь 0.31. Медианное содержание Sc во всей выборке ~ 17.4 г/т, в PAAS – 16 г/т, в тонкозернистых архейских образованиях – 20 г/т (Тейлор, МакЛеннан, 1988). Величина отношения La/Sm варьирует от 3.3 до 9.7 при медианном значении 6.2. В PAAS данный параметр равен 6.8, в «среднем архейском аргиллите» – 5. Все это и обуславливает локализацию подавляющего большинства фигуративных точек составов аргиллитов и алевроаргиллитов на диаграммах Sc–Th/Sc и La/Sm–Sc/Th вблизи модельного состава PAAS (рис. 44, г, д).

На диаграмме Co/Hf–Ce/Cr (рис. 44, е) ни одна точка составов из исследованной нами выборки аргиллитов и алевроаргиллитов не попадает в поле значений, характерных для тонкозернистых терригенных пород, образованных за счет разрушения примитивных архейских субстратов ($4 < \text{Co}/\text{Hf} < 14$, $0.1 < \text{Ce}/\text{Cr} < 0.4$) (Маслов, 2007). Все сказанное выше достаточно очевидно свидетельствует об отсутствии в позднем венде примитивных архейских субстратов на палеоводосборах, окружавших северо-западную часть Мезенского бассейна.

Основываясь на положении точек составов аргиллитов и глин верхнего венда Беломорско-Кулойского плато на диаграмме La/Sc–Th/Co (рис. 45, а), можно заключить, что на палеоводосборах преобладали породы кислого состава, хотя небольшую роль могли играть и породы основного состава. Систематика РЗЭ подтверждает этот вывод. Медианное значение отношения La_N/Yb_N в аргиллитах лямицкой свиты составляет 7.82 (при этом минимальное значение данного параметра равно 5.53, а максимальное – 11.20, что, по-видимому, указывает на заметную гетерогенность палеоводосборов в начале позднего венда), верховской – 11.26, зимнегорской – 9.94 и ергинской – 9.01; величина La_N/Sm_N варьирует от 3.25 (лямицкий уровень) до 4.58 (зимнегорский уровень) (рис. 46). Показательно, что спектры распределения нормированных на хондрит РЗЭ аргиллитов и глин верховской и зимнегорской свит более однородны, чем

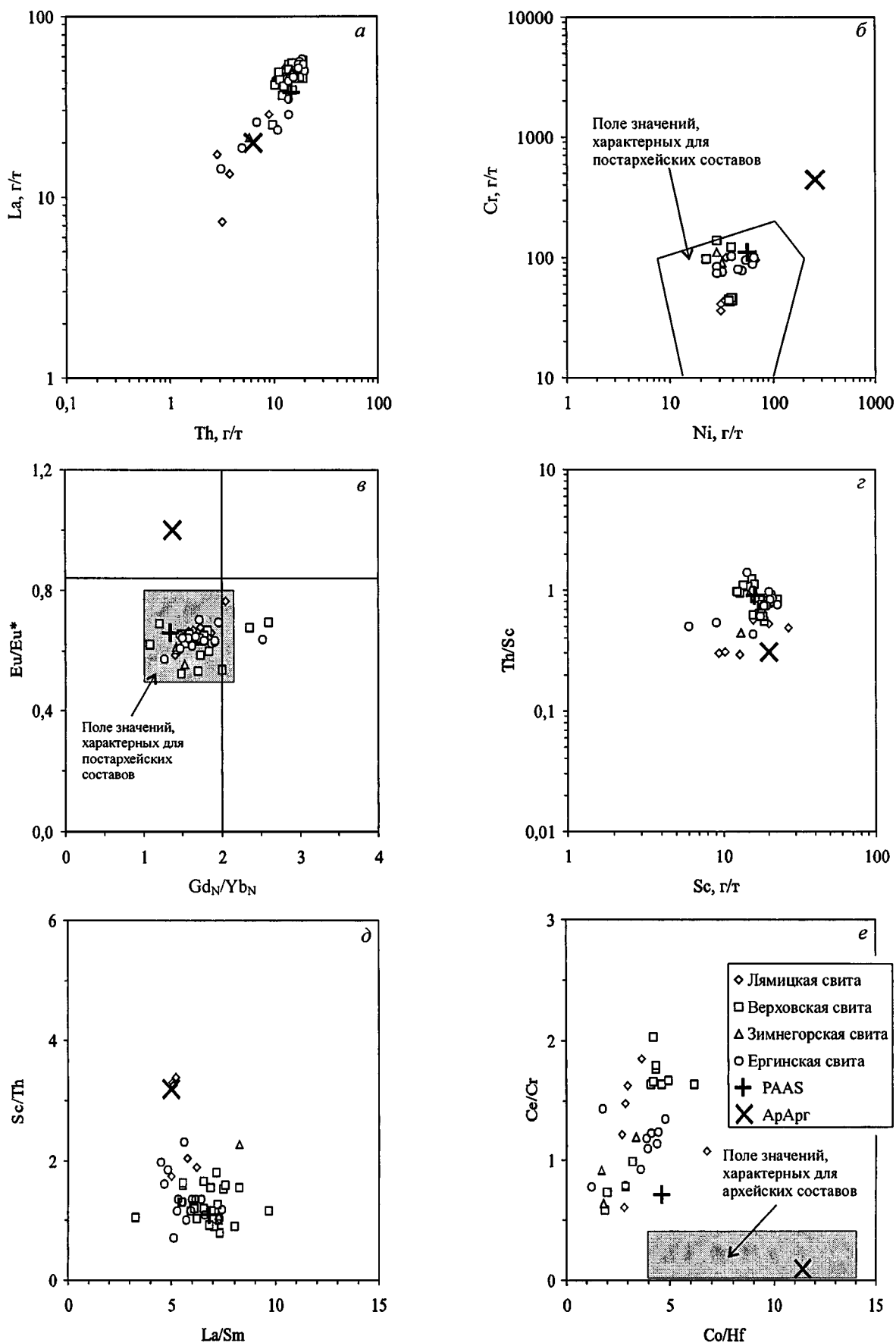


Рис. 44. Положение фигуративных точек составов тонкозернистых терригенных пород верхнего венда Беломорско-Кулойского плато на диаграммах Th–La (а), Ni–Cr (б), Gd_N/Yb_N–Eu/Eu* (в), Sc–Th/Sc (г), La/Sm–Sc/Th (д) и Co/Hf–Ce/Cr (е)

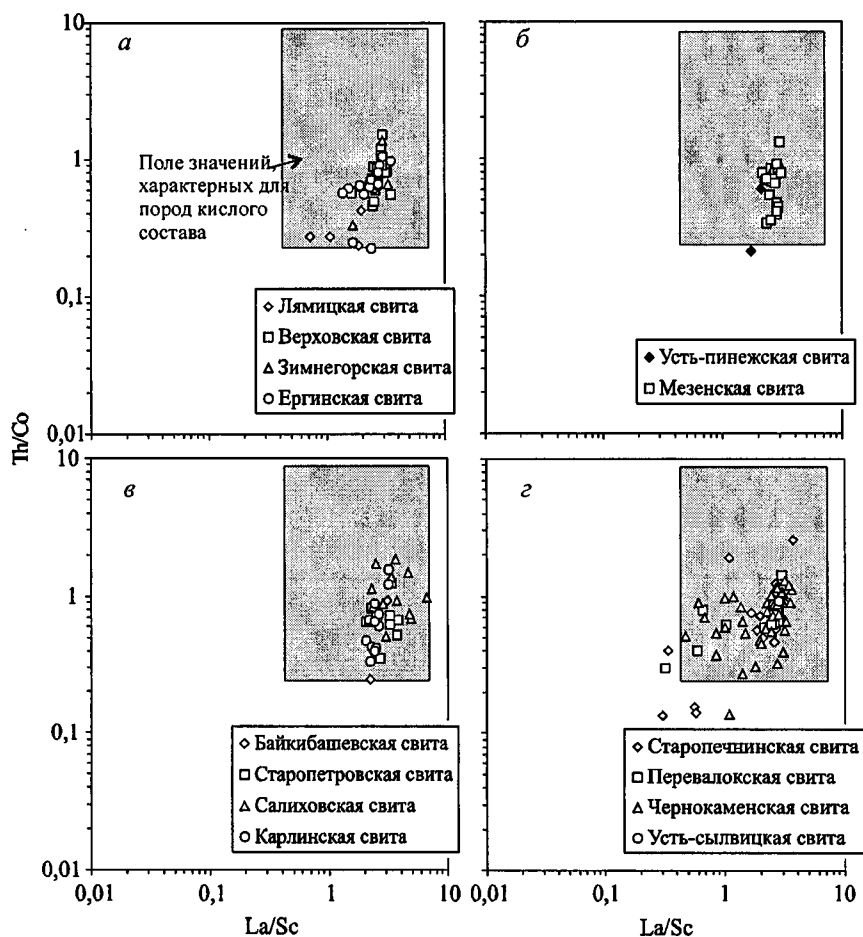


Рис. 45. Положение фигуративных точек составов тонкозернистых терригенных пород верхнего венда Беломорско-Кулойского плато (а), Вычегодского прогиба (б), Шкаповско-Шиханской впадины (в) и Кваркушко-Каменногогорского мегантиклинория (г) на диаграмме $La/Sc-Th/Co$

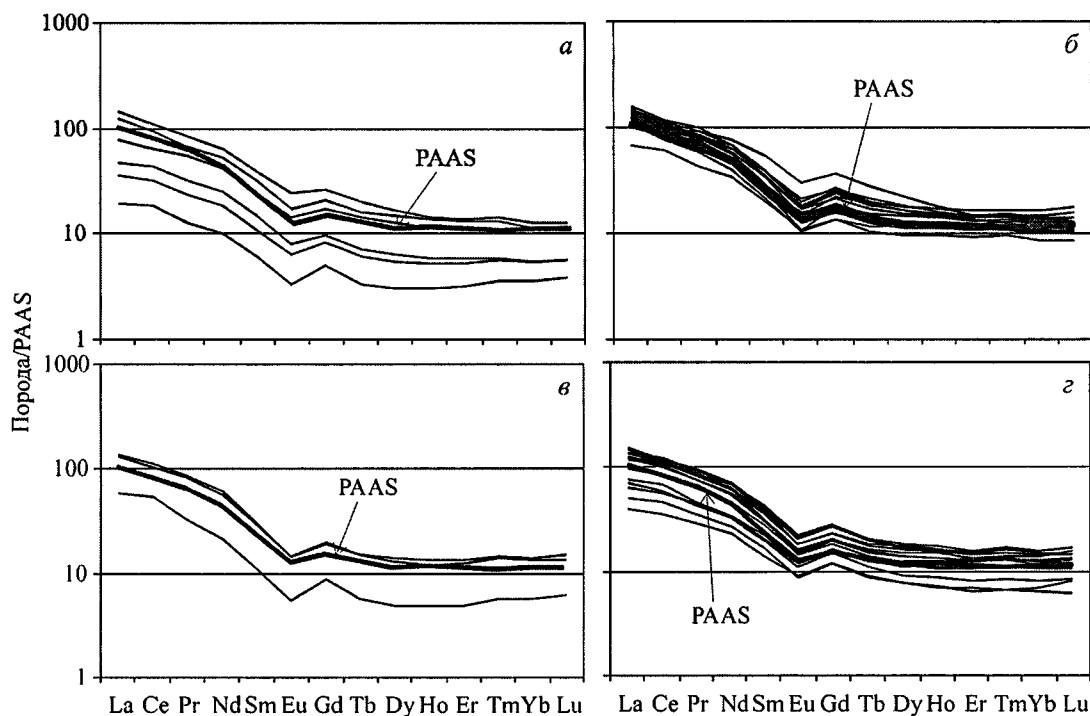


Рис. 46. Нормированные на хондрит спектры распределения РЗЭ в тонкозернистых терригенных породах верхнего венда Юго-Восточного Беломорья (а – лямецкая свита, б – верховская свита, в – зимнегорская свита, г – ергинская свита)

спектры тонкозернистых терригенных пород лямийской и ергинской свит; это предполагает большую эффективность в указанное время процессов перемешивания тонкой алюмосиликокластике на путях переноса.

Медианное содержание Th в аргиллитах усть-пинезской и мезенской свит **Вычегодского прогиба** составляет ~ 11 г/т, для La эта же величина равна 34–36 г/т. Это лишь немногим ниже, чем в PAAS, и существенно превосходит содержания указанных элементов в среднем архейском аргиллите. В то же время в ряде образцов аргиллитов содержания и Th и La ниже их содержаний в среднем архейском аргиллите, что обуславливает присутствие на диаграмме Th–La двух совокупностей фигуративных точек. Одна из них (большая) локализована в области значений, типичных для PAAS, другая, представленная в основном аргиллитами мезенской свиты, тяготеет к модельному составу архейского аргиллита (рис. 47, а).

На диаграмме Ni–Cr все точки составов аргиллитов и алевроаргиллитов верхнего венда рассматриваемого сегмента бассейна локализованы в области значений, характерных для постархейских осадков (рис. 47, б). Медианное содержание Cr и Ni в аргиллитах мезенской свиты составляет соответственно ~ 70 и несколько более 36 г/т. Минимальное содержание Cr в тонкозернистых терригенных породах мезенской свиты равно 29.4, максимальное ~ 94 г/т.

На диаграмме Gd_N/Yb_N – Eu/Eu^* точки составов аргиллитов усть-пинезской и мезенской свит локализованы весьма компактно и сосредоточены практически полностью в поле составов, характерных для постархейских осадков (рис. 47, в). Деплетирование тяжелых РЗЭ для аргиллитов не проявлено. Величина отрицательной европиевой аномалии не превышает 0.75. Минимальное значение Eu/Eu^* составляет 0.58, медианное почти в точности равно величине отрицательной европиевой аномалии в PAAS (0.68).

Фигуративные точки составов аргиллитов верхнего венда Вычегодского прогиба на диаграммах $Sc-Th/Sc$ и $La/Sm-Sc/Th$ (рис. 47, г, д) также тяготеют к модельному составу PAAS.

Величина отношения Ce/Cr в тонкозернистых терригенных породах верхнего венда варьирует от 0.46 до 1.24 при медианном значении 0.80. В среднем архейском аргиллите этот параметр составляет 0.095. По величине отношения Co/Hf рассматриваемая нами выборка аргиллитов и алевроаргиллитов разбивается на две группы – в одной из них (большой) значения данного параметра составляют 1–5, что типично для большинства тонкозернистых постархейских терригенных образований, в другой – 6–13 (рис. 47, е). Последняя группа по величине отношения Co/Hf близка к тонкой архейской алюмосиликокластике, однако высокие значения Ce/Cr (> 0.4) не позволяют рассматривать данную совокупность только как результат разрушения примитивных архейских субстратов.

Приведенные выше данные по систематике ряда микроэлементов в тонкозернистых терригенных породах усть-пинезской и мезенской свит Вычегодского прогиба позволяют с достаточно большой степенью вероятности считать, что в их составе отсутствует материал разрушения архейских комплексов Кольского и(или) Волго-Уральского геоблоков Восточно-Европейской платформы. Скорее всего, источниками тонкой алюмосиликокластике в позднем венде для юго-восточной части Мезенского бассейна выступали преимущественно неопротерозойские образования Тиманского орогена.

Этот вывод согласуется и с данными РЗЭ-систематики аргиллитов. Тонкозернистые терригенные породы и усть-пинезской, и мезенской свит характеризуются хорошо выраженной отрицательной европиевой аномалией (соответственно, 0.68 и 0.65) (рис. 48). Медианные величины отношения La_N/Yb_N в них составляют 8.74 и 8.65, что, также как и данные о типичных для аргиллитов значениях La/Sc и Th/Co (см. ниже), позволяет предполагать существование в областях размыва как кислых, так и основных пород. Деплетирование ТРЗЭ, свойственное продуктам разрушения ряда примитивных архейских субстратов, в аргиллитах верхнего венда Вычегодского прогиба не наблюдается (величина отношения Gd_N/Yb_N варьирует от 1.52 до 1.92 в породах

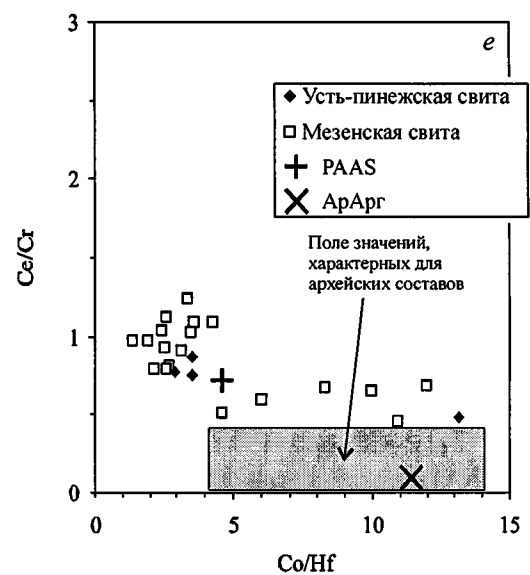
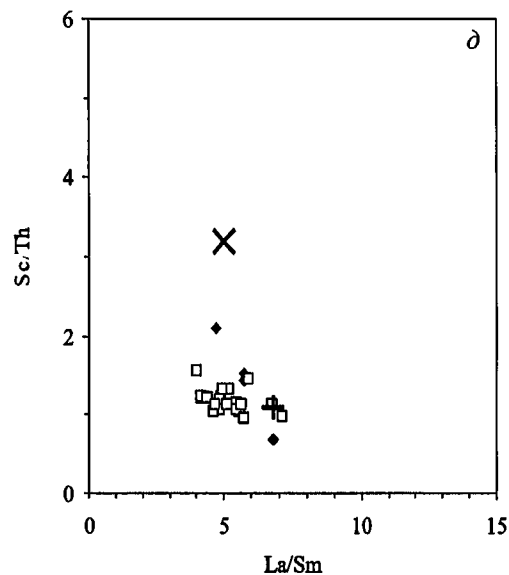
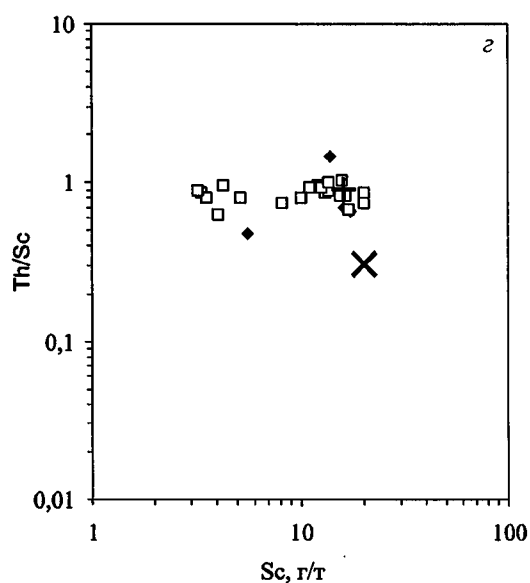
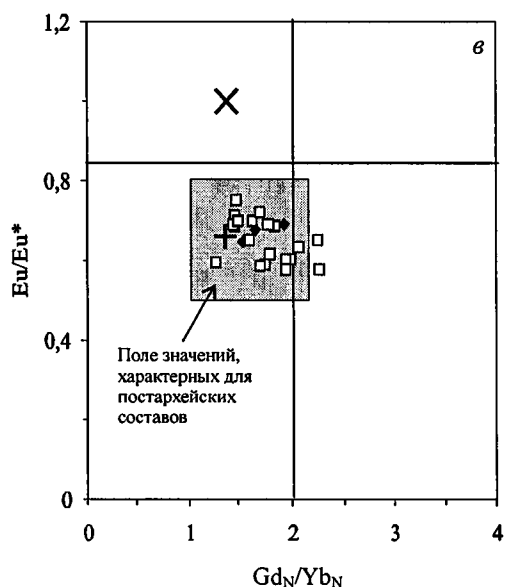
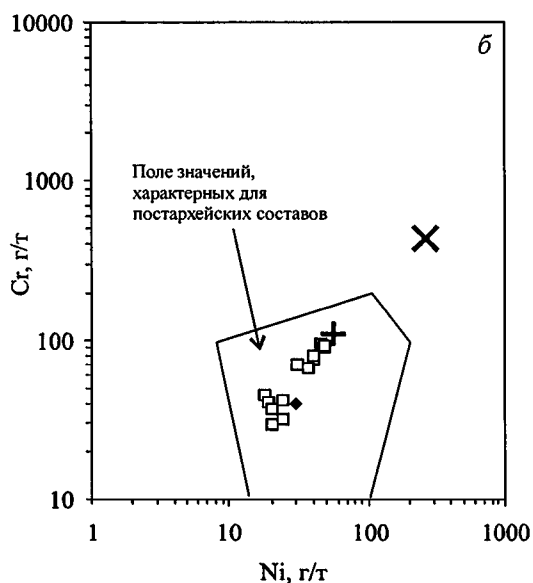
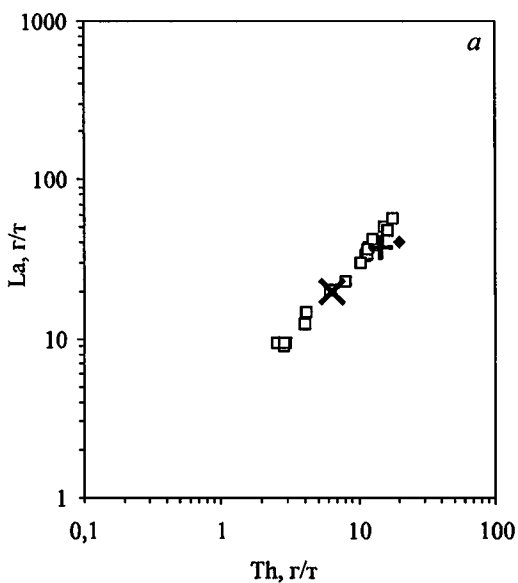


Рис. 47. Положение фигуративных точек составов тонкозернистых терригенных пород верхнего венда Вычегдского прогиба на диаграммах Th–La (*a*), Ni–Cr (*б*), Gd_N/Yb_N–Eu/Eu* (*в*), Sc–Th/Sc (*г*), La/Sm–Sc/Th (*д*) и Co/Hf–Ce/Cr (*е*)

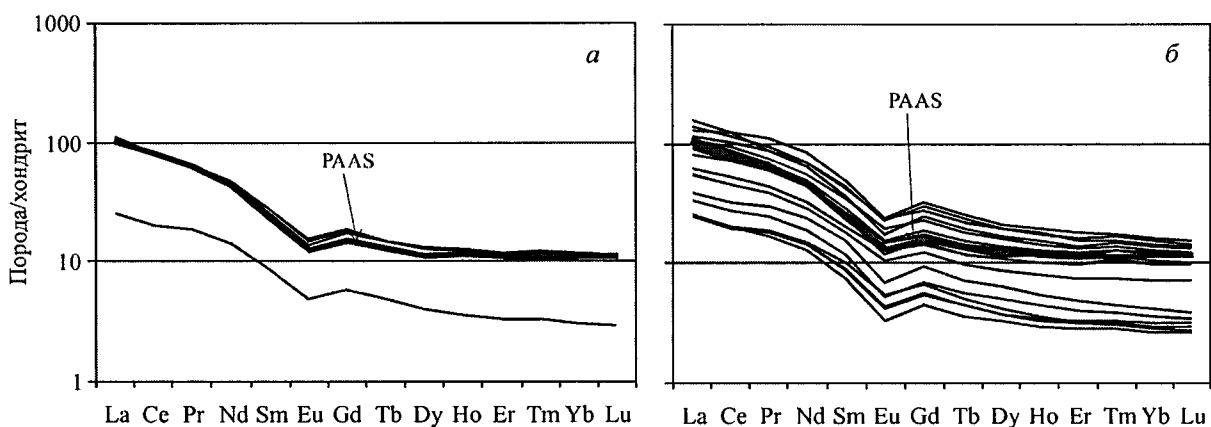


Рис. 48. Нормированные на хондрит спектры распределения РЗЭ в тонкозернистых терригенных породах верхнего венда Вычегодского прогиба (а – усть-пинежская свита, б – мезенская свита)

усть-пинежского уровня и от 1.25 до 1.99 в породах мезенского уровня, только в трех из 20 образцов аргиллитов мезенской свиты данный параметр достигает значений 2.06–2.27. Медиана отношения La_N/Sm_N , характеризующая крутизну наклона левой ветви спектров РЗЭ, составляет для аргиллитов усть-пинежской свиты 3.61, для аргиллитов вышележащего уровня – 3.14, что в целом весьма хорошо сопоставимо со значениями данного параметра в верхневендских глинах, аргиллитах и глинистых сланцах из других сегментов Тиманского форландового бассейна.

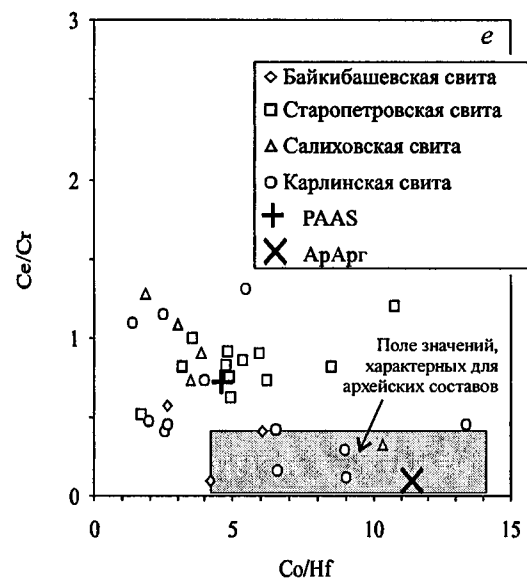
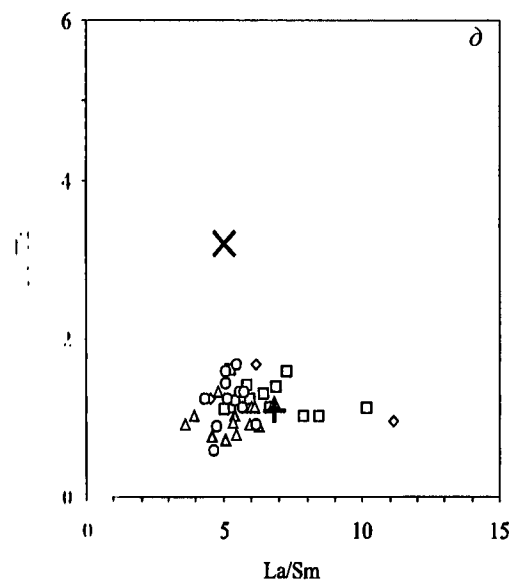
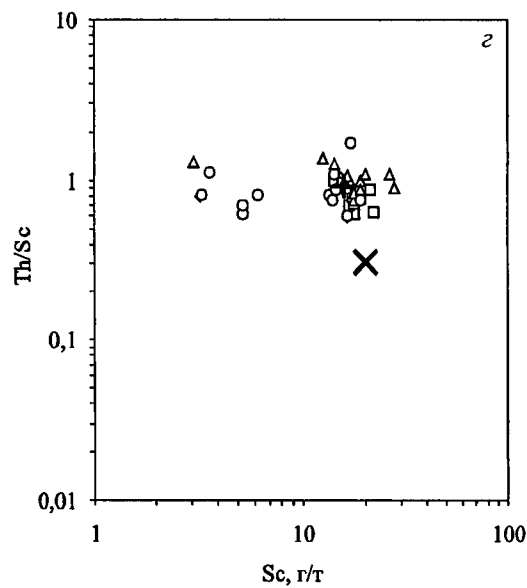
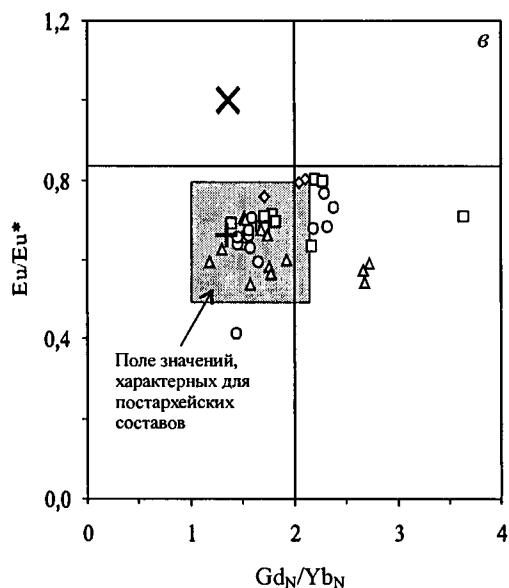
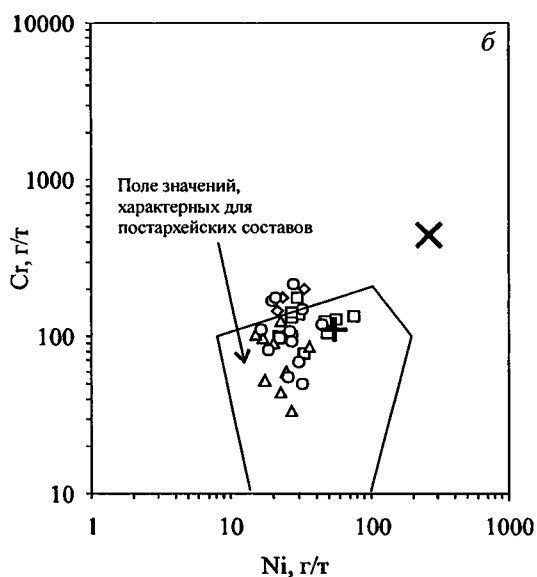
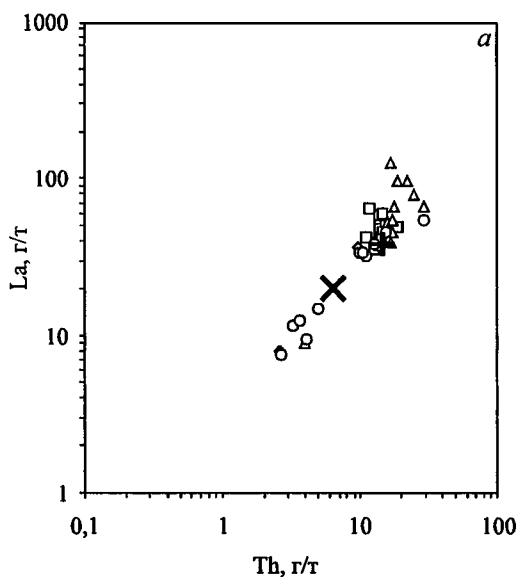
По соотношению в аргиллитах La/Sc и Th/Co (см. рис. 45, б) можно предполагать, что на палеоводосборах, поставлявших тонкую алюмосиликокластику в Вычегодский прогиб, присутствовали породы как основного, так и кислого состава, причем последние, по-видимому, преобладали.

Медианные значения содержаний Th в аргиллитах верхнего венда **Шкаповско-Шиханской впадины** варьируют от 9.7 (байкибашевский уровень) до 17.2 г/т (салиховский уровень). Медианные содержания La составляют от 33 (карлинский уровень) до 54 г/т (салиховский уровень). На диаграмме $Th-La$ фигуративные точки составов аргиллитов локализованы преимущественно в области значений, типичных для PAAS, однако несколько точек аргиллитов карлинской свиты и по одной точке аргиллитов байкибашевской и салиховской свит характеризуются весьма небольшими содержаниями как Th , так и La , что сближает их с составом отложений, образование которых

происходило за счет размыва примитивных архейских субстратов (рис. 49, а).

Медианные содержания Ni в аргиллитах и алевроаргиллитах варьируют от 22.3 (салиховский уровень) до 29.9 г/т (старопетровская свита). Минимальное медианное содержание Cr составляет 85.4 (старопетровский уровень), максимальное – достигает почти 177 г/т (байкибашевский уровень). На диаграмме $Ni-Cr$ точки составов тонкозернистых терригенных пород сосредоточены в основном вокруг точки PAAS (рис. 49, б).

Величина отрицательной Eu аномалии в рассматриваемых нами образованиях меняется от 0.54–0.55 до 0.80, причем более низкие ее значения характерны в основном для аргиллитов двух нижних свит – байкибашевской и старопетровской. Аргиллиты и алевроаргиллиты салиховской и карлинской свит характеризуются значениями Eu/Eu^* , типичными для большинства постархейских глинистых сланцев. Подавляющей частью исследованных нами образцов присущи и характерные для постархейских образований значения Gd_N/Yb_N – от 1.0 до 2.0. Вследствие этого на диаграмме Gd_N/Yb_N Eu/Eu^* фигуративные точки составов аргиллитов сосредоточены в основном в поле значений, типичных для постархейских отложений (рис. 49, в). В то же время все образцы аргиллитов байкибашевской свиты и часть образцов тонкозернистых терригенных пород салиховской, карлинской и старопетровской свит характеризуются значениями $Gd_N/Yb_N > 2.0$, что указывает на заметное деплетирование состава присутствующих в них тяжелых лантаноидов и мож



Р) Положение фигуративных точек составов тонкозернистых терригенных пород верхнего венда восточно-Шиханской впадины на диаграммах Th–La (а), Ni–Cr (б), Gd_N/Yb_N –Eu/Eu* (в), Sc–Th/Sc (г), La/Sm–Sc/Th (д) и Co/Hf–Ce/Cr (е)

рассматриваться как указание на присутствие на палеоводосборах примитивных архейских субстратов.

Медианное содержание Sc в аргиллитах верхнего венда Шкаповско-Шиханской впадины варьирует от 13.8 (карлинский уровень) до 17.6 г/т (салиховский уровень). Величина отношения Th/Sc составляет 0.80–1.06. Указанные пределы вариаций обуславливают локализацию подавляющего числа точек составов аргиллитов на диаграмме Sc–Th/Sc в области значений, тяготеющих к точке PAAS (рис. 49, з). Вне этой области остается только часть точек аргиллитов и алевроаргиллитов карлинской свиты, имеющих содержания Sc менее 10 г/т.

На диаграмме La/Sm–Sc/Th точки составов тонкозернистых терригенных образований также тяготеют к области значений, типичных для постархейских образований (рис. 49, д). Медианная величина отношения Sc/Th, рассчитанная для всей имеющейся в нашем распоряжении выборки данных, составляет 1.14, тогда как, по данным С. Тейлора и С. МакЛеннана (1988), для среднего архейского аргиллита значение этого параметра равно 3.2.

На диаграмме Co/Hf–Ce/Cr основная часть точек алевроаргиллитов и аргиллитов верхнего венда Шкаповско-Шиханской впадины сосредоточена в поле постархейских составов (рис. 49, е), так как значения отношения Ce/Cr в них заметно выше, чем это типично для подавляющей части тонкозернистых терригенных пород, возникших за счет разрушения архейских субстратов (Маслов, 2007). Только ряд точек аргиллитов карлинского уровня и единичные точки составов тонкозернистых терригенных образований салиховской и байкибашевской свит, имеющие весьма низкие величины отношения Ce/Cr при достаточно высоких значениях Co/Hf, локализованы в области составов, типичной для продуктов разрушения примитивных архейских субстратов.

Высокие значения отношений Th/Co и La/Sc в аргиллитах и алевроаргиллитах всех четырех свит указывают на присутствие в позднем венде на палеоводосборах, окружавших Шкаповско-Шиханскую впадину, пород преимущественно кислого состава (см. рис. 45, в).

К такому же выводу можно прийти и на основе анализа РЗЭ-систематики аргиллитов (рис. 50). Так, медианные значения отношения La_N/Yb_N в породах байкибашевской и старопетровской свит составляют, соответственно, 16.7 и 12.1, что характерно для продуктов разрушения кислых метаморфических и магматических образований (в том числе, возможно, и пород тоналит-трондьемит-гранитных ассоциаций). В аргиллитах более высоких уровней разреза верхнего венда Шкаповско-Шиханской впадины медианные величины отношения La_N/Yb_N снижаются до 8.4–8.8, меньше здесь и медианные значения La_N/Sm_N . Возможно, это связано с появлением на палеоводосборах в конце позднего венда значительных объемов основных магматических пород.

Медианные содержания Th варьируют в аргиллитах и глинистых сланцах верхнего венда *Кваркушко-Каменногорского мегантиклинория* (западный склон Среднего Урала) от 11.1 ± 4.2 (старопечнинская свита) до 13.3 ± 3.5 (перевалокская свита), что несколько меньше, чем в PAAS (14.6 г/т), но примерно в 2 раза выше, чем в среднем архейском аргиллите. Медианные содержания La в аргиллитах перевалокской (40.4 г/т) и чернокаменной (40.5 г/т) свит практически соответствуют тем, что указаны С. Тейлором и С. МакЛеннаном (1988) для PAAS (38 г/т). В аргиллитах и мелкозернистых алевролитах старопечнинской свиты медианное содержание La примерно в 1.5 раза меньше (28.2 г/т), а в тонкозернистых терригенных породах усть-сылвицкой свиты составляет 31.7 г/т. На диаграмме Th–La значительная часть фигуративных точек составов аргиллитов сылвицкой серии сосредоточена вокруг точки PAAS, однако небольшая часть исследованных образцов тяготеет к точке среднего архейского аргиллита (рис. 51, а).

Медианные содержания Ni в тонкозернистых терригенных породах двух нижних литостратиграфических подразделений сылвицкой серии варьируют от 51.4 до ~ 54.0 г/т, что весьма близко к содержанию Ni в PAAS. В отложениях верхней части серии содержания Ni в аргиллитах снижаются до ~ 46 (чернокаменная свита) и ~ 34 г/т (усть-сылвицкая свита). Примерно такая же

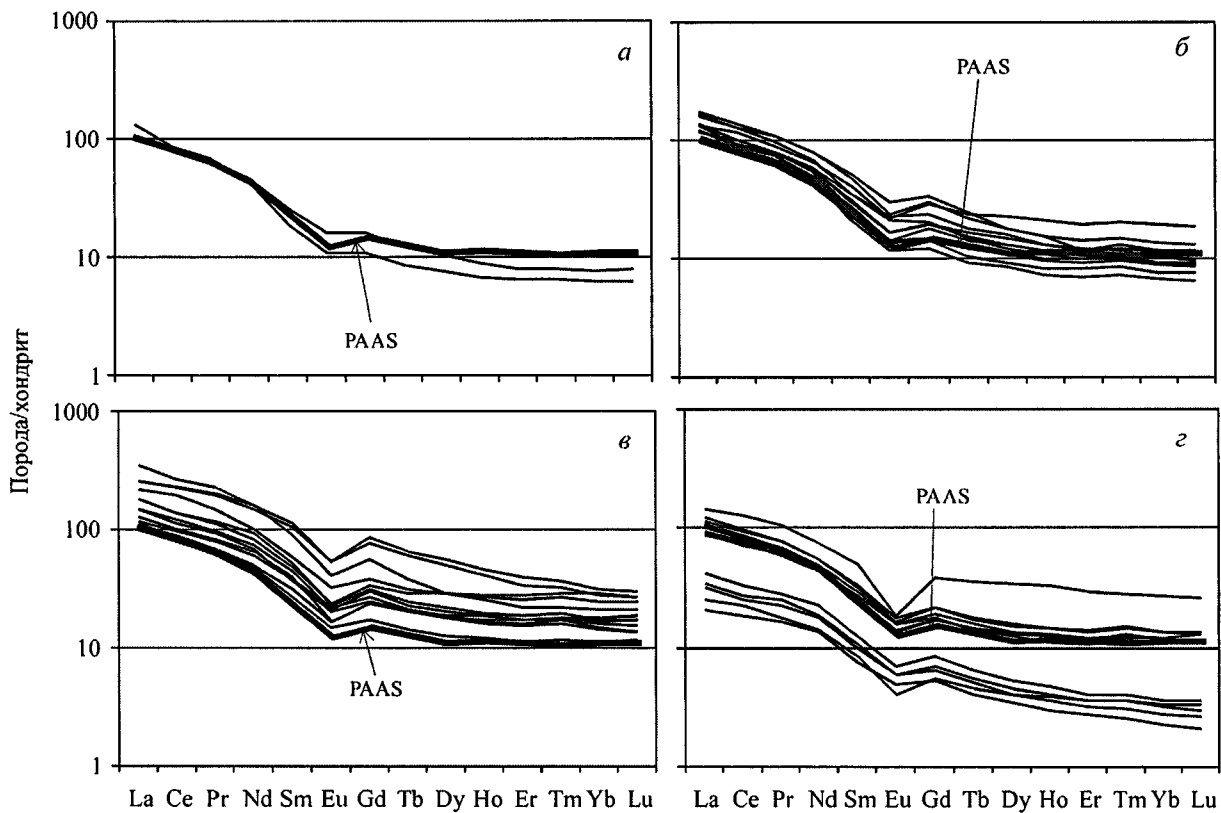


Рис. 50. Нормированные на хондрит спектры распределения РЗЭ в тонкозернистых терригенных породах верхнего венда Шкаповско-Шиханской впадины (а – байкибашевская свита, б – старопетровская свита, в – салиховская свита, з – карлинская свита)

тенденция характерна и для медианных содержаний Cr : в глинистых сланцах и мелкозернистых алевролитах старопечнинской и перевалокской свит это, соответственно, 126 и 121 г/т, тогда как в аргиллитах чернокаменной свиты – 110, а в аргиллитах усть-сылвицкой свиты – 96 г/т. На диаграмме $\text{Ni}-\text{Cr}$ точки составов тонкозернистых терригенных образований сылвицкой серии расположены весьма компактно в области стандартных для PAAS содержаний и Ni , и Cr (рис. 51, б).

Соотношения в аргиллитах сылвицкой серии таких параметров нормированных на хондрит РЗЭ, как Gd_N/Yb_N и Eu/Eu^* , также свидетельствуют о принадлежности тонкозернистых терригенных пород верхнего венда Кваркушко-Каменногорского мегаантиклинория к типичным постархейским образованиям (рис. 51, в). Медианные значения величины Eu/Eu^* в мелкозернистых алевролитах и аргиллитах старопечнинской, перевалокской и чернокаменной свит практически тождественны – 0.64 ± 0.12 , 0.63 ± 0.07 и 0.64 ± 0.06 . Аргиллиты усть-

сылвицкой свиты характеризуются несколько большей величиной отрицательной европиевой аномалии (0.57). Деплетирование ТРЗЭ в подавляющем большинстве проанализированных нами образцов отсутствует.

На диаграмме $\text{Sc}-\text{Th}/\text{Sc}$ можно видеть два кластера фигуративных точек. Один, в состав которого входит большая часть точек, весьма компактно расположен в области стандартной точки PAAS, второй тяготеет к точке среднего архейского аргиллита (рис. 51, з). Примечательно, что оба кластера представлены породами всех (за исключением усть-сылвицкой свиты) литостратиграфических единиц сылвицкой серии. Примерно такая же ситуация наблюдается и на диаграмме $\text{La}/\text{Sm}-\text{Sc}/\text{Th}$ (рис. 51, д).

Наконец, на диаграмме $\text{Co}/\text{Hf}-\text{Ce}/\text{Cr}$ в поле значений, характерных для архейских тонкозернистых терригенных образований, попадает всего несколько фигуративных точек аргиллитов старопечнинской свиты, что может указывать на наличие среди пород в источниках сноса примитивных архейских субстратов (рис. 51, е). Однако, как

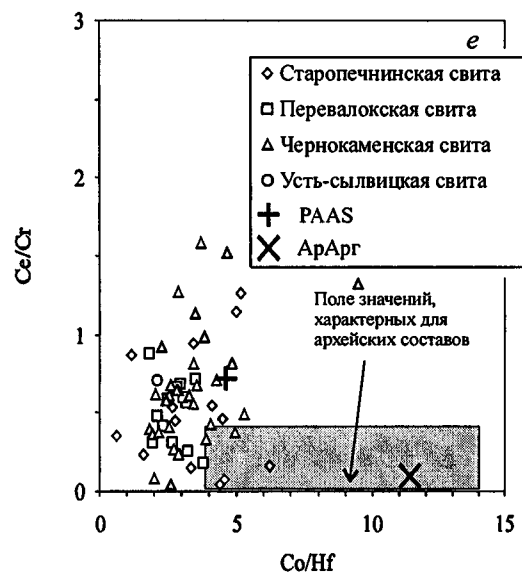
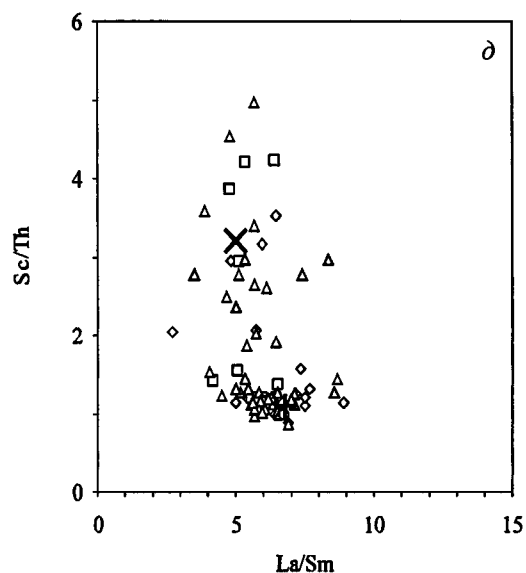
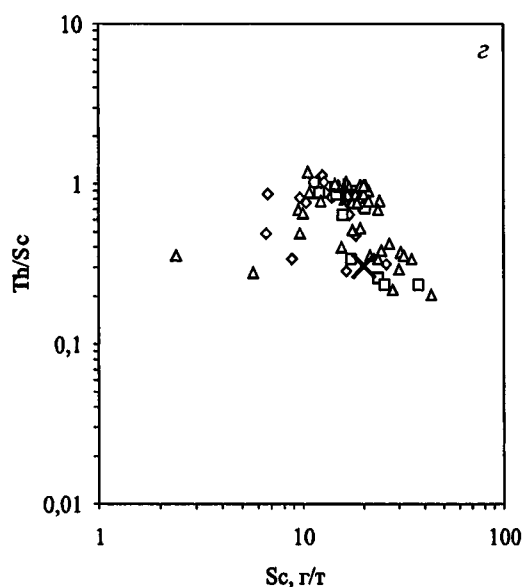
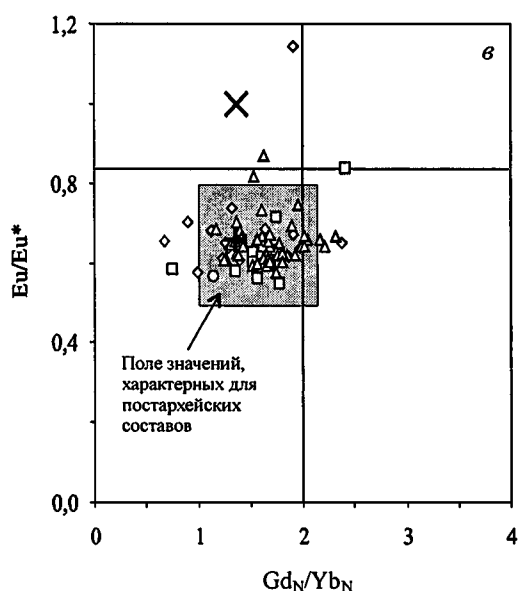
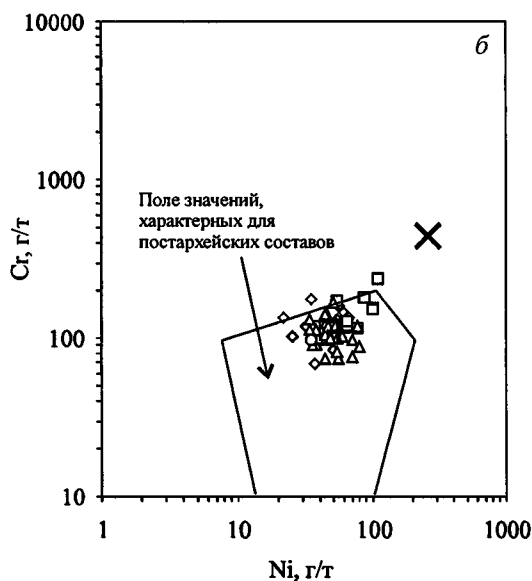
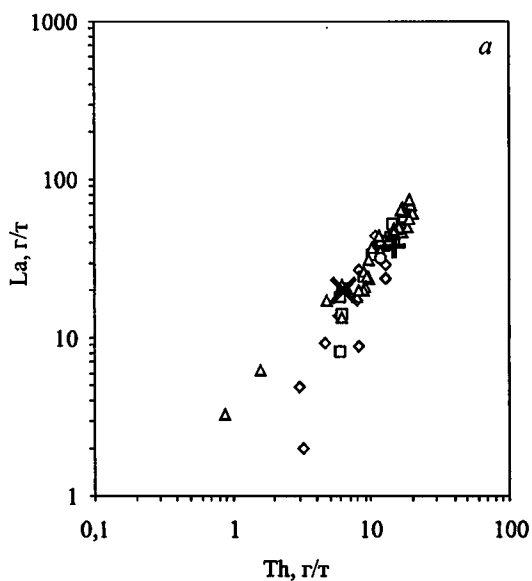


Рис. 51. Положение фигуративных точек составов тонкозернистых терригенных пород верхнего венда Кваркушско-Каменногорского мегантиклинория на диаграммах Th–La (*a*), Ni–Cr (*б*), Gd_N/Yb_N–Eu/Eu* (*в*), Sc–Th/Sc (*г*), La/Sm–Sc/Th (*д*) и Co/Hf–Ce/Cr (*е*)

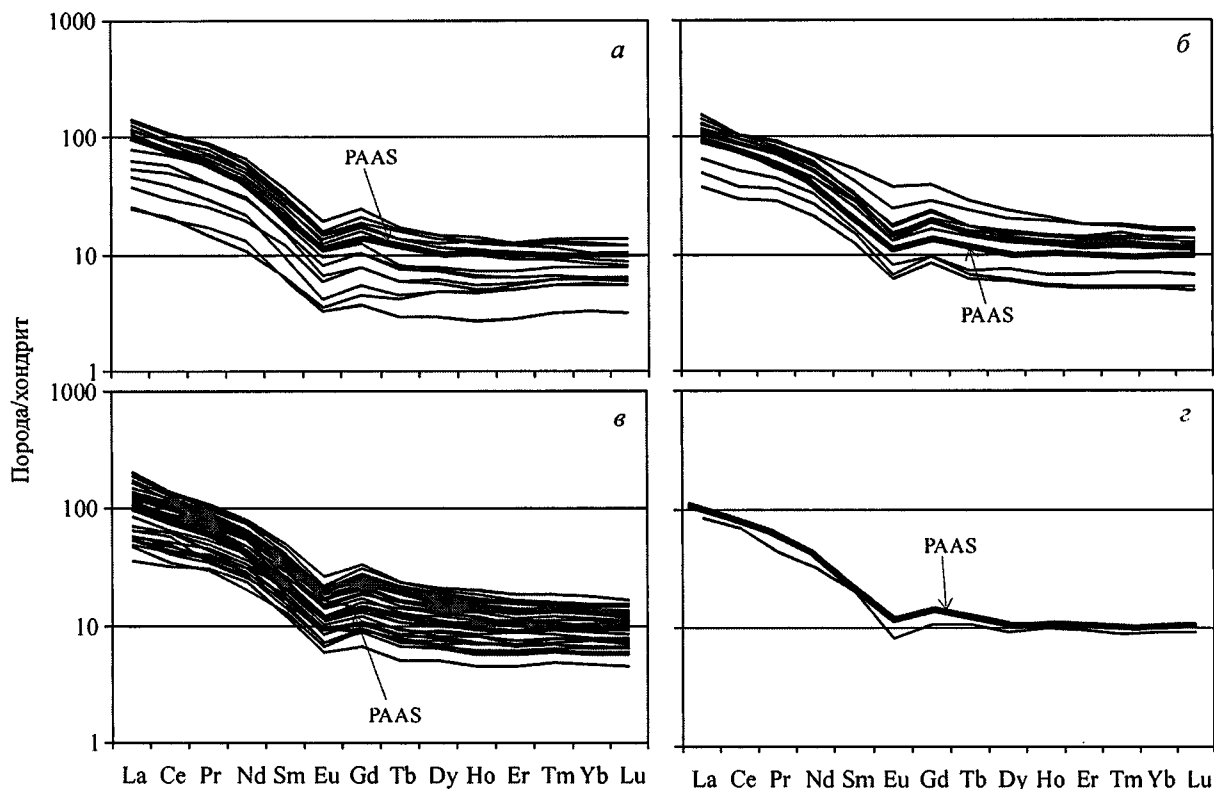


Рис. 52. Нормированные на хондрит спектры распределения РЗЭ в тонкозернистых терригенных породах верхнего венда Кваркушско-Каменногорского мегантиклинория (а – старопечнинская свита, б – перевалокская свита, в – чернокаменная свита, з – усть-сыльвицкая свита)

следует из приведенных выше материалов, если подобные субстраты и присутствовали на довендовском эрозионном срезе, то роль их была, скорее всего, весьма незначительной.

Положение подавляющего большинства фигуративных точек составов аргиллитов сыльвицкой серии на диаграмме La/Sc – Th/Co в области значений, типичных для продуктов размыва пород кислого состава (см. рис. 45, з), указывает на доминирование последних и на палеоводосборов. В то же время достаточно низкие значения обоих параметров в ряде образцов предполагают присутствие в областях размыва и основных пород или влияние основной пирокластике (Маслов и др., 2006 б).

Нормированные на хондрит спектры (РЗЭ) в аргиллитах сыльвицкой серии достаточно однообразны (рис. 52) и по своим основным параметрам практически на отличаются от спектров постархейских тонкозернистых пород. Медианная величина отношения La_N/Yb_N в аргиллитах старопечнинской свиты составляет 9.18, при этом в шестнадцати образцах из 15 ее значение ниже 7.8, а

в одном – ниже 3.8, что указывает на размыв в области сноса основных пород. Деплетирование ТРЗЭ отсутствует (медиана $\text{Gd}_N/\text{Yb}_N = 1.6$, только в одном образце из 15 это отношение составляет более 2). Медианное значение параметра La_N/Sm_N , характеризующего крутизну правых, в области ЛРЗЭ, ветвей спектров, составляет ~ 4.0. Медиана отношения La_N/Yb_N в алевроаргиллитах и мелкозернистых глинистых алевролитах перевалокского уровня в точности равна той, что характерна для подстилающих образований. Величина отношения Gd_N/Yb_N несколько выше (1.6), а La_N/Sm_N ниже (3.7), чем в аргиллитах старопечнинской свиты. Для аргиллитов чернокаменной свиты медианные значения отношений La_N/Yb_N , Gd_N/Yb_N и La_N/Sm_N составляют соответственно 9.95, 1.67 и 3.69. В пяти из более 40 образцов значения La_N/Yb_N ниже, чем 7.5. Для шести образцов характерно некоторое деплетирование ТРЗЭ. Таким образом, в позднем венде в среднеуральский сегмент бассейна с палеоводосборов поступала в целом достаточно зрелая тонкая алюмосиликоккластика.

Медианное содержание Th в аргиллитах басинской свиты верхнего венда *Башкирского мегантиклинория* равно 14.4 г/т, в породах зиганской свиты – 13.6 г/т, что весьма близко к содержанию Th в PAAS (14.6 г/т). Аналогичная ситуация характерна и для La. Все это обуславливает локализацию подавляющего большинства точек составов аргиллитов басинской свиты в области, характерной для постархейских образований (рис. 53, а).

Медианное содержание Ni в аргиллитах и алевроаргиллитах басинской свиты составляет порядка 86 г/т, в тонкозернистых терригенных породах зиганской свиты – 66 г/т. Это в 1.2–1.6 раза выше, чем в PAAS, однако в раннеархейских аргиллитах содержание Ni, по данным С. Тейлора и С. МакЛеннана (1988), составляет ~ 425, а в позднеархейских ~ 100 г/т. Аргиллиты басинской свиты характеризуются медианным содержанием Cr 114.5 г/т, а в аргиллитах зиганского уровня медианное содержание Cr немного выше (124.5 г/т). На диаграмме Ni–Cr фигуративные точки составов аргиллитов верхнего венда Башкирского мегантиклинория весьма компактно локализованы в области точки PAAS (рис. 53, б).

Величина отрицательной Eu аномалии в аргиллитах и алевроаргиллитах басинской и зиганской свит варьирует от 0.56 до 0.71, что в целом не выходит за пределы значений, типичных для подавляющей части постархейских осадочных пород. Деpletion TPЗЭ для исследованных нами образцов аргиллитов ашинской серии также не характерно. На диаграмме Gd_N/Yb_N –Eu/Eu* фигуративные точки составов аргиллитов тяготеют к точке PAAS (рис. 53, в).

Такая же ситуация наблюдается и на диаграмме Sc–Th/Sc (рис. 53, г), где благодаря достаточно высоким значениям отношения Th/Sc (от 0.52 до 1.02, медиана 0.67) подавляющее большинство точек составов аргиллитов из проанализированной нами выборки концентрируется вокруг точки PAAS (в среднем архейском аргиллите Th/Sc = 0.43 (Тейлор, МакЛеннан, 1988).

Точки составов алевроаргиллитов и аргиллитов и басинской, и зиганской свит на диаграмме La/Sm–Sc/Th сосредоточены

в области значений, характерных для постархейских образований (рис. 53, д).

Медианное значение отношения Co/Hf в тонкозернистых терригенных породах верхнего венда Башкирского мегантиклинория составляет ~ 4.0, та же величина для отношения Ce/Cr равна 0.66, в то время как в среднем архейском аргиллите значения рассматриваемых параметров – 11.43 и 0.1, соответственно. На диаграмме Co/Hf–Ce/Cr в области составов типично архейских метapelитов нет ни одной точки алевроаргиллитов и аргиллитов басинской и зиганской свит (рис. 53, е).

Спектры распределения PЗЭ в аргиллитах басинской и зиганской свит ашинской серии Башкирского мегантиклинория, нормированные на хондрит, имеют типичный для большинства постархейских тонкозернистых образований вид (рис. 54). Медианное значение отрицательной европиевой аномалии составляет в них, соответственно, 0.68 и 0.63. Величина Gd_N/Yb_N варьирует от 1.55 до 1.59 (медианные значения). Только в двух из 18 образцов наблюдается depletion TPЗЭ ($Gd_N/Yb_N = 2.18$ и 3.33). Медианные значения величины La_N/Sm_N , характеризующей степень крутизны левой ветви спектров PЗЭ, в аргиллитах басинской и зиганской свит составляют, соответственно, 3.44 и 3.20 и не выходят за стандартные рамки постархейских составов.

Вендский этап развития Восточно-Европейской платформы традиционно считается периодом интенсивного поступления обломочного материала в ее периферические области за счет активизации орогенических процессов в прилежащих подвижных поясах (Вендская система..., 1985; Аксенов и др., 1999; Стратиграфическая схема..., 2000). В то же время до сих пор нет полной ясности в соотношении в поздневендском Тиманском форландовом бассейне тонкой алюмосиликокластики, а также более грубого обломочного материала, источниками которых могли являться, с одной стороны, Балтийский щит и внутренние районы (Центральный и Волго-Уральский сегменты) Восточно-Европейской платформы, а с другой – Тиманский ороген. Поэтому ниже мы остановимся на этом вопросе подробнее.

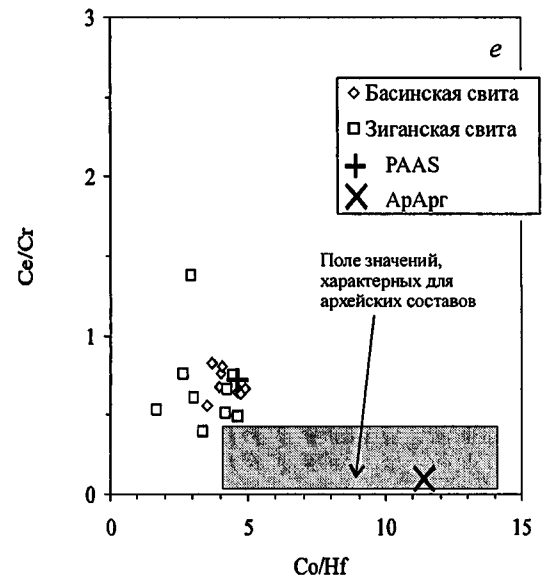
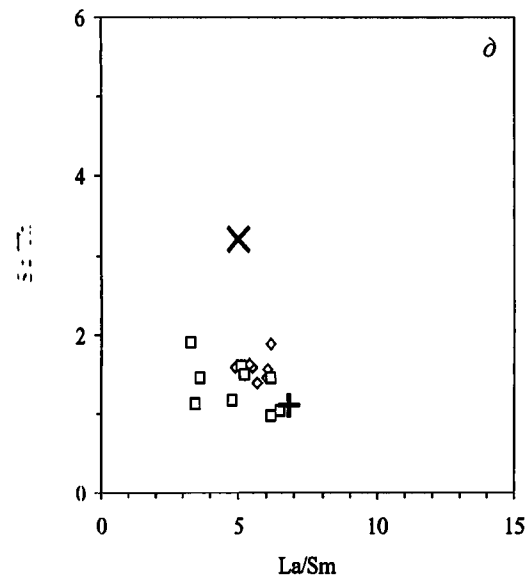
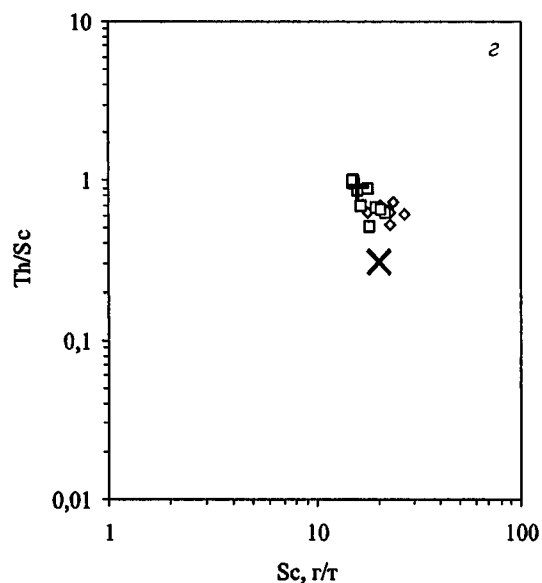
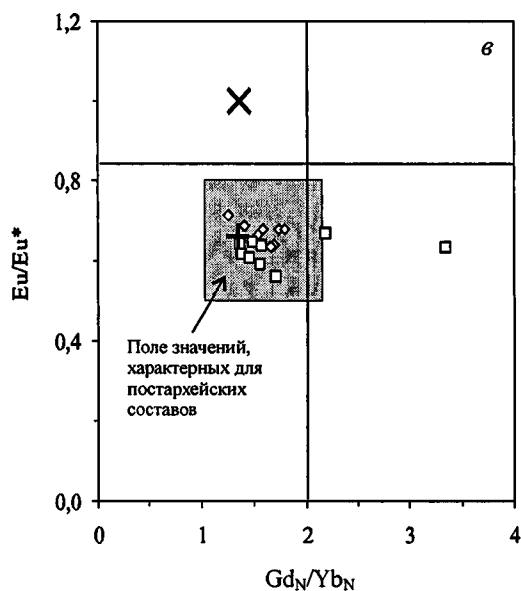
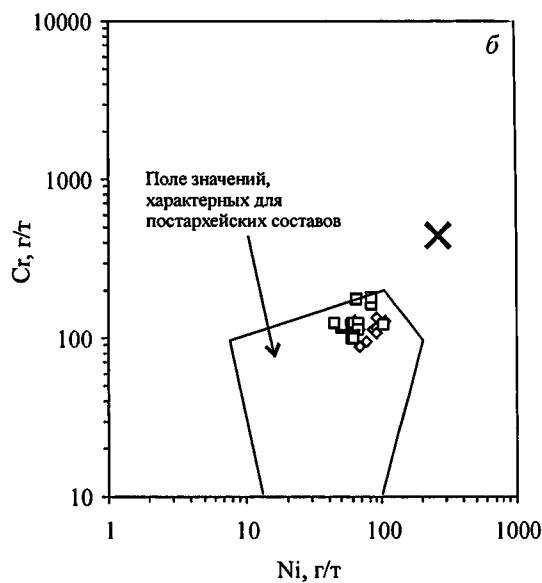
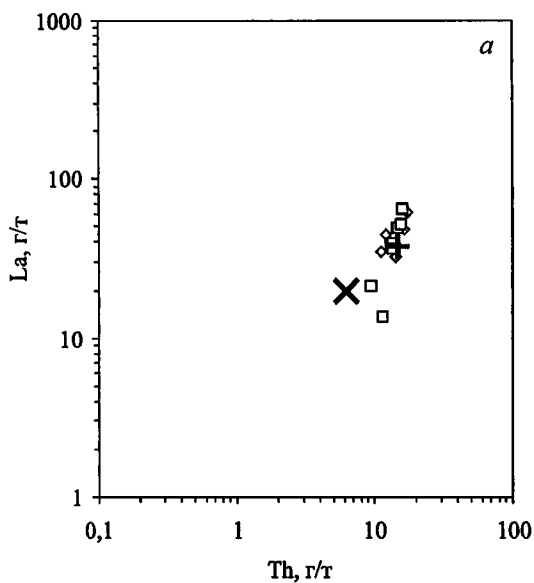


Рис. 5. Положение фигуративных точек составов тонкозернистых терригенных пород верхнего венда мезозойского мегаантиклинория на диаграммах Th–La (а), Ni–Cr (б), Gd_N/Yb_N –Eu/Eu* (в), Sc–Th/Sc (z), La/Sm–Sc/Th (d) и Co/Hf–Ce/Cr (e)

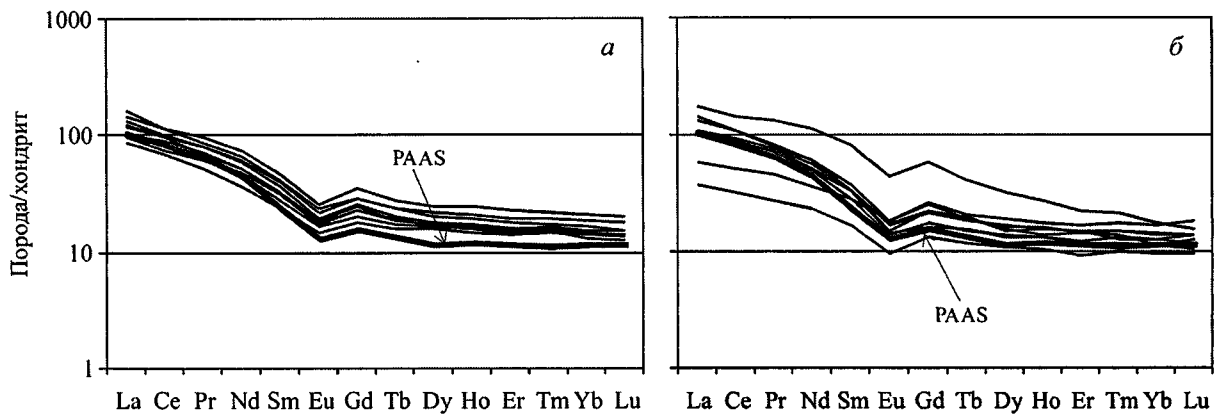


Рис. 54. Нормированные на хондрит спектры распределения РЗЭ в тонкозернистых терригенных породах верхнего венда Башкирского мегантиклинория (а – басинская свита, б – зиганская свита)

На территории Балтийского щита на дневную поверхность выведены нижнеархейские (саамский и кольский комплексы), верхнеархейские (лопийский комплекс), нижне- (сумийский и карельский комплексы) и верхнепротерозойские образования (Земная кора ..., 1978; Докембрийская геология ..., 1988; Общая стратиграфическая ..., 2002). Саамский и кольский комплексы объединяют биотитовые, гранат-биотитовые и биотит-амфиболовые гнейсы и высокоглиноземистые гнейсы, кристаллические сланцы и ортопороды различного состава, принадлежащие тоналит-трондьемитовой и эндербит-чарнокитовой сериям. Лопийский комплекс представлен гранат-биотитовыми, амфиболовыми, амфибол-двуслюдянными и биотитовыми сланцами, глиноземистыми гнейсами, амфиболитами, перидотитовыми и базальтовыми комагмитами. Позднеархейский возраст имеют также расслоенные габбро-лабрадориты, массивы диоритов и плагиогранитов и ультраметагенные гранитоиды. Породы архейского возраста составляют порядка 85 % территории Балтийского щита. Сумийский комплекс объединяет биотитовые гнейсы, плагиоамфиболиты, метадациты, метариодациты, гранат-биотитовые и двуслюдяные плагиосланцы, гранат-биотитовые гнейсы и кианитовые сланцы. Карельский комплекс представлен метатрахиаandezитами, metabазальтами и метапикритбазальтами, с которыми связаны массивы перидотитов, оливинитов, пироксенитов и габбро. Площадь, занятая нижнепротерозойскими породами, составляет около 10 % Балтийского щита. Рифейский возраст име-

ют разнообразные осадочные породы (турынская свита, рыбачинская серия и др.), а также габбро-нориты, чарнокит-граниты, гранодиориты, щелочные граниты и граносиениты. Существенной роли в геологическом строении щита они не играют (Докембрийская геология ..., 1988).

В составе Волго-Уральского геоблока Восточно-Европейской платформы известны нижне- и верхнеархейские образования, а также нижнепротерозойские комплексы (Богданова, 1986; Докембрийская геология ..., 1988). К нижнему архею в центральных и западных районах блока принадлежат двупироксеновые кристаллосланцы, гиперстеновые и глиноземистые плагиогнейсы, эндербитогнейсы, чарнокитоиды и аляскитовые граниты отрадненской серии, нурлатского и кинельского комплексов. На территории Татарского свода в районе г. Альметьевска распространены нижнеархейские высокоглиноземистые, биотит-гранатовые и биотит-гранат-силлиманитовые гнейсы и мигматиты, а также плагиограниты большечеремшанской серии. В фундаменте Камско-Бельского прогиба преобладают плагиогнейсы, гранито-гнейсы и мигматиты (Ситдииков, 1982). Раннеархейский возраст имеют предположительно также метагаббро, нориты и анортозиты туймазинского и шпинелевые перидотиты, пироксениты и габбро-нориты чубовского комплексов. Верхнеархейские образования представлены высокоглиноземистыми кристаллосланцами, биотитовыми и амфибол-биотитовыми гнейсами (Древние платформы ..., 1977; Докембрийская геология ..., 1988), а также

плагиогранитами, гранодиоритами и кварцевыми диоритами свияжского комплекса. К нижнему протерозою в пределах Альметьевского выступа отнесены различные кристаллические сланцы (Докембрийская геология ..., 1988). Выполненный нами по геологической карте Восточно-Европейской платформы (Геологическая карта ..., 1996) подсчет соотношения архейских, ранне- и позднепротерозойских образований, выходящих на предвентскую поверхность в пределах Волго-Уральского мегаблока, показал, что доля первых из них составляет порядка 65 %, а последних не превышает 4–5 %. Континентальная кора Волго-Уральской области в основном сформирована в интервале между 3.4 и 2.7 млрд лет и существенно переработана в раннем протерозое (Богданова, 2006; Bogdanova et al., 2005).

Вендскому Тиманскому орогену отвечает Варангер-Канино-Тиманский складчато-надвиговый пояс, сложенный позднедокембрийскими осадочно-метаморфическими, вулканогенно-обломочными и магматическими комплексами (Белякова, Степаненко, 1991; Gee et al., 2000; Gee, Pease, 2004; Pease et al., 2004; Dovzhikova et al., 2004). Наиболее крупной структурой пояса является неопротерозойский аккреционный комплекс, который объединяет Ижминскую, Печорскую, Большеземельскую и Варандей-Адзвинскую зоны. Ижминская зона сложена метаморфизованными песчаниками и сланцами, которые прорваны интрузиями гранитов с возрастом ~ 555 млн лет. В Печорской зоне доминируют вулканокластические и разнообразные интрузивные образования – габброиды, диориты (изотопный возраст ~ 565 млн лет) и гранодиориты; гранитам здесь принадлежит подчиненная роль. В Большеземельской зоне метаморфизованные вулканогенные и вулканокластические породы ассоциируют с риолитами, риолит-порфирами, гранофирами и гранитоидными интрузиями, изотопный возраст которых варьирует от 567 до 618 млн лет. Характерные этой зоне значительные положительные гравитационные и магнитные аномалии позволяют предполагать присутствие в глубоких горизонтах фундамента многочисленных интрузий основного состава (Костюченко, 1994; Pease et al., 2004).

В Варандей-Адзвинской зоне широким распространением, по данным геофизических исследований, пользуются массивы ультраосновных пород, которые могут быть реликтами спрединговой зоны доуральского океана (Костюченко, 1994; Dovzhikova et al., 2004). Пространственно с аккреционным комплексом сопряжены неопротерозойские офиолиты Енганэ-Пэ и островодужные ассоциации марункеуского комплекса (Glodny et al., 2004).

Подавляющее большинство проанализированных нами образцов тонкозернистых терригенных пород из разрезов верхнего венда Мезенской и Шкаповско-Шиханской впадин, а также Среднего и Южного Урала демонстрирует близость по широкому спектру геохимических характеристик к стандартным составам постархейских тонкозернистых терригенных образований, что явно указывает на преобладание в общей системе питания Тиманского форландового бассейна восточных источников сноса (Тиманский ороген). Примитивные архейские субстраты, доминирующие в составе западного и юго-западного обрамления бассейна (Балтийский щит и Волго-Уральский мегаблок Восточно-Европейского кратона), если и играли какую-то роль в формировании осадочного выполнения, то в целом она была, скорее всего, довольно незначительна.

На справедливость сделанного вывода указывают и данные о Nd-модельном возрасте аргиллитов, участвующих в осадочном выполнении Тиманского форландового бассейна. Так, для северного сегмента палеобассейна (Юго-Восточное Беломорье) Nd-модельный возраст аргиллитов составляет от 1.73–1.71 до 1.57–1.53 млрд лет (Маслов и др., 2008), при этом наиболее молодые его значения характерны для зимнегорского уровня, формировавшегося за счет привноса тонкой алюмосиликокластики с востока и северо-востока (Гражданкин, 2003). Тонкозернистые терригенные породы сыльвицкой серии (Средний Урал) имеют величину $T_{DM} = 1.77–1.73$ млрд лет (Маслов и др., 2005б). Для сравнения, медианное значение T_{DM} магматических и супракrustальных образований основных структурных элементов Балтийского щита со-

ставляет ~ 2.9 млрд лет, а для Волго-Уральского мегаблока Восточно-Европейской платформы, состав и строение которого в целом аналогичны Кольскому мегаблоку (Богданова, 1986; Докембрийская геология ..., 1988), Nd-модельный возраст пород кристаллического фундамента варьирует, по нашим предварительным данным, от 2.8 до 2.4 млрд лет (Петров и др., 2007).

Анализ моделей смещения также позволяет предполагать, что роль Балтийского щита и внутренних районов Восточно-Европейской платформы как источников тонкой алюмосиликокластики для Мезенского бассейна в позднем венде была весьма небольшой (от 5 до 25–30 %) (Маслов и др., 2008). Следовательно, кристаллические комплексы Балтийского щита и Волго-Уральского геоблока фундамента Восточно-Европейской платформы не могли, по всей видимости, быть основными источниками тонкой алюмосиликокластики при формировании осадочного выполнения поздневендского Тиманского форландового бассейна, так как для присутствующих в его разрезах тонкозернистых терригенных пород столь древний Nd-модельный возраст не характерен.

Особенности фациального строения отложений байкибашевской и старопетровской свит Шкаповско-Шиханской впадины, а также состав породообразующих и акцессорных компонентов в слагающих эти свиты песчаниках, в целом указывают на снос обломочного материала с запада, со стороны Татарского свода, где доминируют архейские гранито-гнейсы, гранодиориты, биотит-плагиоклазовые и гранатсодержащие гнейсы, слюдисто-кварцевые сланцы, габбро-диабазы и гранит-порфиры (Ожиганова, 1963; Иванова и др., 1969; Алиев и др., 1977; Романов, Ишерская, 1996; Маслов, Ишерская, 1998, 2005). Nd-модельный возраст аргиллитов указанных свит варьирует от 2.3 до 2.2 млрд лет (Маслов и др., 2006 а). В то же время для салиховского и карлинского времени, по минералого-петрографическим данным, предполагается появление

новых, восточных источников сноса, где были представлены преимущественно осадочно-метаморфические и осадочные образования (Алиев и др., 1977; Лагутенкова, Чепикова, 1982). Это хорошо согласуется с заметным омоложением значений Nd-модельного возраста аргиллитов салиховской свиты (~ 1.58 млрд лет), что могло быть связано с усилением во второй половине позднего венда сноса обломочного материала с востока, со стороны растущего Белорецкого метаморфического поднятия – фрагмента Тиманского орогена (Пучков, 2000). Вместе с тем салиховское время является эпохой низкого стояния уровня моря, поэтому можно также предположить, что появление постархейских источников сноса было обусловлено вовлечением в размыв новых участков «восточной уральской суши», сложенных в том числе раннепротерозойскими и, возможно, раннерифейскими образованиями.

Влияние «восточной» питающей провинции было продемонстрировано ранее Ю.Р. Беккером (1968, 1988) на основе данных о составе галек конгломератов и обломочных компонентов песчаников ашинской серии Башкирского мегантиклинория. Так, конгломераты урюкской свиты сложены гальками кремней, лейкократовыми существенно калиевыми гранитами и кварцитами, бордовыми и серыми известняками, кремнистыми сланцами и яшмоидами, а также диабазами. Исходя из состава и внешнего облика названных выше пород Ю.Р. Беккером сделан вывод о размыве в начале позднего венда отложений каратауской серии верхнего рифея Башкирского мегантиклинория¹⁷. В тяжелой фракции урюкских песчаников присутствуют минеральные ассоциации, формирование которых связано с размывом кислых и основных пород. В песчаниках басинской свиты среди обломков пород доминируют кварциты, кремни и основные эффузивы. Эпохе низкого стояния уровня моря отвечают конгломераты куккараукской свиты, гальки в которых представлены гранитами,

¹⁷ Позднее В.М. Горожаниным (1988) в разрезе толпаровской свиты в окрестностях д. Толпарово были описаны глыбы и валуны карбонатных пород миньярской и катавской свит.

кварцевыми и полевошпато-кварцевыми порфирами, основными эффузивами, кристаллическими сланцами, кварцитами и яшмоидами, песчаниками, алевролитами и кремнями. По мнению Ю.Р. Беккера (1968), среди обломков осадочно-метаморфических пород узнаются породы зильмердакской, курташской и зигальгинской свит рифея. Гравийно-галечниковые конгломераты и гравелиты зиганской свиты сложены галькой кварца, кварцитов и кремней. Обломки гранитов и кристаллических сланцев, типичные для конгломератов куккараукского уровня, здесь отсутствуют, а фрагменты основных эффузивов встречаются крайне редко. Из сказанного следует, что часть обломочного материала в позднем венде поступала в южно-уральский сегмент Тиманского форландового бассейна с приподнятых блоков фундамента Русской платформы, однако основной объем кластики сносился,

видимо, с «восточной уральской суши», в пределах которой на дневную поверхность были выведены осадочные и осадочно-метаморфические породы каратауской и юрматинской серий рифея, а также кислые и основные эффузивы и гранитоиды с возрастом 630–650 млн лет.

Анализ типоморфизма и U-Pb возрастов обломочных цирконов из отложений верхнего венда Башкирского мегантиклинория показывает, что в песчаниках куккараукской и басинской свит присутствуют как полициклические (поступавшие за счет размыва кристаллических пород цоколя Восточно-Европейской платформы), так и эвгедральные цирконы с сохранившейся зональностью роста (Willner et al., 2003). Последние характеризуются возрастaми 643–550 млн лет и, вероятно, поступали в отложения венда за счет размыва Белорецкого террейна.

Глава 7. Основные геохимические особенности тонкозернистых терригенных пород рифея Южного Урала, Камско-Бельского авлакогена, Учуро-Майского региона и Енисейского кряжа

Рассмотрение основных геохимических особенностей тонкозернистых терригенных пород осадочных мегапоследовательностей рифея Южного Урала, Камско-Бельского авлакогена, Учуро-Майского региона и Енисейского кряжа выполнено нами на основе оригинального Банка данных, включающего почти 300 частных анализов глинистых сланцев и аргиллитов (Южный Урал – 96 образцов, Учуро-Майский регион – 56 образцов, Енисейский кряж – 80 образцов). Для Камско-Бельского авлакогена проведено определение содержаний элементов-примесей в более чем 50 образцах глинистых сланцев и алевроаргиллитов из основных литостратиграфических подразделений рифея (коллекция М.В. Ишерской, г. Уфа), вскрытых скважинами 62 Кабаково, 1 Северо-Кушкуль, 1 Кипчак, 740 Шкапово, 203 и 20005 Мензелино-Актаныш, 20007 Сулли и 7000 Арлан. Положение указанных образцов в разрезе рифея Камско-Бельского авлакогена показано в табл. 19.

Для анализа основных геохимических особенностей тонкозернистой алюмосиликокластики рифея осадочных мегапоследовательностей рифея Южного Урала, Камско-Бельского авлакогена, Учуро-Майского региона и Енисейского кряжа использован ряд стандартных парных диаграмм, таких как Sc–Th/Sc, Gd_N/Yb_N –Eu/Eu*, Ni–Cr, Th–La, Hf–La/Th, Ni–Ti/Zr и Co/Hf–Ce/Cr. Это не только позволило провести сравнение глинистых сланцев и аргиллитов различных мегапоследовательностей рифея между собой, но и обеспечило сопоставление наших данных с материалами других исследований.

Основная часть фигуративных точек составов глинистых сланцев рифея западного склона Южного Урала на диаграмме Sc–Th/Sc сосредоточена рядом с точкой PAAS, отличаясь от модельного состава «среднего архейского аргиллита» более высокими значениями отношения Th/Sc (рис. 55). Только несколько точек сланцев

зигальгинской, машакской, авзянской, саткинской и зигазино-комаровской свит характеризуются близкими к типичным для «среднего архейского аргиллита» величинами отношения Th/Sc. Содержания Sc в глинистых породах эталона рифея варьируют от 2 до 30 г/т.

Точки составов глинистых сланцев рифея Учуро-Майского региона на диаграмме Sc–Th/Sc распределены немного более компактно, нежели это характерно для глинистых пород рифея Башкирского мегантиклинория (рис. 56). В подавляющей части проанализированных нами образцов содержания скандия изменяются от 7 до 35 г/т, и только два образца глинистых сланцев талынского уровня имеют более низкие содержания данного элемента (5.0 и 2.6 г/т). По величине отношения Th/Sc ряд образцов глинистых пород талынской, димской и трехгорной свит сопоставим со «средним архейским аргиллитом», а в двух образцах глинистых пород тоттинского и неруенского уровней данный параметр существенно ниже.

Большинство образцов тонкозернистых терригенных пород рифея Енисейского кряжа по содержанию Sc аналогично глинистым породам Южного Урала и Учуро-Майского региона (рис. 57). В целом преобладающая часть изученных глинистых сланцев рифея сосредоточена на диаграмме Sc–Th/Sc в поле, ограниченном значениями $10 < Sc < 25$ г/т и $0.5 < Th/Sc < 1.5$.

На диаграмме Gd_N/Yb_N –Eu/Eu* подавляющее большинство точек составов тонкозернистых терригенных образований всех трех рассматриваемых нами мегапоследовательностей рифея локализовано в поле по старшей кривой отрицательной Eu аномалии (рис. 58–60). Для всех трех регионов развития мощных осадочных толщ рифея установлены существенные вариации отношения Gd_N/Yb_N . Слабо деплетированные ТРЗ

Стратиграфическая привязка образцов тонкозернистых терригенных пород различных литостратиграфических уровней рифея Камско-Бельского авлакогена

Скважина	№ образца	Интервал отбора, м	Скважина	№ образца	Интервал отбора, м
Прикамская свита			Ольховская свита		
20007 Сулли	ПБ-51	3070–3075	62 Кабаково	ПБ-33	4483–4485
	ПБ-17	3138–3145		ПБ-2	4656–4657
	ПБ-22	3138–3145		ПБ-3	4656–4657
	ПБ-16	3170–3173		ПБ-4	4762–4765
	ПБ-47	3176–3180		ПБ-13	4762–4765
	ПБ-18	3181–3190	1 Кипчак	ПБ-44	4318–4320
20005 Мензелино-Актаныш	ПБ-37	3099–3101		ПБ-48	4464–4467
	ПБ-50	3197–3199		ПБ-46	4504–4507
	ПБ-43	3197–3199		ПБ-45	4553–4556
	ПБ-15	3199–3202	1 Северо-Кушкуль	ПБ-31	2858–2864
203 Мензелино-Актаныш	ПБ-21	3249–3257		ПБ-6	2980–2986
	ПБ-23	3305Б9–3313		ПБ-28	3371–3374
	ПБ-27	3305.9–3313		ПБ-30	3145–3148
	ПБ-24	2989–2991		ПБ-12	3307–3315
	ПБ-25	3048–3056.5		ПБ-11	3307–3315
	ПБ-26	3257–3264.7		ПБ-8	3315–3319.5
Калтасинская свита				Усинская свита	
7000 Арлан	ПБ-35	2448.8–2453.6	20007 Сулли	ПБ-52	2782–2787
	ПБ-38	2551–2554		ПБ-20	2785–2792
	ПБ-36	2551–2554		ПБ-41	2785–2792
	ПБ-34	2554–2559		ПБ-19	2785–2792
Надеждинская свита			Приотовская свита		
20007 Сулли	ПБ-49	2818–2820	740 Шкапово	ПБ-32	3511.6–3512.6
	ПБ-53	2818–2820		ПБ-9	3564–3565
62 Кабаково	ПБ-42	5453–5454		ПБ-10	3575–3579
	ПБ-1	5469–5471		ПБ-7	3582.8–3585.2
Тукаевская свита			метным обеднением тяжелыми редкими землями и лишенных Eu минимума. На диаграмме Ni–Cr (рис. 61) бол		
62 Кабаково	ПБ-14	4980–4981			
	ПБ-3	5237–5239			
	ПБ-40	5237–5239			
	ПБ-39	5353–5354			

образцы глинистых сланцев ($Gd_N/Yb_N > 2$) более характерны для разрезов рифея Южного Урала и Учуро-Майского региона¹⁸, тогда как среди глинистых сланцев Енисейского кряжа практически нет образцов с за-

метным обеднением тяжелыми редкими землями и лишенных Eu минимума.

На диаграмме Ni–Cr (рис. 61) большинство точек составов тонкозернистых терригенных пород всех трех мегапоследовательностей рифея локализовано рядом с точкой PAAS в поле постархейских составов. Метапелиты рифея Енисейского кряжа имеют несколько более высокое медианное

¹⁸ Средняя величина отношения Gd_N/Yb_N для пород архейских ТТГ-ассоциаций составляет 3.2 (Gu, 1994). Однако накопление осадочных мегапоследовательностей рифея происходило вслед за мощным грабенообразованием конца раннего протерозоя, существенно изменившим состав верхней коры и в значительной степени снивелировавшим вклад в формирование тонкой алюмосиликокластики примитивных архейских субстратов.

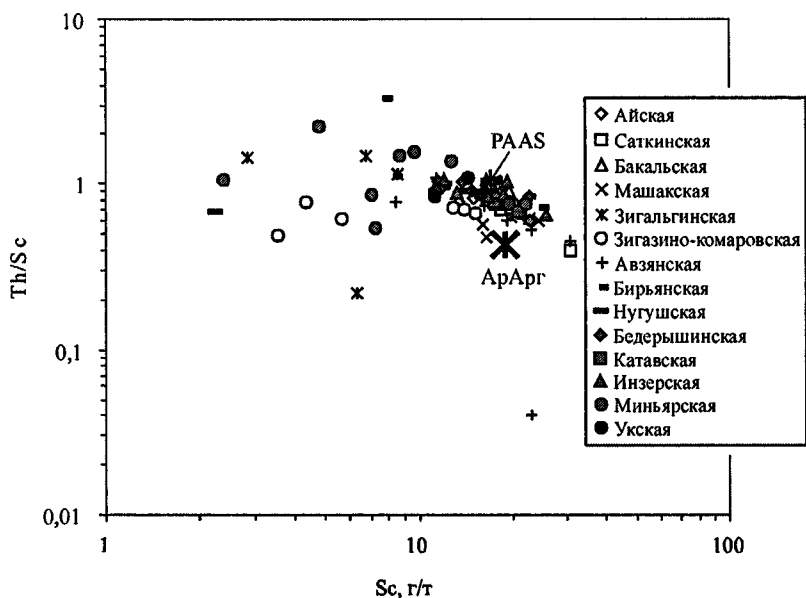


Рис. 55. Положение фигуративных точек составов тонкозернистых терригенных пород эталонного разреза рифея на диаграмме Sc–Th/Sc.

PAAS – постархейский средний австралийский сланец; АрАрГ – архейский аргиллит по (Тейлор, МакЛеннан, 1988)

Рис. 56. Положение фигуративных точек составов глинистых сланцев и аргиллитов рифея Учуро-Майского региона на диаграмме Sc–Th/Sc.

Условные обозначения см. рис. 55

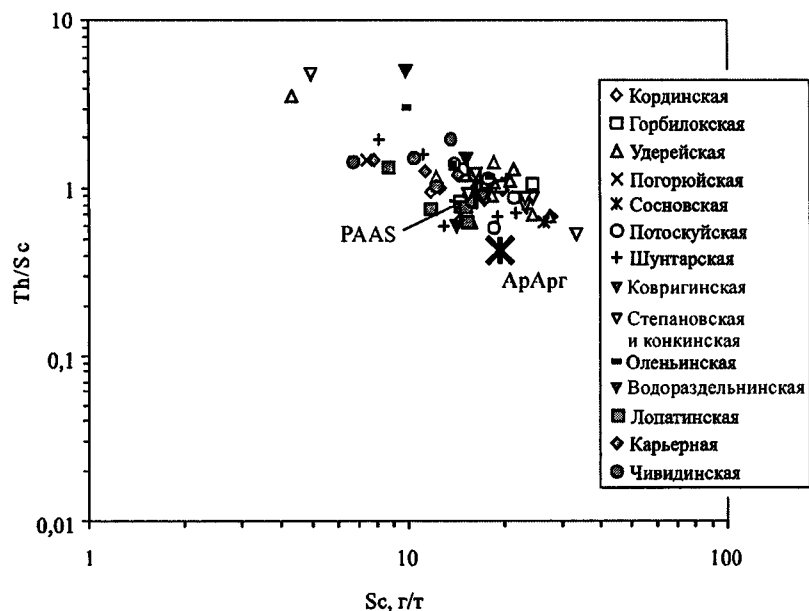
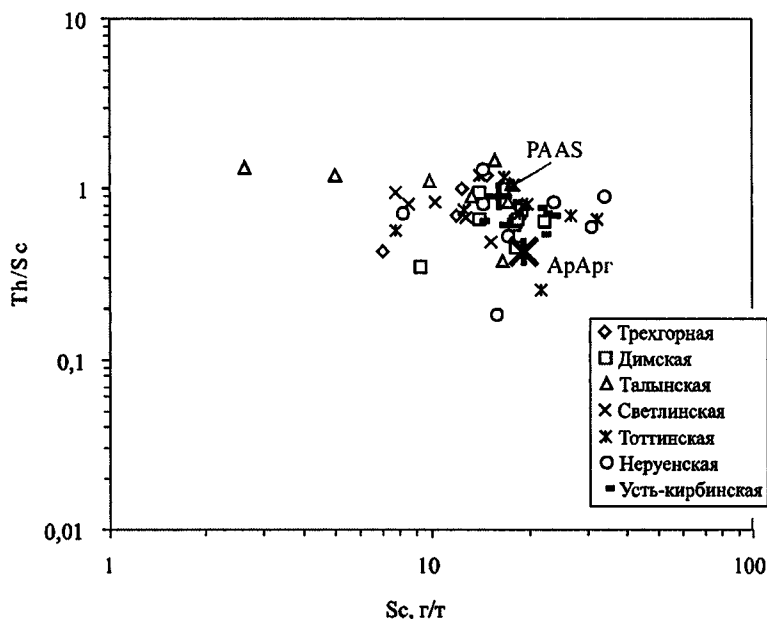


Рис. 57. Положение фигуративных точек составов метапелитов, глинистых сланцев и аргиллитов рифея Енисейского края на диаграмме Sc–Th/Sc.

Условные обозначения см. рис. 55

Рис. 58. Положение точек составов глинистых сланцев и аргиллитов рифея Южного Урала на диаграмме $Gd_N/Yb_N - Eu/Eu^*$.

Условные обозначения см. рис. 55. Поле постархейских кратонных осадков по (Тейлор, МакЛеннан, 1988)

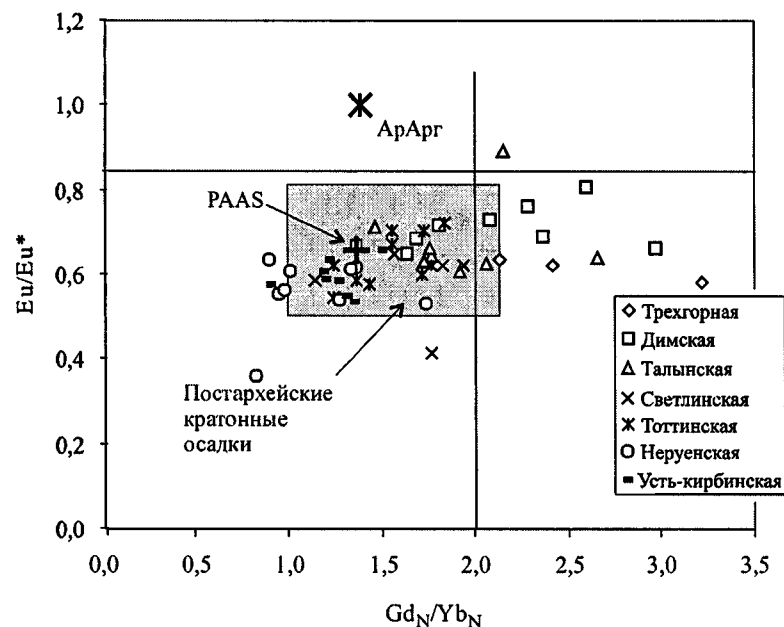
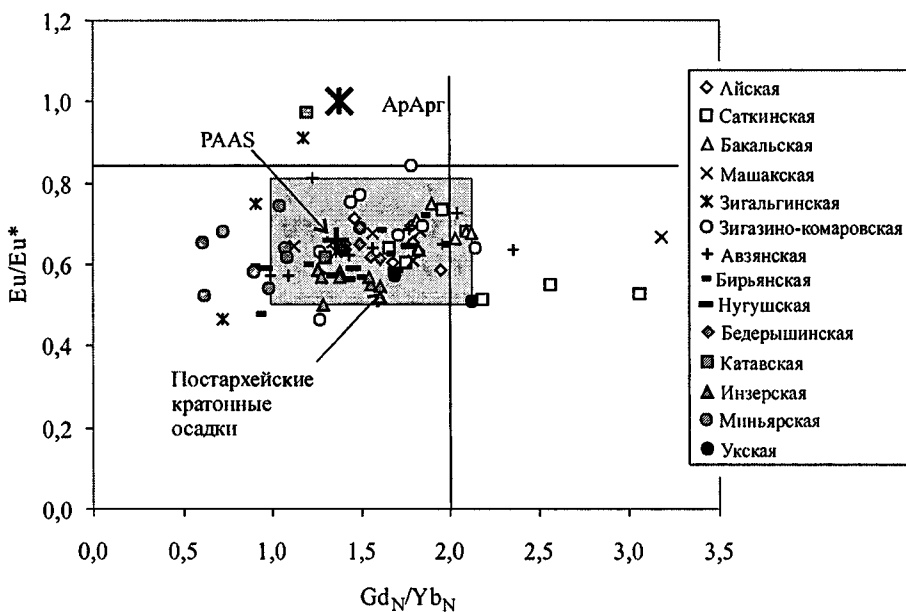
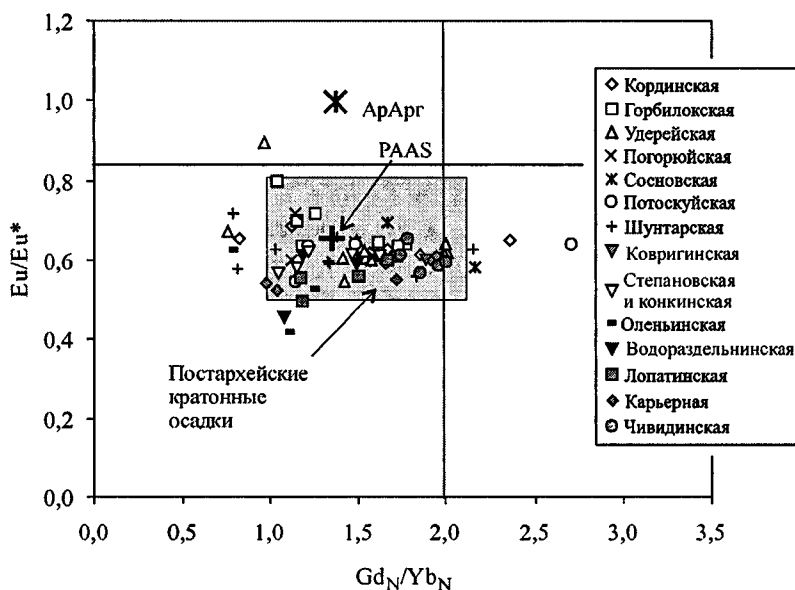


Рис. 59. Положение точек составов глинистых сланцев и аргиллитов рифея Учуро-Майского региона на диаграмме $Gd_N/Yb_N - Eu/Eu^*$.

Условные обозначения см. рис. 55 и 58

Рис. 60. Положение точек составов метапеллитов, глинистых сланцев и аргиллитов рифея Енисейского края на диаграмме $Gd_N/Yb_N - Eu/Eu^*$.

Условные обозначения см. рис. 55 и 58



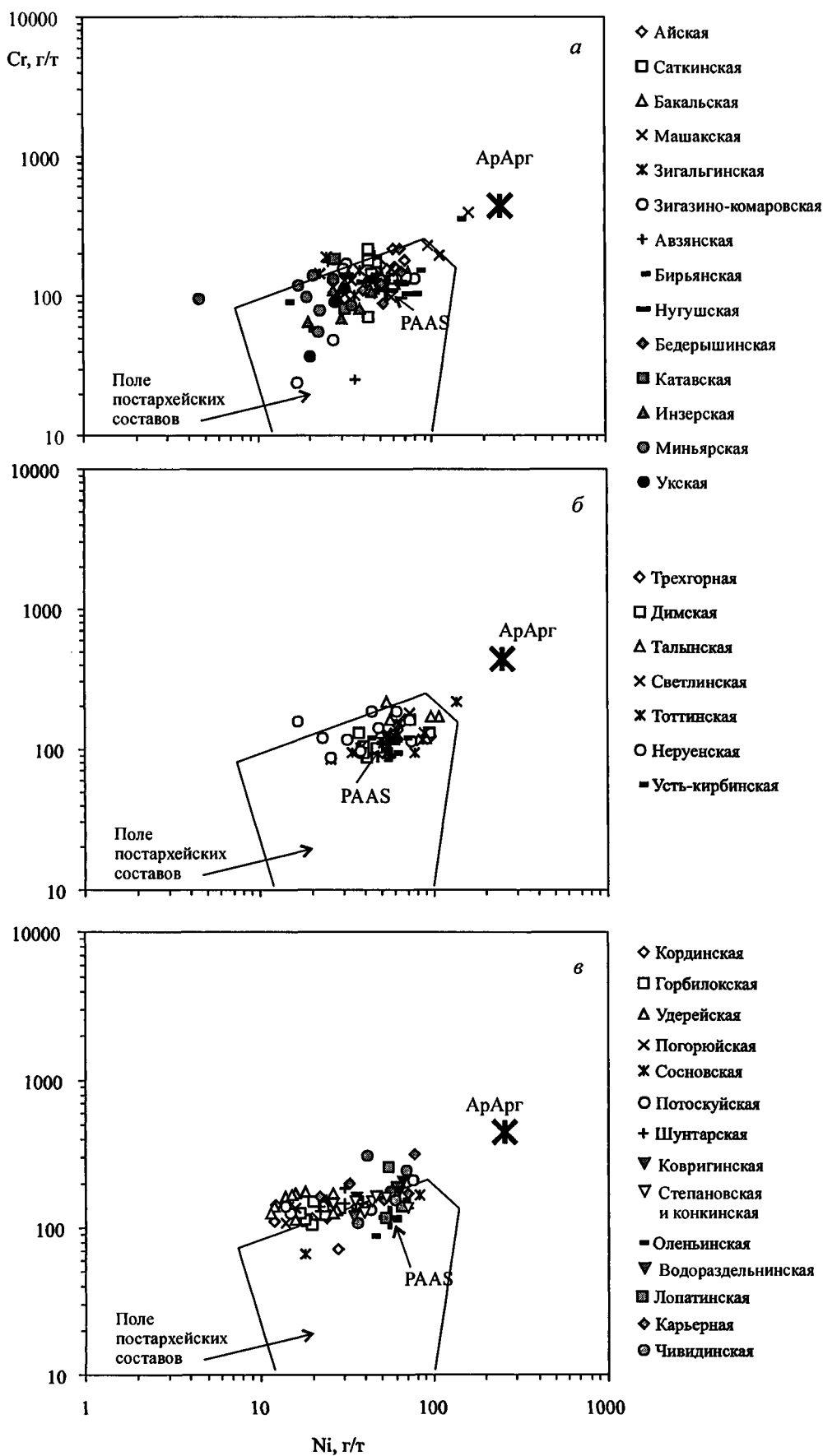


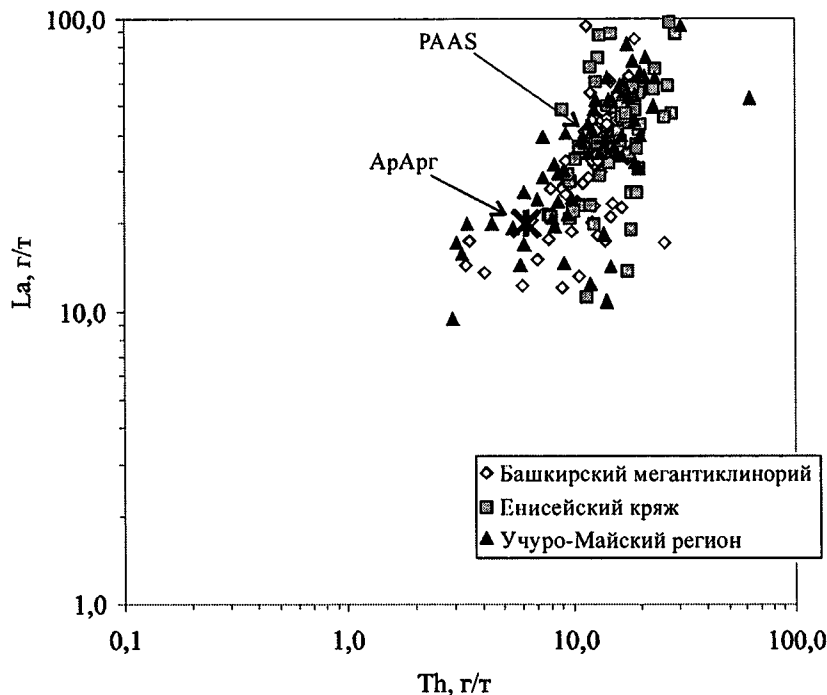
Рис. 61. Положение фигуративных точек составов метапелитов, глинистых сланцев и аргиллитов рифса Южного Урала (а), Учуро-Майского региона (б) и Енисейского кряжа (в) на диаграмме Ni–Сr. Условные обозначения см. рис. 55. Поле постархейских составов по (Тейлор, МакЛеннан, 1988)

Рис. 62. Положение фигуративных точек составов тонкозернистых алюмосиликокластических пород рифея Южного Урала, Учуро-Майского региона и Енисейского кряжа на диаграмме Th–La.

Условные обозначения см. рис. 55

содержание хрома (139 ± 48 г/т), чем глинистые сланцы Башкирского мегантиклинория (127 ± 55 г/т) и Учуро-Майского региона (120 ± 33 г/т). В целом пониженные концентрации Cr и Ni в исследованных породах в сравнении с архейскими аргиллитами позволяют считать, что коматиит-базальтовые архейские субстраты, для которых типичны высокие содержания этих элементов (Тейлор, МакЛеннан, 1988), не играли существенной роли в формировании осадочных толщ рифея.

Этот же вывод можно сделать при рассмотрении положения точек составов глинистых сланцев рифея Южного Урала, Учуро-Майского региона и Енисейского кряжа на диаграмме Th–La (рис. 62). Здесь также подавляющая часть точек тонкозернистых терригенных образований всех трех анали-



зируемых нами объектов тяготеет к модельной точке PAAS, что можно интерпретировать как следствие размыва достаточно зрелой континентальной коры.

На диаграмме Hf–La/Th основная масса фигуративных точек составов глинистых сланцев всех трех мегапоследовательностей рифея также сконцентрирована вокруг точки PAAS (рис. 63), или в поле составов «зрелого фельзитового источника» (в терминологии (Gu, 1994; Nath et al., 2000), тогда как роль вулканитов основного и среднего составов была существенно менее значимой. На это же указывают и медианные значения параметра K_2O/Na_2O в глинистых сланцах и метапелитах рифея Южного Урала, Учуро-Майского региона и Енисейского кряжа. Названный параметр является, как известно (Engel et al., 1974), отражением степени фракционирования изверженных пород и зрелости кластических образований.

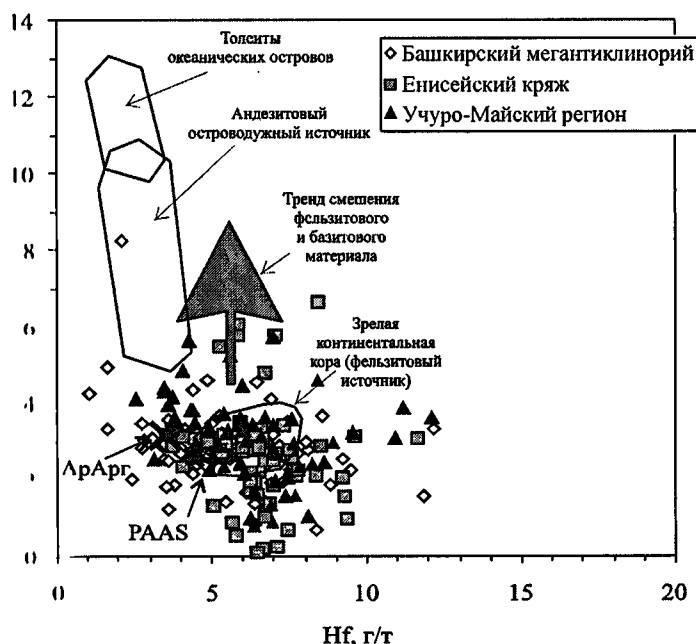


Рис. 63. Положение фигуративных точек составов тонкозернистых терригенных пород различных осадочных мегапоследовательностей рифея на диаграмме Hf–La/Th (поля составов показаны по данным (Gu, 1994; Nath et al., 2000).

Условные обозначения см. рис. 55

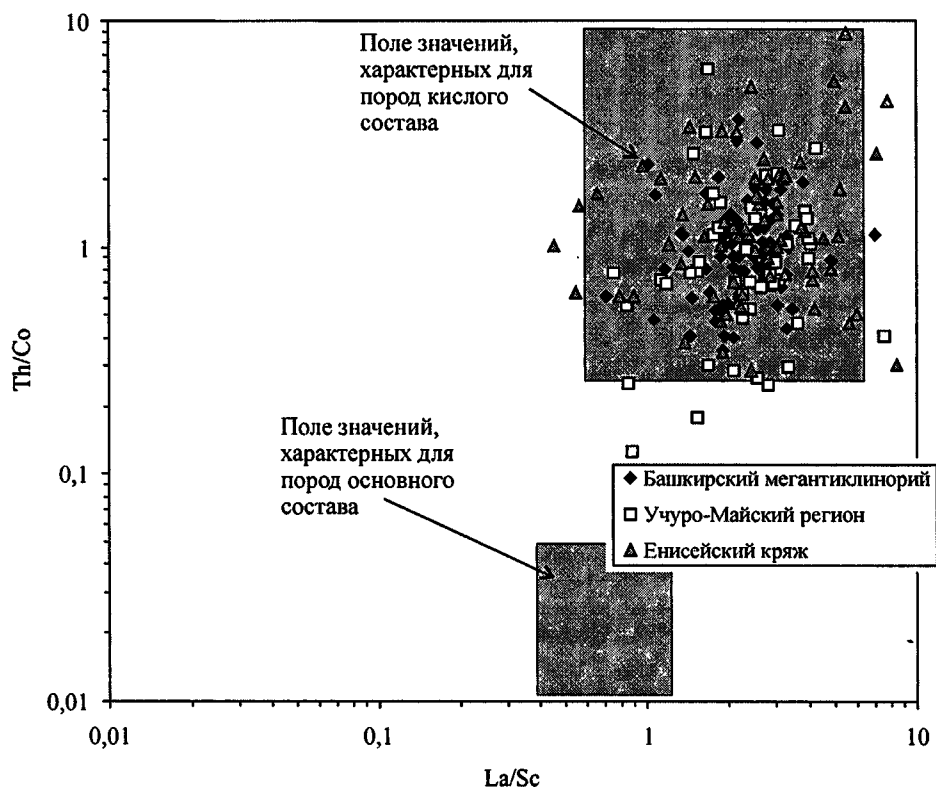


Рис. 64. Положение фигуративных точек составов глинистых сланцев и аргиллитов рифея на диаграмме La/Sc–Th/Co (поля кислых и основных пород по: Cullers, 2002)

По данным А. Энгеля с соавторами (Engel et al., 1974), средняя величина K_2O/Na_2O в породах островодужно-океанического сегмента составляет менее 1, тогда как в породах, сформировавшихся в островодужно-континентальных обстановках, она превышает 1. В нашем случае для глинистых сланцев рифея Южного Урала и Енисейского кряжа медианные значения K_2O/Na_2O составляют 5.1 и 4.3, для тонкозернистых терригенных образований рифея Учуро-Майского региона эта величина еще выше (9.3).

Такой же вывод можно сделать и на основе анализа положения точек составов тонкозернистых алюмосиликокластических пород рифея Южного Урала, Учуро-Майского региона и Енисейского кряжа на диаграмме La/Sc–Th/Co (рис. 64). Вместе с тем о варьирующем, хотя и небольшом вкладе пород основного состава в области сноса, очевидно, свидетельствует широкий диапазон Th/Co отношения, мини-

мальные величины которого в глинистых сланцах Учуро-Майского района достигают ~0.1.

На диаграмме Co/Hf–Ce/Cr (рис. 65) ни один из проанализированных нами образцов глинистых сланцев и метапелитов не попадает в поле составов, типичных для архейских метаосадочных пород, обогащенных Cr и Co за счет эрозии пород коматиит-толеитовых серий¹⁹ (Маслов, 2007). Это, как и приведенные выше данные, свидетельствует о практически полном отсутствии вклада в формирование тонкозернистой алюмосиликокластики рифея Башкирского мегантиклинория, Учуро-Майского региона и Енисейского кряжа примитивных архейских, прежде всего мафит-ультрамафитовых, субстратов.

Распределения РЗЭ в глинистых сланцах рифея Южного Урала, Учуро-Майского региона и Енисейского кряжа обнаруживают ряд характерных особенностей, которые могут быть интерпретированы как след-

¹⁹ Для основной массы частных составов архейских метатерригенных пород на этой диаграмме характерны следующие рамки: 1) Th/Sc < 0.6–0.7; 2) Ce/Cr < 0.6; и 3) Eu/Eu* > 0.70–0.75.

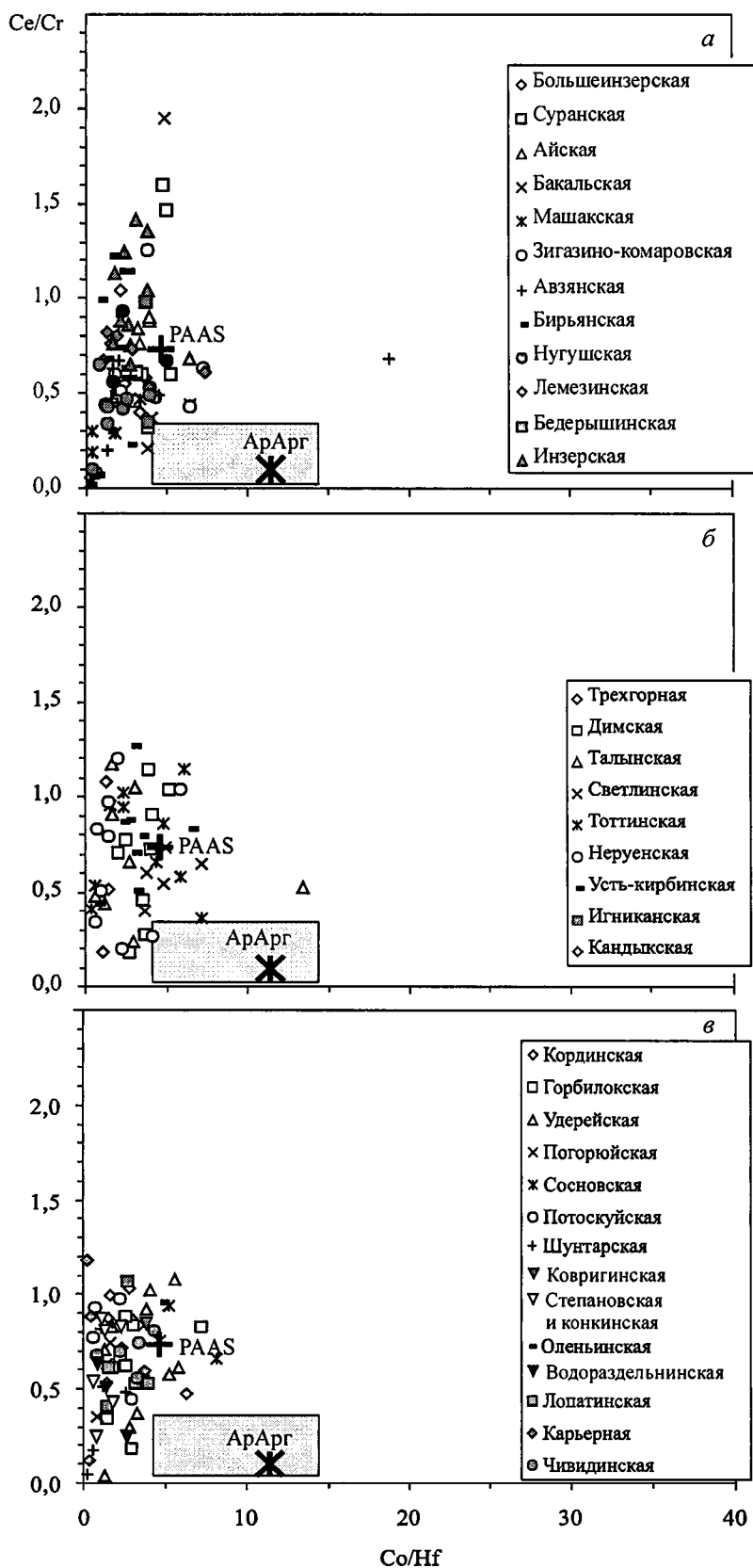


Рис. 65. Положение фигуративных точек составов метапелитов, глинистых сланцев и аргиллитов рифея Южного Урала (а), Учуро-Майского региона (б) и Енисейского края (в) на диаграмме Co/Hf-Ce/Cr. Условные обозначения см. рис. 55

ствие смены состава пород на палеоводосборах с течением времени. Так, в стратотипе рифея тонкозернистые терригенные породы с максимально высокими значениями отношения La_N/Yb_N , указывающими на преобладание в областях размыва гранитоидов, наблюдаются на саткинском и бакальском уровнях нижнего рифея и катавском уровне каратавия (табл. 20). Исходя из низких значений указанного параметра в глинистых сланцах зигальгинской и миньярской свит (4.7–6.0) можно сделать вывод о преобладании в это время на палеоводосборах пород основного состава, тогда как все остальные уровни типового разреза рифея сложены, как мы уже видели выше, «смешанной» тонкой алюмосиликокластической. Деплетирование ТРЗЭ во всем типовом разрезе рифея, за исключением саткинского уровня бурзяния, не наблюдается. Величина La_N/Sm_N , определяющая крутизну наклона левой части спектров, варьирует между ~ 3.0 и 4.5 , и только в глинистых сланцах катавской свиты это отношение достигает 11.35. Медианные значения отрицательной европиевой аномалии в подавляющем большинстве случаев находятся в пределах 0.59–0.69, и только глинистые породы катавского уровня каратавия имеют заметно менее выраженную отрицательную Eu аномалию ($Eu/Eu^*_{мед} = 0.80$), что в определенной мере сближает их с продуктами разрушения относительно незрелых раннедокембрийских субстратов.

Максимально высокие (~ 15.2 – 16.5) значения La_N/Yb_N в гипостратотипе рифея характерны для глинистых сланцев трехгорной и димской свит учурской серии нижнего рифея. Глинистые сланцы талынской, светлинской и тоттинской свит среднего рифея характеризуются более низкими значениями La_N/Yb_N , варьирующими от 9.7 до 10.3 (табл. 21). Глинистые сланцы неруенской и усть-кирбинской свит имеют еще меньшие значения рассматриваемого отношения (5.8–7.1), что с достаточно большой степенью вероятности указывает на существенную роль в областях размыва в это время пород основного состава (Подковыров, Маслов, 2006). Деплетирование ТРЗЭ наблюдается только в глинистых породах учурской серии. Величина отрицательной

Eu аномалии варьирует в весьма узких пределах (0.56–0.69), также как и параметр La_N/Sm_N (~ 3.2 – 4.8).

Глинистые сланцы рифея Енисейского края выделяются меньшими вариациями La_N/Yb_N , что согласуется с доминированием в их составе рециклированного осадочного материала. Максимальные медианные величины отношения La_N/Yb_N в исследованных нами пробах не превышают 11.1–12.7 и соответствуют самой верхней части рифейских отложений и основанию разреза (кординская свита), минимальные составляют 6.08 (погоруйский уровень) и 4.91 (водораздельнинский уровень) (табл. 22). Тонкозернистые терригенные породы тунгусикской и большей части сухопитской серий характеризуются медианными значениями La_N/Yb_N , варьирующими от 6.1 до 9.7, что отражает присутствие на палеоводосборах как кислых, так и основных магматических образований. Деплетирование ТРЗЭ в рассматриваемом разрезе не наблюдается. Величина отрицательной Eu аномалии изменяется от 0.55 (карьерная свита), 0.56 (лопатинская свита) и 0.57 (оленьинская свита) до 0.64 (горбиллокская, сосновская и потоскуйская свиты). Отношение La_N/Sm_N , определяющее степень крутизны левой ветви спектров РЗЭ, варьирует в пределах от 3.15 до 4.62.

Содержания значительной части элементов-примесей в тонкозернистых терригенных породах рифея Камско-Бельского авлакогена варьируют в достаточно больших пределах (см. табл. 6). Например, медианные содержания Sc, V и Cr в глинистых сланцах прикамской свиты кырпинской серии составляют 9.6, 85.6 и 76.8 г/т при величинах стандартных отклонений, соответственно, 3.59, 24.6 и 26.4. В тонкозернистых обломочных породах арланской подсвиты калтасинской свиты наибольшие вариации содержаний присущи Sr, Y, Zr, Eu, Gd и ряду других элементов. Глинистые сланцы тукаевской свиты характеризуются значительными колебаниями содержаний Sr, Co, Mo, Gd и Th. Минимальное содержание Sr составляет в них чуть более 9 г/т, тогда как максимальное превышает 18 г/т. Минимальное содержание Co (7.3 г/т) более чем в 4 раза отличается здесь от макс

Основные параметры нормированных на хондрит спектров распределения РЗЭ в глинистых сланцах и аргиллитах рифея Южного Урала

Свита, подсвита	La _N /Yb _N	La _N /Sm _N	Gd _N /Yb _N	Eu/Eu*
Айская	10.43	3.75	1.79	0.64
Саткинская	15.56	4.40	2.09	0.60
Бакальская	14.50	4.38	1.90	0.68
Машакская	9.57	3.65	1.68	0.66
Зигальгинская	4.71	3.18	1.04	0.69
Зигазино-комаровская	9.30	3.94	1.50	0.69
Авзянская	8.51	3.81	1.56	0.64
Бирьянская	7.55	2.97	1.54	0.61
Нугушская	8.49	3.35	1.45	0.59
Бедерышинская	8.26	3.75	1.49	0.64
Катавская	26.29	11.35	1.24	0.80
Инзерская	8.84	3.77	1.38	0.57
Миньярская	5.99	4.51	0.93	0.63
Укская	8.99	3.75	1.69	0.57

Таблица 21

Основные параметры нормированных на хондрит спектров распределения РЗЭ в глинистых сланцах и аргиллитах рифея Учуро-Майского региона

Свиты	La _N /Yb _N	La _N /Sm _N	Gd _N /Yb _N	Eu/Eu*
Трехгорная	16.51	4.00	2.42	0.62
Димская	15.16	4.79	2.08	0.69
Талынская	9.71	3.24	1.84	0.64
Светлинская	10.33	4.77	1.76	0.62
Тоттинская	10.12	4.16	1.56	0.62
Неруенская	7.14	3.71	1.01	0.56
Усть-кирбинская	5.85	3.17	1.23	0.59

Таблица 22

Основные параметры нормированных на хондрит спектров распределения РЗЭ в метапелитах, глинистых сланцах и аргиллитах рифея Енисейского края

Свиты	La _N /Yb _N	La _N /Sm _N	Gd _N /Yb _N	Eu/Eu*
Кординская	11.10	3.61	1.65	0.63
Горбикокская	7.44	3.44	1.39	0.64
Удере́йская	8.43	3.86	1.52	0.62
Погорюйская	6.08	3.48	1.14	0.61
Сосновская	9.71	3.84	1.66	0.64
Потоскуйская	8.02	3.89	1.35	0.64
Шунтарская	7.86	3.63	1.33	0.61
Ковригинская	9.70	3.40	1.91	0.60
Чтепановская, конкинская	8.26	3.37	1.49	0.62
Оленьинская	6.13	3.55	1.16	0.57
Водораздельнинская	4.91	3.15	1.20	0.59
Лопатинская	8.00	3.66	1.51	0.56
Карьерная	11.52	4.20	1.72	0.55
Чиви́динская	12.63	4.62	1.85	0.60

**Нормированные на PAAS содержания ряда элементов-примесей
в тонкозернистых обломочных породах рифея Камско-Бельского авлакогена**

Параметр	Th	Ba	Rb	Hf	Ta	Y	Yb	La	Eu	Sc	Co	Cr	Ni
Прикамская свита													
Медиана	0.65	0.38	0.47	1.00	0.77	0.43	0.50	0.57	0.58	0.60	0.80	0.70	0.69
Ст. откл.	0.23	0.12	0.16	0.21	0.13	0.18	0.16	0.22	0.22	0.22	0.18	0.24	0.13
Минимум	0.20	0.19	0.18	0.70	0.48	0.12	0.20	0.20	0.25	0.29	0.58	0.56	0.49
Максимум	0.94	0.52	0.65	1.42	1.00	0.88	0.82	0.95	1.08	1.05	1.34	1.26	0.93
Калтасинская свита													
Медиана	0.76	0.38	0.52	0.91	0.94	0.46	0.51	0.70	0.65	0.78	0.74	0.96	0.57
Ст. откл.	0.16	0.05	0.13	0.17	0.07	0.20	0.16	0.19	0.26	0.07	0.07	0.05	0.04
Минимум	0.62	0.33	0.44	0.74	0.84	0.37	0.43	0.64	0.49	0.66	0.66	0.90	0.50
Максимум	0.99	0.45	0.74	1.14	1.02	0.82	0.79	1.05	1.08	0.82	0.82	1.01	0.59
Надеждинская свита													
Медиана	0.82	0.60	0.58	0.67	0.74	0.75	0.79	0.84	1.21	0.88	0.86	0.98	0.80
Ст. откл.	0.23	0.07	0.07	0.13	0.21	0.15	0.18	0.49	0.40	0.22	0.15	0.26	0.16
Минимум	0.42	0.48	0.53	0.51	0.54	0.49	0.47	0.31	0.56	0.46	0.74	0.79	0.54
Максимум	0.93	0.63	0.70	0.78	0.93	0.84	0.86	1.51	1.44	0.95	1.01	1.40	0.90
Тукаевская свита													
Медиана	0.61	0.38	0.52	0.73	0.78	0.74	0.65	0.74	0.92	0.66	0.76	0.94	0.80
Ст. откл.	0.22	0.06	0.12	0.19	0.23	0.16	0.12	0.22	0.26	0.27	0.42	0.21	0.26
Минимум	0.40	0.30	0.38	0.39	0.41	0.44	0.48	0.48	0.75	0.56	0.32	0.60	0.46
Максимум	0.85	0.45	0.67	0.80	0.96	0.79	0.72	0.98	1.33	1.15	1.32	1.09	1.10
Ольховская свита													
Медиана	0.61	0.46	0.56	0.55	0.74	0.61	0.60	0.70	0.81	0.81	0.71	0.79	0.75
Ст. откл.	0.29	0.63	0.17	0.31	0.32	0.24	0.26	0.21	0.21	0.31	0.38	0.19	0.36
Минимум	0.27	0.32	0.40	0.32	0.23	0.19	0.32	0.33	0.57	0.37	0.40	0.64	0.31
Максимум	1.56	2.83	1.00	1.61	1.61	1.27	1.40	1.22	1.27	1.80	1.94	1.39	1.74
Усинская свита													
Медиана	0.85	0.62	0.68	1.14	1.01	0.83	0.80	1.22	1.34	0.84	0.93	0.77	1.04
Ст. откл.	0.20	0.11	0.09	0.35	0.28	0.10	0.17	0.21	0.17	0.20	0.17	0.09	0.37
Минимум	0.65	0.47	0.60	0.57	0.67	0.69	0.67	0.81	1.09	0.72	0.79	0.73	0.70
Максимум	1.14	0.72	0.81	1.39	1.28	0.89	1.04	1.25	1.46	1.18	1.17	0.92	1.37
Приютовская свита													
Медиана	0.95	0.66	0.64	1.22	0.67	0.73	0.70	0.59	0.89	0.77	0.68	0.83	0.61
Ст. откл.	0.31	0.02	0.19	0.33	0.21	0.15	0.13	0.21	0.26	0.32	0.31	0.25	0.33
Минимум	0.64	0.65	0.58	0.82	0.57	0.53	0.53	0.40	0.71	0.65	0.62	0.55	0.50
Максимум	1.31	0.68	1.00	1.54	1.04	0.86	0.83	0.89	1.33	1.33	1.28	1.15	1.22

Примечание. Ст. откл. – величина стандартного отклонения (здесь и далее в таблицах).

мального. Для глинистых сланцев ольховской свиты характерны заметные вариации содержаний Co (21.4 ± 3.8 г/т), Ni ($57.4 \pm \pm 20.4$ г/т), Th (12.4 ± 2.9 г/т) и ряда других элементов. Для тонкозернистых терригенных пород приютовской свиты элементами с более чем трехкратным разбросом минимальных и максимальных содержаний

являются Cr (61.0 и 126.2 г/т), Co (14.3 и 29.5 г/т), Ni (27.5 и 67.3 г/т), Mo (0.3 и 1.2 г/т), Cs (3.7 и 8.4 г/т), La (15.2 и 33.9 г/т), Ce (34 и почти 78 г/т), а также Th (9.4 и 19.2 г/т) и U (1.7 и 7.7 г/т).

Для получения более наглядного представления об особенностях геохимического состава исходно глинистых образований

Нормированные на средний архейский кратонный сланец (AR Sh) содержания ряда элементов-примесей в тонкозернистых обломочных породах рифея Камско-Бельского авлакогена

Параметр	Th	Ba	Rb	Hf	Ta	Y	Yb	La	Eu	Sc	Co	Cr	Ni
Прикамская свита													
Медиана	1.12	0.53	0.67	1.11	1.10	0.42	0.58	0.71	0.57	0.46	0.59	0.15	0.17
Ст. откл.	0.39	0.17	0.23	0.23	0.18	0.18	0.19	0.28	0.22	0.17	0.14	0.05	0.03
Минимум	0.34	0.27	0.27	0.78	0.69	0.12	0.22	0.24	0.24	0.22	0.43	0.12	0.12
Максимум	1.62	0.75	0.94	1.58	1.43	0.85	0.94	1.18	1.06	0.80	1.00	0.27	0.23
Калтасинская свита													
Медиана	1.31	0.54	0.74	1.01	1.35	0.44	0.59	0.87	0.64	0.59	0.55	0.21	0.14
Ст. откл.	0.27	0.07	0.19	0.19	0.11	0.19	0.18	0.23	0.25	0.06	0.05	0.01	0.01
Минимум	1.06	0.47	0.64	0.82	1.20	0.35	0.49	0.79	0.48	0.50	0.49	0.20	0.12
Максимум	1.69	0.64	1.07	1.26	1.45	0.79	0.91	1.30	1.06	0.63	0.61	0.22	0.15
Надеждинская свита													
Медиана	1.41	0.86	0.84	0.75	1.05	0.72	0.91	1.04	1.19	0.67	0.64	0.21	0.20
Ст. откл.	0.40	0.10	0.10	0.15	0.29	0.14	0.20	0.60	0.39	0.17	0.11	0.06	0.04
Минимум	0.72	0.69	0.76	0.56	0.78	0.48	0.54	0.39	0.55	0.35	0.55	0.17	0.13
Максимум	1.60	0.90	1.01	0.87	1.33	0.81	0.99	1.86	1.42	0.72	0.75	0.30	0.22
Тукаевская свита													
Медиана	1.05	0.54	0.76	0.81	1.12	0.72	0.75	0.92	0.90	0.50	0.57	0.20	0.20
Ст. откл.	0.37	0.09	0.17	0.21	0.33	0.15	0.13	0.27	0.26	0.20	0.31	0.05	0.07
Минимум	0.69	0.43	0.55	0.43	0.58	0.43	0.55	0.60	0.74	0.43	0.24	0.13	0.12
Максимум	1.47	0.64	0.97	0.89	1.37	0.76	0.84	1.21	1.30	0.87	0.98	0.24	0.27
Ольховская свита													
Медиана	0.97	0.65	0.77	0.64	1.08	0.58	0.65	0.86	0.73	0.59	0.52	0.17	0.19
Ст. откл.	0.53	0.89	0.26	0.35	0.47	0.26	0.31	0.32	0.26	0.24	0.28	0.04	0.09
Минимум	0.26	0.28	0.48	0.36	0.33	0.08	0.22	0.10	0.12	0.26	0.30	0.14	0.08
Максимум	2.68	4.04	1.45	1.79	2.31	1.22	1.61	1.51	1.25	1.37	1.44	0.30	0.43
Усинская свита													
Медиана	1.46	0.89	0.97	1.27	1.44	0.80	0.92	1.51	1.32	0.64	0.69	0.17	0.26
Ст. откл.	0.34	0.15	0.13	0.39	0.40	0.09	0.19	0.26	0.17	0.15	0.12	0.02	0.09
Минимум	1.12	0.66	0.86	0.64	0.95	0.66	0.77	1.00	1.07	0.54	0.59	0.16	0.17
Максимум	1.95	1.03	1.17	1.54	1.83	0.86	1.20	1.55	1.43	0.90	0.87	0.20	0.34
Приотовская свита													
Медиана	1.63	0.94	0.92	1.36	0.96	0.70	0.81	0.73	0.87	0.59	0.51	0.18	0.15
Ст. откл.	0.53	0.02	0.28	0.37	0.30	0.14	0.15	0.26	0.26	0.24	0.23	0.05	0.08
Минимум	1.10	0.92	0.83	0.92	0.82	0.51	0.61	0.50	0.70	0.50	0.46	0.12	0.12
Максимум	2.26	0.97	1.45	1.71	1.49	0.83	0.95	1.10	1.30	1.01	0.95	0.25	0.30

риффея Камско-Бельского прогиба нами выполнено нормирование содержаний ряда элементов-примесей (Th, Ba, Rb, Hf, Ta, Yb, Y, La, Eu, Sc, Co, Cr и Ni) в частных пробах на содержание их в PAAS и архейском кратонном сланце (AR Sh) (по данным работы (Condie, 1993)). Медианные величины $C_{\text{норм}}/C_{\text{PAAS}}$ и $C_{\text{норм}}/C_{\text{AR Sh}}$, а также величины

стандартных отклонений, минимальные и максимальные значения названных отношений приведены в табл. 23 и 24.

Нормированные на PAAS содержания указанных выше элементов-примесей в тонкозернистых терригенных породах прикамской свиты и арланской подсвиты калтасинской свиты подчинены ряду достаточно

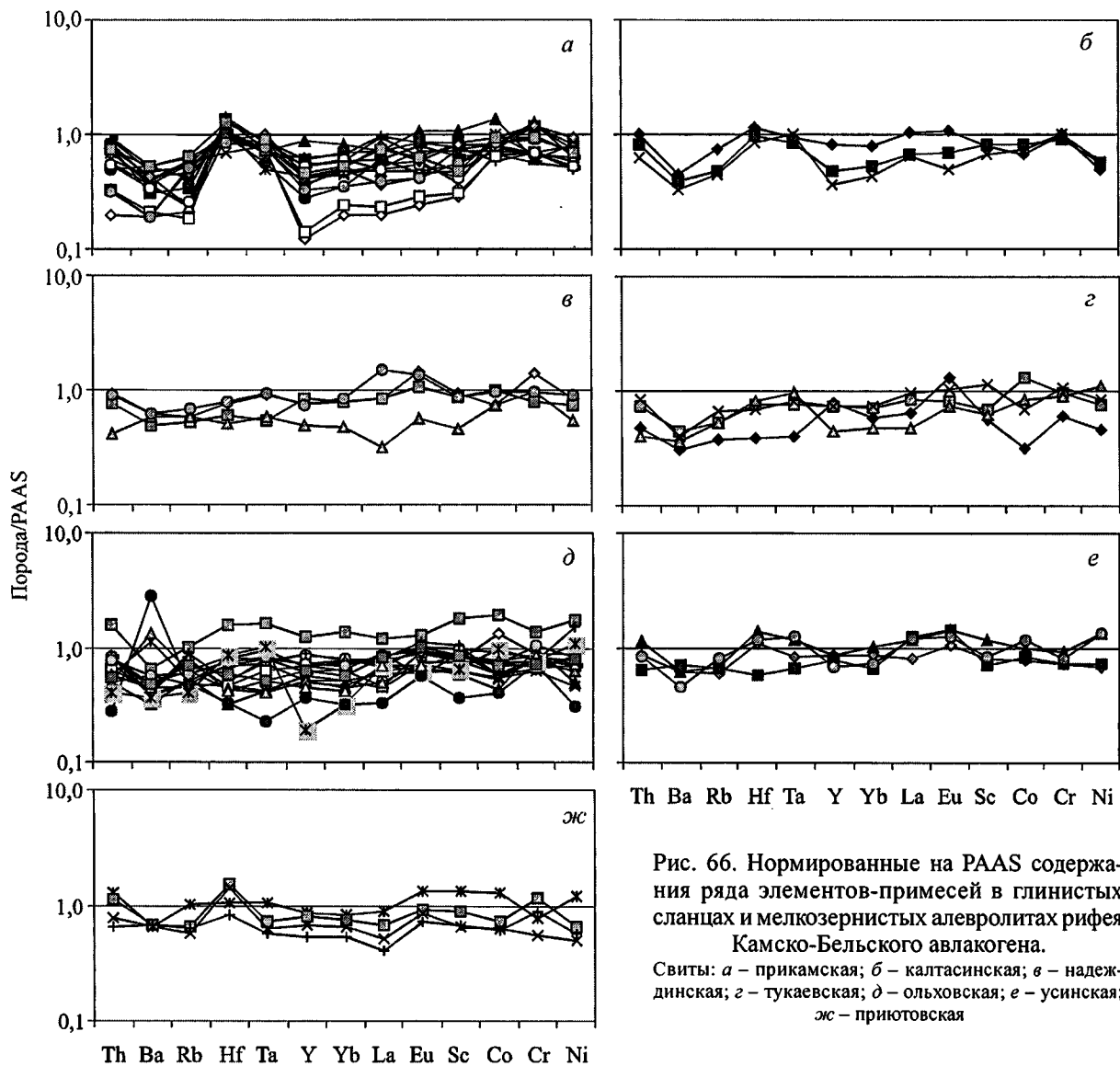


Рис. 66. Нормированные на PAAS содержания ряда элементов-примесей в глинистых сланцах и мелкозернистых алевролитах рифея Камско-Бельского авлакогена.

Свиты: а – прикамская; б – калтасинская; в – надеждинская; г – тукаевская; д – ольховская; е – усинская; жс – прикутовская

сходных закономерностей (рис. 66, а, б). Как в первом, так и во втором случаях можно видеть заметно более низкие, чем в PAAS, содержания Th, Ba и Rb, а также Y, Yb, La, Eu, Sc, Cr и Ni. В тонкозернистых терригенных породах надеждинского уровня (рис. 66, в) большинство перечисленных элементов имеют несколько более высокие содержания. То же самое характерно и для глинистых сланцев и алевроаргиллитов тукаевского уровня (рис. 66, г). Здесь только Ba присутствует примерно в том же количестве, что и в близких по гранулометрии породах калтасинского и прикамского уровней. В целом же спектр распределения нормированных на PAAS содержаний элементов-примесей в тонкозернистых терригенных породах тукаевской свиты более ровный, нежели это свойственно глинистым

сланцам прикамской и калтасинской свит. Это же характерно для особенностей распределения элементов-примесей в тонкозернистых обломочных породах усинского и прикутовского уровней (рис. 66, е, жс).

В целом, исходя из особенностей распределения нормированных на PAAS содержаний Th, Ba, Rb, Hf, Ta, Y, Yb, La, Eu, Sc, Co, Cr и Ni в тонкозернистых терригенных породах рифея Камско-Бельского авлакогена, можно сделать вывод, что наибольшей близостью к постархейскому среднему австралийскому сланцу характеризуются глинистые сланцы и алевроаргиллиты надеждинского, тукаевского, усинского и прикутовского уровней, тогда как те же по гранулометрии образования прикамской и калтасинской свит имеют отчетливо более низкие, чем в PAAS, содержания Ba, Rb, Y и Yb.

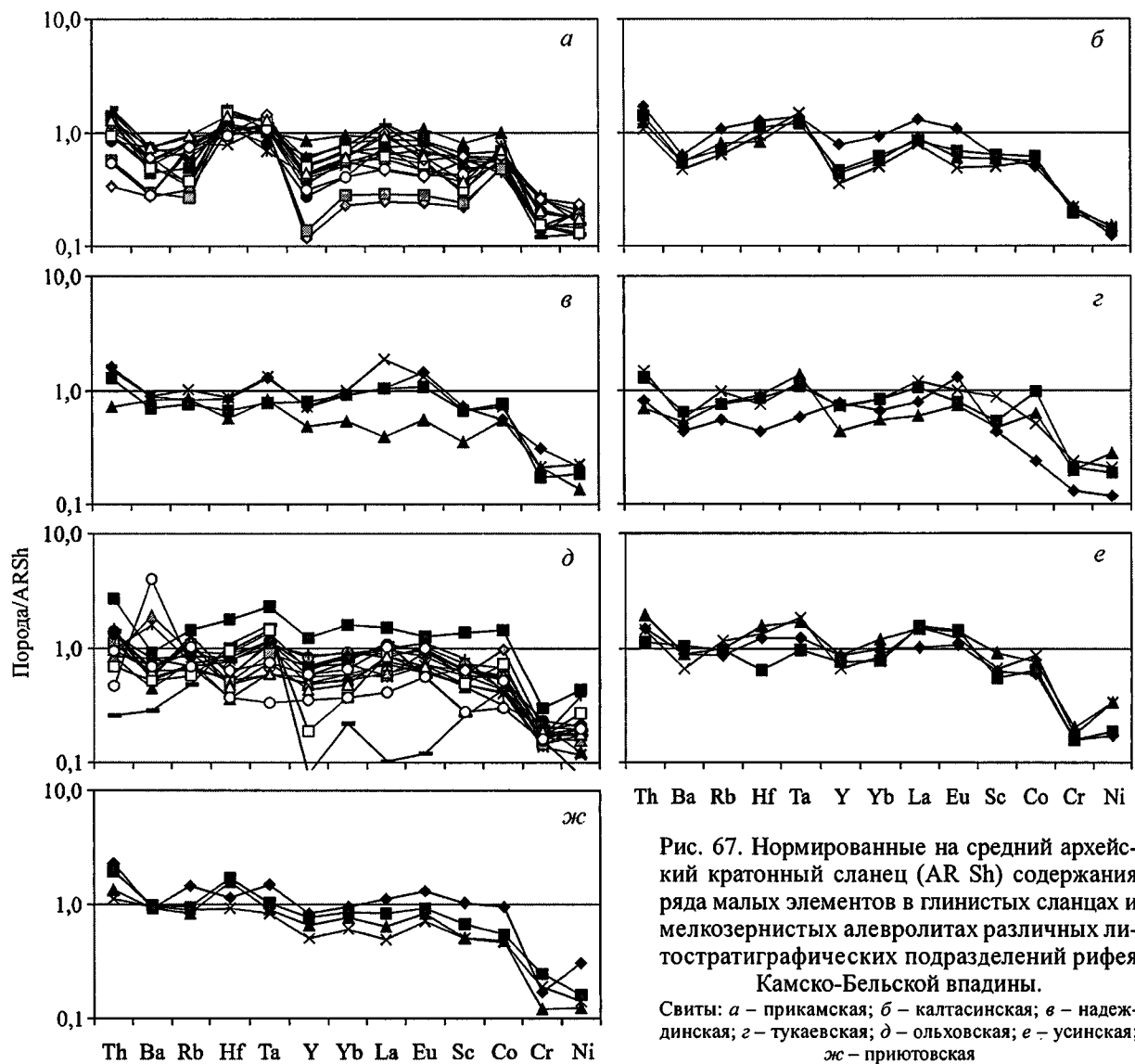


Рис. 67. Нормированные на средний архейский кратонный сланец (AR Sh) содержания ряда малых элементов в глинистых сланцах и мелкозернистых алевролитах различных литостратиграфических подразделений рифея Камско-Бельской впадины.

Свиты: а – прикамская; б – калтасинская; в – надеждинская; г – тукаевская; д – ольховская; е – усинская; ж – прикутовская

По сравнению со средним архейским кратонным сланцем тонкозернистые терригенные породы всех без исключения литостратиграфических единиц рифея Камско-Бельского авлакогена характеризуются почти на порядок более низкими содержаниями Cr, Ni, а в ряде случаев (прикамская и ольховская свиты) и Y (рис. 67). Большинство других элементов-примесей в тонкозернистых обломочных породах прикамской, калтасинской, надеждинской, тукаевской и ольховской свит присутствуют в количествах несколько меньших, чем в средних архейских кратонных сланцах (~ 0.6–0.8). В глинистых сланцах и алевроаргиллитах усинской свиты содержания Th, Hf, Ta, La и Eu выше, чем в архейских кратонных сланцах, а в тонкозернистых терригенных образованиях прикутовского уровня

выше, чем в названном модельном объекте содержания Th, Hf и Ta.

В целях сопоставления состава тонкозернистых терригенных пород рифея Камско-Бельского прогиба с составом пород кристаллического фундамента Восточно-Европейской платформы проведено также нормирование содержаний указанных выше элементов-примесей на их медианное содержание в биотитовых и биотит-гранат-силлиманитовых плагиогнейсах (образцы плагиогнейсов были любезно предоставлены авторам В.Г. Изотовым и Л.М. Ситдиковой, Казанский госуниверситет). В результате оказалось возможным наметить ряд тенденций изменения содержаний элементов-примесей в глинистых сланцах и алевроаргиллитах снизу вверх по разрезу (рис. 68). Так, содержания Th, Hf,

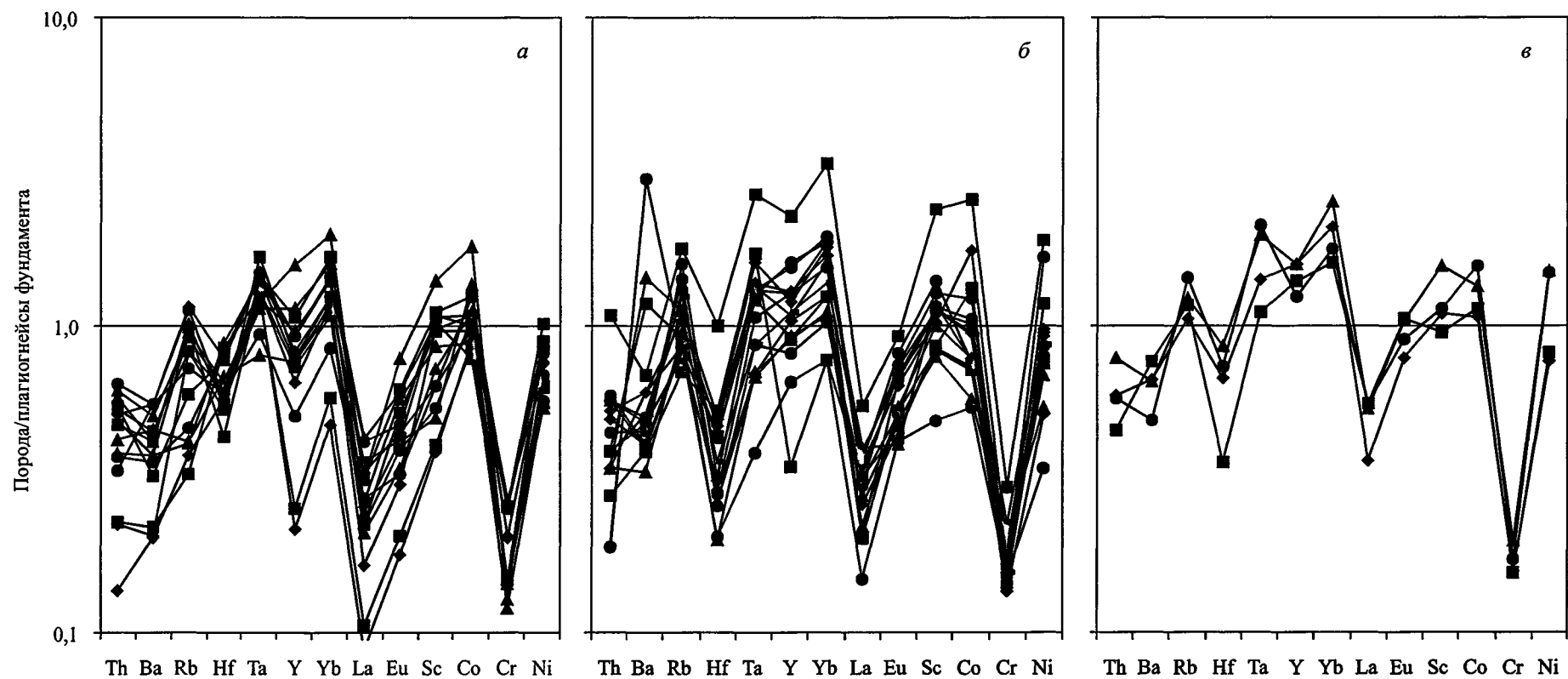


Рис. 68. Нормированные на плагинейсы фундамента восточного сегмента Восточно-Европейской платформы содержания ряда элементов-примесей в тонкозернистых терригенных породах прикамской (*a*), ольховской (*б*) и усинской (*в*) свит Камско-Бельского авлакогена

La, Eu и Cr в тонкозернистых терригенных породах на протяжении почти всего рифея остаются существенно более низкими, чем это типично для плагиогнейсов. Содержания Rb, Ta, Y, Yb, Co и Ni в исходно глинистых породах растут от начала раннего рифея к началу каратавия. Наконец, содержания Ba в тонкозернистых терригенных образованиях прикамской и усинской свит во всех проанализированных образцах ниже, чем в плагиогнейсах, а в породах ольховской свиты присутствуют как более низкие, так и более высокие, нежели в кристаллических породах фундамента, содержания Ba. Скандий в глинистых сланцах и алевроаргиллитах всех трех рассматриваемых нами уровней присутствует как в больших, так и в меньших количествах, чем в плагиогнейсах. Однако в целом, несмотря на указанные достаточно выразительные детали, облик нормированных на плагиогнейсы спектров микроэлементов в тонкозернистых обломочных породах всего разреза рифея Камско-Бельского прогиба достаточно близок и определяется отчетливыми минимумами содержаний Th, Hf, La и Cr.

На диаграмме Th–La фигуративные точки составов тонкозернистых терригенных пород рифея Камско-Бельского авлакогена сконцентрированы в основном в области значений, характерных, по данным С. Тейлора и С. МакЛеннана (1988), для постархейских сланцев (рис. 69, а). В то же время, если ориентироваться на оценки средних содержаний Th и La в архейских кратонных сланцах, приведенные в работе (Condie, 1993), то можно видеть, что часть глинистых пород рифея характеризуется более низкими содержаниями La, нежели AR Sh, и соответственно они могут рассматриваться как продукты размыва примитивных архейских субстратов.

Более определенный вывод о природе размывавшихся в рифее субстратов следует из анализа положения фигуративных точек составов глинистых сланцев и алевроаргиллитов на диаграмме Ni–Cr (рис. 69, б). Так как максимальное содержание Cr в породах проанализированной нами выборки варьирует от 138 (прикамская свита) до 153 г/т (надеждинская и ольховская свиты), то все

имеющиеся в нашем распоряжении образцы попадают на данной диаграмме в область значений, характерных для постархейских тонкозернистых обломочных пород, будучи сконцентрированными в основном вокруг модельного состава PAAS.

Такой же вывод следует и из рассмотрения характера расположения точек состава глинистых сланцев и алевроаргиллитов на диаграмме Sc–Th/Sc (рис. 69, в). Как можно видеть, величина отношения Th/Sc в подавляющем большинстве имеющихся в нашем распоряжении образцов в той или иной мере превосходит значение названного параметра в архейских кратонных сланцах.

Величина отношения Gd_N/Yb_N в проанализированных нами образцах тонкозернистых терригенных пород рифея Камско-Бельского авлакогена варьирует от 1.0 до 2.0, т.е. деплетирование тяжелых РЗЭ для них не характерно, и это свойственно, как известно, подавляющему большинству постархейских глинистых пород (Тейлор, МакЛеннан, 1988). Величина отрицательной Eu аномалии в значительной части образцов составляет 0.62–0.75, т.е. соответствует значениям Eu/Eu* в постархейских глинистых породах вообще и PAAS в частности. В некоторых же образцах Eu/Eu* имеет более низкие значения. Так, ряд алевроаргиллитов и глинистых сланцев ольховской свиты характеризуются величинами Eu/Eu* от 0.77 до 0.94; для отдельных образцов тонкозернистых терригенных пород прикутовской, прикамской и надеждинской свит также характерны более низкие, нежели 0.75, значения отрицательной Eu аномалии. Если же рассматривать локализацию фигуративных точек относительно модельных составов PAAS и архейских кратонных сланцев, то можно видеть, что более половины из них тяготеет к точке кратонных архейских сланцев, тогда как вокруг точки PAAS на диаграмме Gd_N/Yb_N –Eu/Eu* их сконцентрировано заметно меньше (рис. 69, з).

Меньше неопределенности в разграничении архейской и постархейской тонкой алюмосиликоккластики на диаграмме Co/Hf–Ce/Cr (рис. 69, д). Здесь, благодаря достаточно большим значениям отношения Ce/Cr, большинство фигуративных точек составов глинистых сланцев рифея Камско-

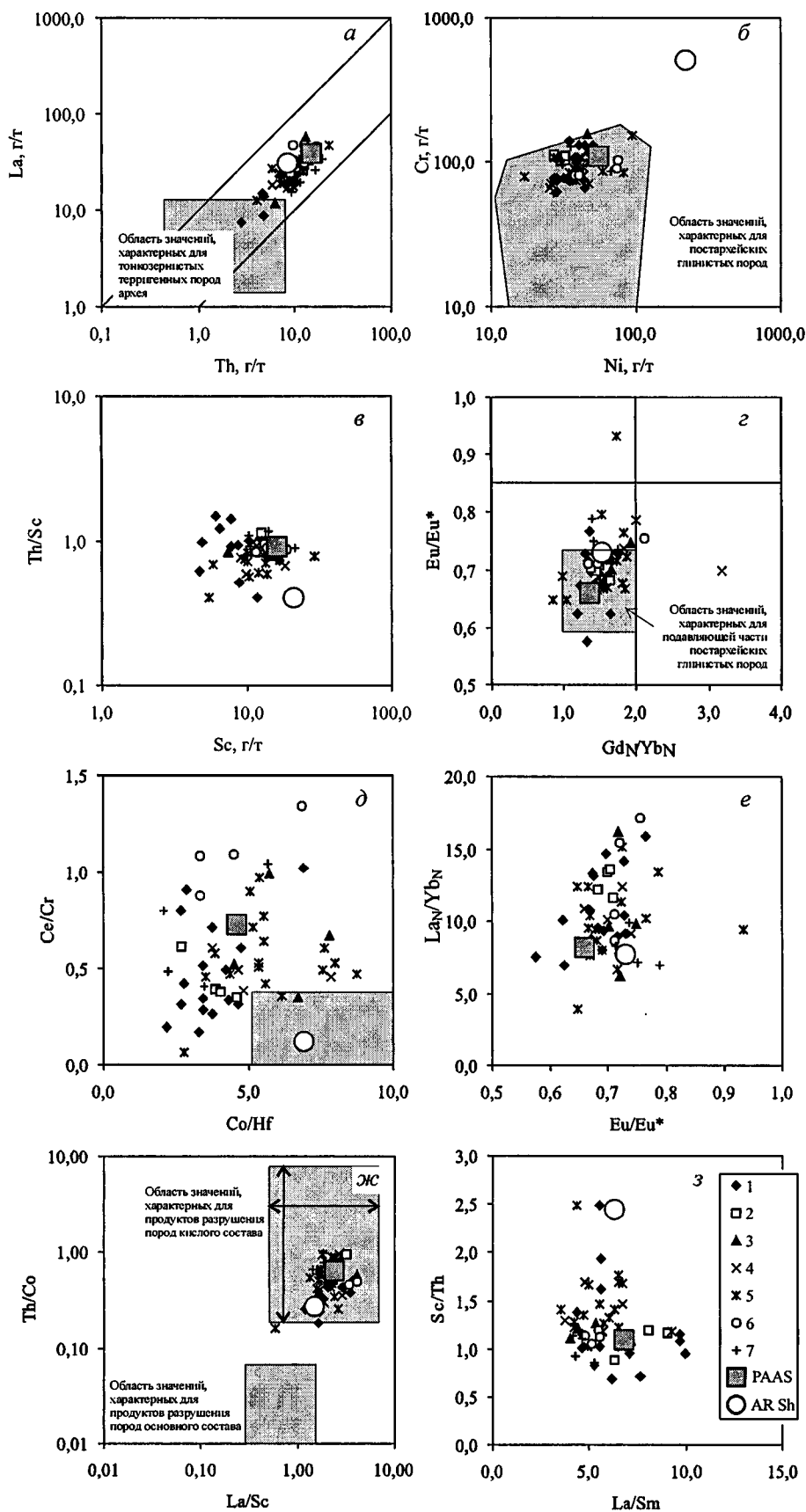


Рис. 69. Положение фигуративных точек составов тонкозернистых обломочных пород рифея Камско-Белого авлакогена на диаграммах Th–La (а), Ni–Cr (б), Sc–Th/Sc (в), Gd_N/Yb_N–Eu/Eu* (г), Co/Hf–Ce/Cr (д), Eu/Eu*–La_N/Yb_N (е), La/Sc–Th/Co (ж) и La/Sm–Sc/Th (з).

Символы: 1 – прикамская; 2 – калтагинская; 3 – надеждинская; 4 – тукаевская; 5 – ольховская; 6 – усинская; 7 – прикутовская
 PAAS – средний постархейский австралийский сланец; AR Sh – средний архейский кратонный сланец

Бельского авлакогена расположено вне области составов, типичных для архейских кратонных сланцев. Те же образцы (преимущественно тонкозернистые обломочные породы прикамской свиты), что обладают небольшими величинами указанного параметра, имеют и небольшие, не характерные для архейской алюмосиликокластики значения отношения Co/Hf , что также не позволяет рассматривать их как продукты разрушения примитивных архейских субстратов.

Медианные значения отношения La_N/Yb_N в тонкозернистых терригенных породах большинства литостратиграфических уровней рифея Камско-Бельского прогиба варьируют от 7.7 до 10.5; только в алевроаргиллитах усинской свиты медиана La_N/Yb_N несколько больше (~ 13). Максимальные же значения названного параметра в частных образцах поднимаются до 15–17.5, что в значительной мере сближает рассматриваемые нами образования с продуктами размыва архейских гранитоидов и ТТГ-ассоциаций. В последних, по данным, приведенным в работе (Condie, 1993), средние значения отношения La_N/Yb_N составляют соответственно 18.2 и 15.2, тогда как протерозойские гранитоиды и породы ТТГ-ассоциаций характеризуются существенно меньшими величинами La_N/Yb_N (8.3 и 10.5). Исходя из сказанного на диаграмме $Eu/Eu^* - La_N/Yb_N$ точки составов тонкозернистых алюмосиликокластических образований рифея Камско-Бельского авлакогена локализованы в основном выше как модельного состава PAAS, так и среднего архейского кратонного сланца (рис. 69, е).

Относительно высокие значения La/Sc (более 2.0) и Th/Co (более 0.3–0.4) в подавляющем большинстве проанализированных нами образцов указывают на доминирование в областях размыва на протяжении всего рифея пород кислого состава (рис. 69, ж).

Наконец, на диаграмме $La/Sm - Sc/Th$ (рис. 69, з) наблюдается сосредоточение фигуративных точек состава глинистых сланцев и аргиллитов рифея Камско-Бельского авлакогена вокруг модельного состава PAAS, что вполне соответствует выводам, полученным выше при рассмотрении диаграмм $Ni - Cr$, $Sc - Th/Sc$ и $Co/Hf - Ce/Cr$.

Обратимся теперь к анализу нормированных на хондрит спектров РЗЭ (табл. 25) в глинистых сланцах и алевроаргиллитах рифея Камско-Бельского авлакогена. Минимальная медианная величина отношения La_N/Yb_N , характеризующего общий наклон кривой распределения РЗЭ, в имеющейся у нас коллекции образцов составляет 7.9 ± 1.9 (прикутовская свита), тогда как максимальная медианная величина указанного параметра равна 12.9 ± 4.0 (усинская свита). Учитывая рассчитанные нами величины стандартных отклонений для тонкозернистых алюмосиликокластических образований каждого литостратиграфического подразделения рифея Камско-Бельского авлакогена, можно сделать вывод, что медианные значения отношения La_N/Yb_N для глинистых сланцев прикамской, надеждинской, тукаевской, ольховской и усинской свит, включая наблюдающиеся погрешности, достаточно сопоставимы друг с другом. Вместе с тем медианы La_N/Yb_N для тонкозернистых обломочных пород калтасинской, надеждинской и прикутовской свит с учетом величин стандартных отклонений характеризуются значимыми отличиями (соответственно 12.8 ± 1.0 , 11.0 ± 3.0 и 7.9 ± 1.9) и это позволяет видеть в вертикальном разрезе рифейской мегапоследовательности Камско-Бельского авлакогена достаточно хорошо выраженный тренд к снижению рассматриваемого нами параметра. Однако при интерпретации его следует помнить, что величина La_N/Yb_N в протерозойских гранитоидах составляет несколько больше 8.0 (Condie, 1993); другими словами, наблюдаемое снижение с течением времени медианных значений La_N/Yb_N в глинистых сланцах, скорее всего, не является отражением увеличения основности размывавшихся на палеоводосборах блоков коры. Минимальная медианная величина отношения La_N/Sm_N составляет 3.0 ± 0.4 (прикутовский уровень верхнего рифея), а максимальная равна 4.6 ± 0.8 (калтасинская свита нижнего рифея), что в целом соответствует пределам вариации данного параметра в большинстве постархейских глинистых сланцев. Медианная величина отношения Gd_N/Yb_N варьирует от 1.4 (прикамская свита) до 1.7 (тукаевский уровень). С учетом величины стан-

Основные параметры нормированных на хондрит спектров распределения РЗЭ в тонкозернистых терригенных породах рифея Камско-Бельского авлакогена

Параметр	La _N /Yb _N	La _N /Sm _N	Gd _N /Yb _N	Eu/Eu*
Прикамская свита				
Медиана	9.8	3.6	1.4	0.79
Ст. откл.	2.7	1.2	0.2	0.05
Калтасинская свита				
Медиана	12.8	4.6	1.5	0.7
Ст. откл.	1.0	0.8	0.1	0.01
Надеждинская свита				
Медиана	11.0	3.9	1.7	0.7
Ст. откл.	3.0	0.7	0.2	0.02
Тукаевская свита				
Медиана	10.5	3.6	1.7	0.7
Ст. откл.	1.4	0.9	0.8	0.03
Ольховская свита				
Медиана	9.8	3.7	1.6	0.7
Ст. откл.	3.7	0.8	0.3	0.07
Усинская свита				
Медиана	13.0	3.3	1.5	0.7
Ст. откл.	4.0	0.2	0.3	0.02
Приютовская свита				
Медиана	7.9	3.0	1.5	0.7
Ст. откл.	1.9	0.4	0.2	0.03

дартного отклонения (~ 0.8) это свидетельствует о присутствии среди глинистых сланцев данного уровня образцов с некоторым депелетированием ТРЗЭ (рис. 70). Наконец, минимальная медианная величина отрицательной Eu аномалии характерна для тонкозернистых обломочных пород прикамской свиты (0.79 ± 0.06), а максимальная наблюдается в сходных по гранулометрии породах приютовской свиты (0.74 ± 0.03). Это несколько больше, чем указывается для PAAS (0.66, (Тейлор, МакЛеннан, 1988), и достаточно близко к значению Eu/Eu* в среднем архейском кратонном сланце (Тейлор, МакЛеннан, 1988; Condie, 1993). При оценке сказанного следует, однако, помнить, что величина Eu аномалии в тонкозернистых алюмосиликокластических породах архея варьирует в достаточно значительной мере. Так, в метапелитах серии Фиг Три (Южная Африка) она составляет 0.88 ± 0.2 , в породах архейской структурной зоны Ка-

пускасинг (Канада) поднимается до 1.00 ± 0.24 , а в метатерригенных образованиях Западной гнейсовой области (Австралия) составляет всего 0.55 ± 0.12 (обзор см. выше и в работе (Маслов, 2007)). Значительное число тонкозернистых метатерригенных образований архея характеризуется достаточно большими медианными значениями отрицательной Eu аномалии (серия Конлинг 0.8 ± 0.2 , серия Бахва – 0.76 ± 0.01 , пояс Лимпопо – 0.65 ± 0.23 , надсерия Понгола 0.78 ± 0.05). Суммируя все сказанное выше относительно основных особенностей нормированных на хондрит спектров РЗЭ тонкозернистых терригенных пород рифея Камско-Бельского прогиба, можно сделать вывод о значительной близости их к спектрам, типичным для основной части постархейских осадочных образований.

Величина отношения Th/Cr в глинистых сланцах и алевроаргиллитах большинства литостратиграфических подразделений

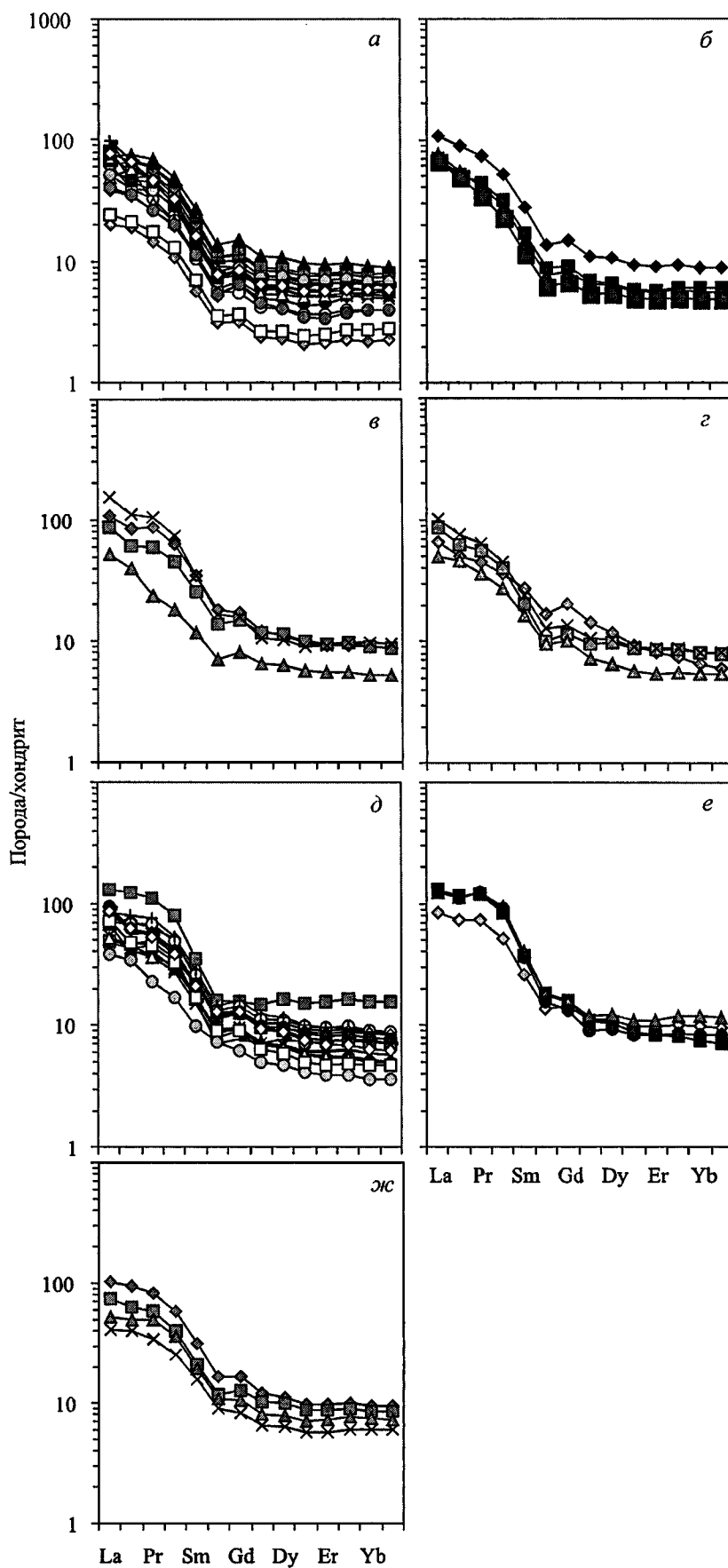


Рис. 10. Нормированные на хондрит спектры распределения РЗЭ в тонкозернистых терригенных породах различных уровней рифея Камско-Бельского авлакогена.

Легенда: а – прикамская; б – калташинская; в – надеждинская; г – тукаевская; д – ольховская; е – усинская; жс – приютовская

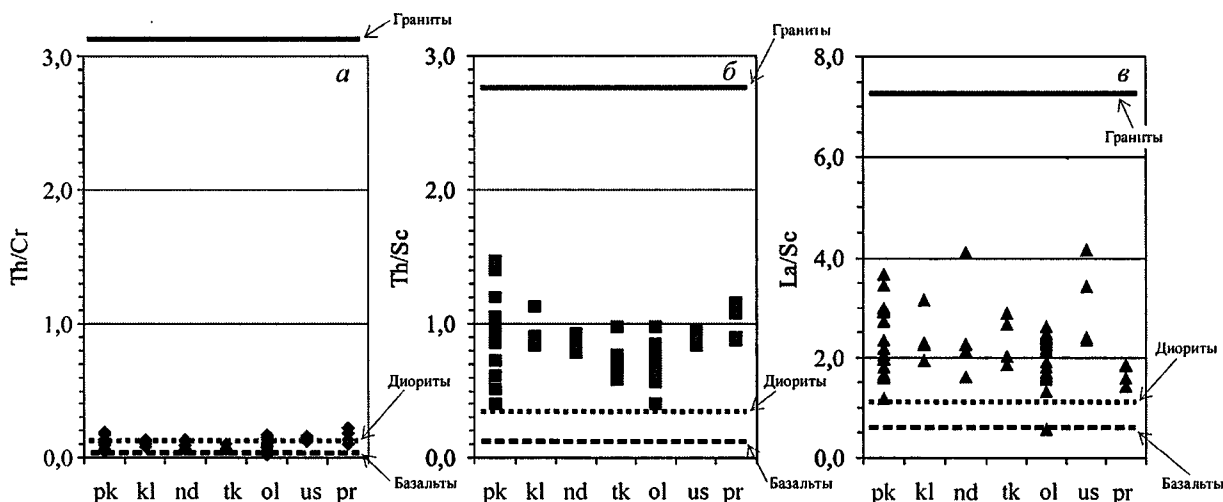


Рис. 71. Вариации значений Th/Cr (а), Th/Sc (б) и La/Sc (в) в частных пробах различных литостратиграфических уровней рифея Камско-Бельского авлаогена.

Свиты: prk – прикамская; klt – калтасинская; nd – надеждинская; tk – тукаевская; ol – ольховская; us – усинская; prt – приютовская. Средние значения Th/Cr , Th/Sc и La/Sc в различных типах магматических пород приведены по данным работы (Интерпретация геохимических..., 2001)

рифей Камско-Бельского авлаогена имеет промежуточный характер между значениями, присущими магматическим породам основного и среднего состава (минимум – 0.02, максимум – 0.22) (рис. 71, а). Для тонкозернистых терригенных пород прикамского, ольховского и приютовского уровней свойственны достаточно широкие вариации значений данного параметра, что указывает, скорее всего, на незавершенность процессов гомогенизации тонкой алюмосиликокластики на путях переноса и, следовательно, на относительную близость областей размыва к областям седиментации. Значения отношений Th/Sc и La/Sc варьируют между типичными для диоритов и гранитов (рис. 71, б, в); максимальный разброс их в глинистых сланцах одного литостратиграфического подразделения наблюдается для прикамского уровня нижнего рифея

(величина отношения La/Sc испытывает значительные колебания также в тонкозернистых обломочных породах надеждинской и ольховской свит), что, видимо, есть следствие обновления палеоводосборов. Минимальные (< 1.0) величины отношения Th/Sc присущи глинистым сланцам и алевроаргиллитам надеждинско-усинского интервала (конец раннего-начало позднего рифея). Для отношения La/Sc наиболее низкие значения (< 3.0) наблюдаются в тонкозернистых обломочных породах тукаевского, ольховского и приютовского уровней; напротив, в тонкой алюмосиликокластике, присутствующей в разрезах прикамской, надеждинской и усинской свит, величина данного параметра в ряде случаев составляет более 4.0 (в гранитах величина La/Sc составляет ~ 7.4 (Интерпретация геохимических..., 2001).

Глава 8. Реконструкция степени зрелости размывавшейся верхней континентальной коры по геохимическим особенностям тонкозернистой алюмосиликокластики

Как уже было отмечено во введении, мы считаем, что тонкозернистые кластические осадки являются по преимуществу продуктами механической эрозии континентальных зон (Тейлор, МакЛеннан, 1988; Фролов, 1992; Япаскурт и др., 2004). В случае небольших закрытых или полуизолированных седиментационных бассейнов они могут быть сформированы за счет одного источника. Если же мы имеем дело с крупными открытыми бассейнами, то источники тонкозернистой кластики занимают по их периферии значительно более обширные площади и вследствие процессов смешения тонкозернистые терригенные породы представляют собой своеобразную среднюю пробу большого континентального сегмента (Тейлор, МакЛеннан, 1988; Condie, 1997). Следовательно, соотношения РЗЭ, Th, Sc и ряда высокозарядных элементов в тонкозернистых обломочных породах могут являться хорошей аппроксимацией их соотношений в верхней континентальной коре (Тейлор, МакЛеннан, 1988; Ронов и др., 1990; Dia et al., 1990), т.е. индикаторами степени зрелости (геохимической дифференцированности) верхней континентальной коры.

Прежде чем перейти к рассмотрению под указанным углом зрения данных по геохимическим особенностям тонкозернистых терригенных пород наиболее полных в пределах России разрезов рифея Южного Урала, Учуро-Майского региона и Енисейского края, необходимо кратко остановиться на самом понятии «зрелость коры».

По представлениям Л.В. Витте (1981), этот термин характеризует различные стадии развития коры, которым присущи специфические типы магматизма и метаморфизма, а также геохимические особенности осадочных образований. К зрелой континентальной коре Л.В. Витте относит кору, в разрезе которой распределение вещества отвечает полному континентальному профилю, а основными индикаторами

зрелости являются калиевые граниты. В разрезе незрелой континентальной коры отсутствует гранитно-метаморфический слой, а «базальтовый слой» имеет существенно иные состав и мощность, нежели это типично для зрелой коры. Между двумя указанными крайними членами на разных этапах эволюции формируются те или иные промежуточные типы коры, степень зрелости которых может быть определена по «... составу магматических продуктов и составу вмещающих их метаморфических толщ» (Витте, 1981, с. 168). Основная масса континентальной коры была сформирована к рубежу 2.5 млрд лет, т.е. к концу архея, а к концу раннего протерозоя (палеопротерозоя) существовало уже примерно 70–75 % современной континентальной коры (Добрецов, 1980; Витте, 1983; Борукаев, 1985; Тейлор, МакЛеннан, 1988; Хаин, 1993; Veizer, 1984; Veizer, Jansen, 1985; Taylor, McLennan, 1995; Condie, 1998). Высокая степень разделения вещества по составу и плотности позволяет рассматривать позднеархейско-раннепротерозойскую кору как кору зрелого типа. В последующем масштаб континентального корообразования заметно снизился при параллельном усилении деструктивных процессов.

Общими признаками зрелости (геохимической дифференцированности) континентальной коры являются ее высокая сила, определяемая повышенными содержаниями ряда петрогенных, редких и радиоактивных элементов (Si, Al, Na, K, Li, Rb, Cs, Ba, РЗЭ, U, Th и др.) (Ножкин, 1983а, 1983б, 2004; Летников, Левин, 1985). Приведенные в работах (Коваленко и др., 1987; Хаин, Божко, 1988; Докембрийская геология ..., 1988; Condie, 1993) данные также свидетельствуют, что главным показателем тенденции к «созреванию» континентальной коры в докембрии является увеличение содержания в ней K_2O . Параллельно с указанной тенденцией, по представлениям К. Конди (Condie, 1993), выполнившего оценку

среднего химического состава верхней континентальной коры для ряда временных интервалов, происходит увеличение содержаний Rb, Sr, Ba, Th, Y, Hf, U, Zr, Sc и величины отношения Th/Sc, тогда как содержания Cr, Co, Ni и значения отношений Zr/Y, La_N/Yb_N , Ni/Co, Cr/Th, Cr/Sc, La/Th, Cr/V снижаются. С учетом того, что Ti, Zr, Hf, Ga, PЗЭ, Y, Sc, Th, Nb, Sn, Be и ряд других элементов-примесей «... переходят в обломочные осадочные породы практически в тех же концентрациях, в которых они были в коре» (Тейлор, МакЛеннан, 1988, с. 41), изучение геохимических особенностей тонкозернистых обломочных пород позволяет реконструировать состав размывавшихся палеоводосборов и, тем самым, косвенно оценить степень зрелости верхней коры, подвергавшейся эрозии.

Геохимические данные также указывают на изменение состава осадочных образований в ходе геологической истории (Ронов и др., 1990). Эти изменения отражают прежде всего вариации состава пород на палеоводосборах. Например, от раннего архея к позднему протерозою параллельно снижению содержаний MgO в них уменьшаются содержания Ni, Co и Cr, а также величина Ni/Co. Рост содержаний K_2O от древних пород к молодым сопровождается накоплением таких литофильных элементов, как Rb, легкие ЛРЗЭ, Th, U, Hf, Nb и Pb. Глинистые породы обнаруживают те же тенденции изменения во времени содержания большинства указанных выше и ряда других элементов, что и материнские магматические породы – содержания Mg, Ni, Co, Cr, Fe и V максимальны в раннеархейских и снижаются при переходе к позднеархейским и более молодым глинистым сланцам. Максимальные содержания K, Rb, Si, Ba, Zr, Hf, Th и Nb характерны для тонкозернистых терригенных пород раннего протерозоя, тогда как максимальные концентрации РЗЭ свойственны глинистым породам позднего протерозоя. Рассматривая

в целом формирование земной коры за счет поступления в неё нового ювенильного материала, А.Б. Ронов с соавторами (1990) отмечают, что это процесс непрерывный, но неравномерный. Его генеральная линия – рост степени дифференцированности вещества коры, ведущий к накоплению с течением времени в верхней ее части элементов, типичных для наиболее фракционированных продуктов магматической эволюции.

По данным С. МакЛеннана и С. Химминга (McLennan, Hemming, 1992), изменение значений отношений Th/Sc (резкое увеличение), La/Sc и La_N/Yb_N (увеличение) в тонкозернистых терригенных образованиях на границе архей/протерозой может рассматриваться как отражение смены относительно недифференцированной мафической верхней коры архея на более дифференцированную и более кислую по составу кору раннего протерозоя. Наилучшими показателями состава источников сноса и химической эволюции верхней континентальной коры являются, по представлениям названных выше авторов, РЗЭ, Th и Sc. Важная роль в этом принадлежит также высокозарядным элементам (Ti, Zr, Hf, Nb, Ta, Y), которые в целом устойчивы к воздействию процессов выветривания и изменения (Bhatia et al., 1986).

По мнению В.Н. Холодова (1981, 1999), 4–3 млрд лет назад в областях сноса преобладали примитивные базальтоиды и плагиогранитоиды, поставлявшие в конечные водоемы стока громадные объемы Fe^{+2} и коллоидного SiO_2 . Следующий этап (3–2 млрд лет назад) характеризуется масштабной гранитизацией ювенильной коры и поступлением в бассейны осадконакопления значительного количества SiO_2 и алюмосиликатов. Примерно 1.8 млрд лет назад на всех штахтах завершилось становление громадных массивов K-Na и K гранитов²⁰. Геохимическая специализация питающих провинций, сформированных в период 2–1 млрд лет, определялась выветриванием крупных

²⁰ С этими представлениями сопоставимы и результаты исследований С. Тейлора и С. МакЛеннана (Taylor, McLennan, 1995), согласно которым массовое плавление континентальной коры и основной этап формирования гранитов и гранодиоритов пришелся на интервал 3.0–2.6 млрд лет; за ним следовали еще два менее продолжительных эпизода роста континентальной коры, проявившиеся в интервале 2.1–1.7 и 1.2–1.0 млрд лет.

габбро-анортозитовых комплексов и поступлением в седиментационные бассейны значительного количества Fe, SiO₂, Mg, P и Mn. Для четвертого этапа (1–0.135 млрд лет) характерно как вовлечение в размыв ранее сформированных осадочных толщ, так и эрозия щелочных магматических комплексов, что обусловило появление в континентальном стоке оксидов K и Na, хемогенного SiO₂, P, редких металлов и др.

В рамках работ по интеграционному проекту УрО и СО РАН мы выполнили оценку степени зрелости (геохимической дифференцированности) континентальной коры, сформированной в пределах восточного сегмента Восточно-Европейской, а также юго-восточного и юго-западного сегментов Сибирской платформы к началу рифея и рассмотрели основные тенденции изменения ее состава в интервале 1.65–0.6 млрд лет, т.е. на протяжении примерно 1 млрд лет геологической истории нашей планеты.

Исследования подобного плана в связи с поисками радиоактивного сырья и выявлением особенностей поведения радиоактивных элементов в различных геологических процессах были начаты в 1970–1990-х гг. на примере верхнедокембрийских отложений Енисейского кряжа (Ножкин, Гавриленко, 1976; Миронов, Ножкин, 1978; Ножкин, 1997б; Ножкин и др., 2003 б). В результате проведенных работ установлено, что в распределении радиоактивных (U, Th, K) и ряда других элементов существует достаточно отчетливая цикличность. Высокая торийность метapelитов позднего докембрия Енисейского кряжа указывает на размыв кристаллического основания и активное рециклирование осадков. Об этом же свидетельствуют и более высокие, чем в PAAS, общие содержания РЗЭ в тонкозернистых терригенных образованиях рифея и венда кряжа. Отношения La/Th, Th/Sc и La/Sc в них имеют небольшие вариации, что рассматривается как показатель относительного постоянства состава и степени химической дифференциации существовавшей в позднем докембрии верхней континентальной коры, однако на этом фоне можно выделить несколько эпизодов резкого изменения состава размывавшегося субстрата, особенно после эпох гранитообразования

и проявлений вулканизма (Ножкин, 1997а, 1997б; Ножкин и др., 2003а, 2006). Эти выводы, имеющие весьма важное значение для решения рассматриваемых нами задач, были сделаны, однако, на достаточно ограниченном материале, в особенности в отношении РЗЭ, Sc и высокочarged элементов, а для осадочных мегапоследовательностей рифея Южного Урала и Учуро-Майского региона информация подобного плана вообще отсутствует.

С ранним рифеем на территории Северной Евразии и других континентов связаны коренные изменения в стиле глобального тектогенеза – заложение новой генерации внутриконтинентальных, существенно энсиалических рифтогенных структур (Хаин, Божко, 1988; Хаин, 2001). Это характерно как для восточной периферии Восточно-Европейской платформы, где в раннем рифее началось формирование Камско-Бельского авлакогена и связанных с ним рифтогенных трогов на месте современного Южного Урала, так и для Сибирской платформы – на юго-востоке последней в раннем рифее заложился Юдомо-Майский авлакоген, а на западе – Иркинеевский (Иркинеевско-Чадобецкий или Иркиннеевско-Ванаварский) авлакоген, открывавшийся в Предъенисейский перикратонный прогиб (складчатую систему Енисейского кряжа) (Докембрийская геология..., 1988; Хаин, Божко, 1988; Хаин, 2001). Широкое проявление в раннем рифее процессов деструкции континентальной коры и разнонаправленные движения ее блоков привели к формированию мощных осадочных последовательностей.

Имеющиеся в нашем распоряжении данные позволяют выполнить оценку степени зрелости верхней континентальной коры, служившей источником тонкозернистой алюмосиликокластики при формировании рифейских осадочных мегапоследовательностей. Одним из инструментов такой оценки выступает анализ особенностей вариаций содержаний K₂O, Th и U в тонкозернистых терригенных породах различных мегапоследовательностей рифея и PAAS.

По сравнению с PAAS глинистые сланцы и аргиллиты практически всех литостратиграфических единиц рифея Южно-

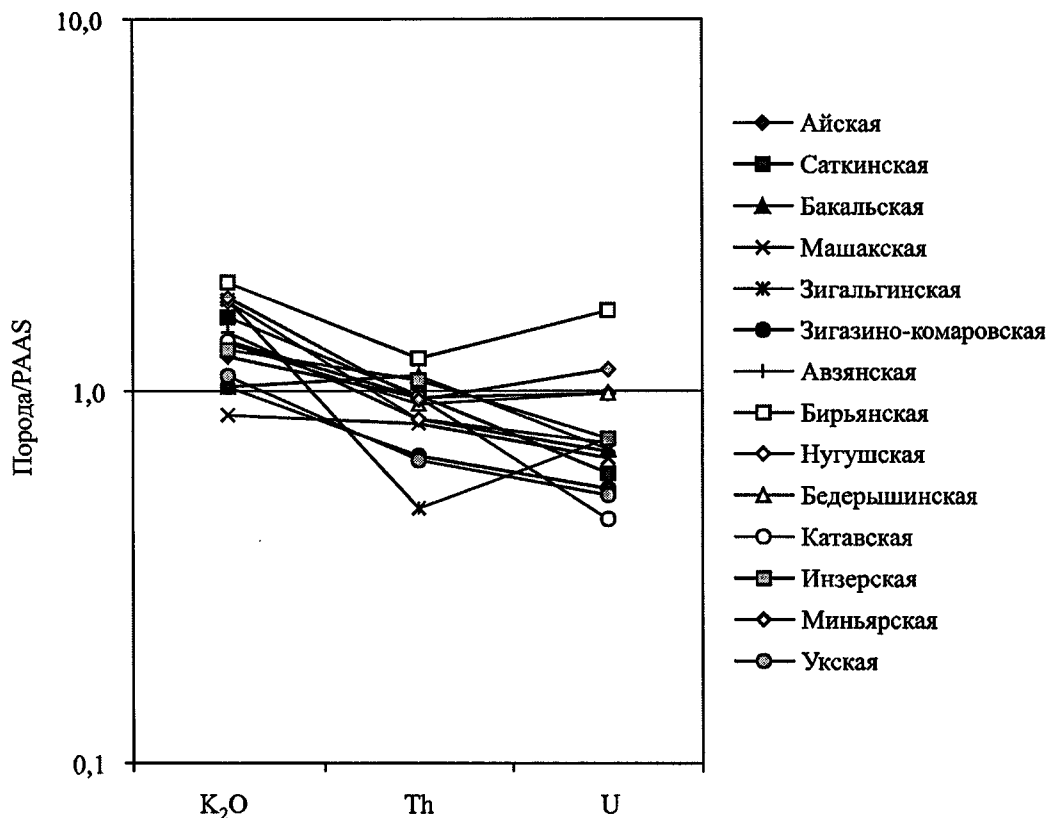


Рис. 72. Нормированные на PAAS содержания K_2O , Th и U в тонкозернистых терригенных породах различных литостратиграфических единиц рифея Южного Урала

го Урала (за исключением машакской свиты) характеризуются более высокими содержаниями K_2O , тогда как в почти 80 % из них содержания Th составляют от 0.48 до $0.95 \times PAAS$, а содержание U превышает уровень PAAS только в породах бирьянской подсвиты зильмердакской свиты и миньярской свиты, т.е. в 2 из 14 единиц эталонного разреза (рис. 72).

В гипостратотипическом разрезе рифея глинистые сланцы и аргиллиты всех литостратиграфических единиц характеризуются более высокими, чем в PAAS, содержаниями оксида калия (рис. 73). Содержания Th в тонкозернистых терригенных породах трехгорной, димской, талынской и светлинской свит ниже, чем в PAAS (от 0.51 до 0.81), а в породах тоттинского, неруенского и усть-кирбинского уровней составляют от 1.02 до $1.15 \times PAAS$. Содержания же U выше, чем в PAAS, только в глинистых сланцах тоттинской свиты.

Принципиально иная картина наблюдается для тонкозернистых терригенных пород рифея Енисейского края. Здесь толь-

ко на двух уровнях – потоскуйском и чивдинском – содержания K_2O в глинистых сланцах и аргиллитах немного выше, чем в PAAS (рис. 74). Содержания же Th и U в ~ 65 и 70 % литостратиграфических единиц разреза выше, чем в PAAS.

Следует в то же время помнить, что содержание K_2O в тонкозернистых терригенных породах контролируется, кроме состава размывавшегося субстрата, также процессами рециклинга, палеоклиматом и рядом других факторов. Наиболее надежным индикатором степени зрелости коры является Th, относительно немобильный в процессах седиментации (Ножкин, 1983б, 1997; Ножкин, Туркина, 1993) Исходя из более высоких по сравнению с PAAS содержаний Th и U в тонкозернистых алюмосиликокластических образованиях рифея Енисейского края можно сделать вывод, что размывавшиеся при их формировании субстраты были заметно более зрелыми, чем поставлявшие тонкую кластику для осадочных мегапоследовательностей Южного Урала и Учуро-Майского региона.

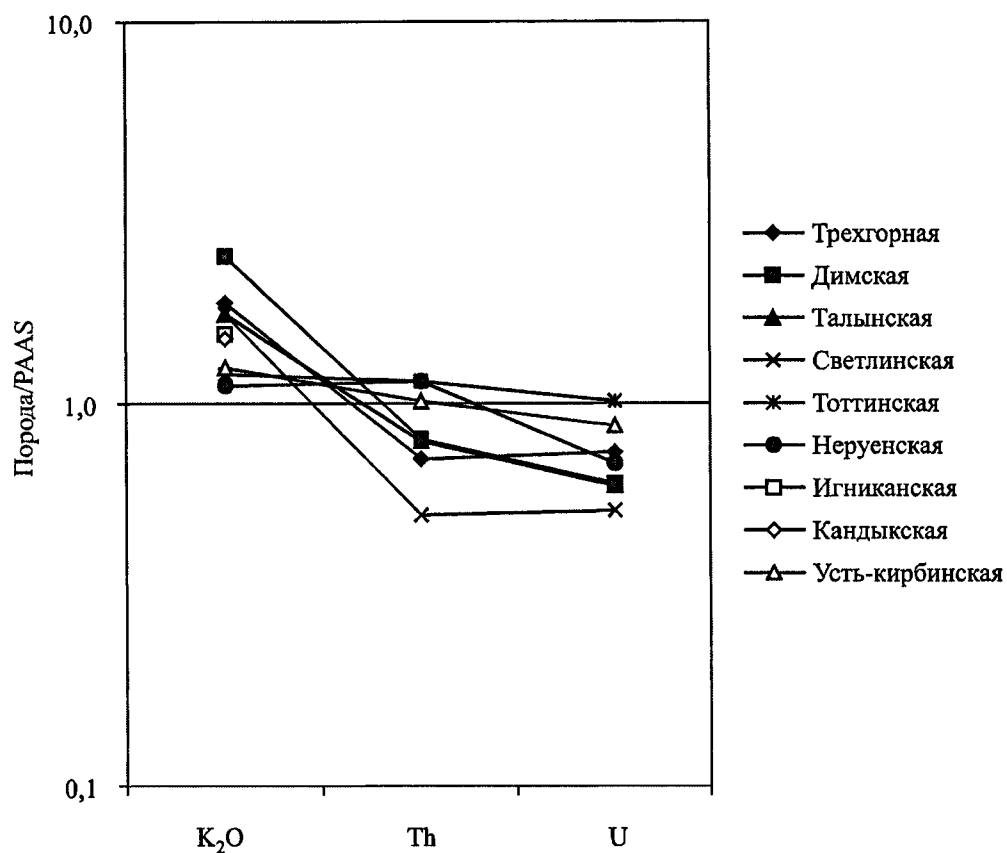


Рис. 73. Нормированные на РААС содержания K_2O , Th и U в глинистых сланцах и аргиллитах рифея Учуро-Майского региона

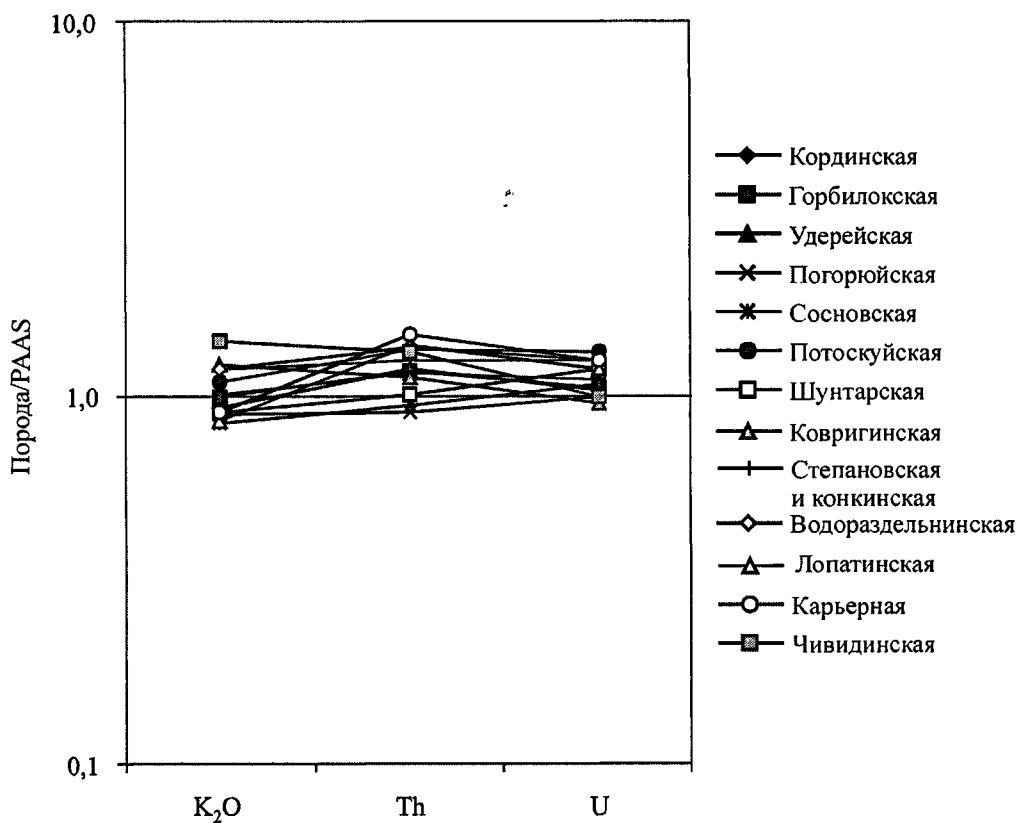


Рис. 74. Нормированные на РААС содержания K_2O , Th и U в метapelитах, глинистых сланцах и аргиллитах рифея Енисейского края

Химический состав и отношения элементов-примесей верхней континентальной коры различного возраста, по данным (Condie, 1993)

Возраст коры, млрд лет	> 3.5	3.5–2.5	2.5–1.8	1.8–1.6
K ₂ O, мас. %	2.46	2.51	3.22	3.26
Ba, г/г	526	544	700	713
Th	7.5	7.9	10.4	10.4
U	1.9	2.1	2.6	2.7
Zr	140	149	180	179
Hf	3.7	3.9	5.1	5.1
Y	18	20	32	32
Sc	13.1	12.5	14.5	14.1
Cr	286	161	59	55
Co	25	22	15	15
Ni	164	85	31	29
Th/Sc	0.57	0.63	0.72	0.74
Ni/Co	6.4	3.9	2.0	1.9
Cr/Ni	1.7	1.9	1.9	1.9
Cr/Th	38	20	5.7	5.3
Cr/Sc	22	13	4.1	3.9
La/Th	3.8	3.6	3.0	2.9
Cr/V	3.5	1.9	0.74	0.63

Оценка зрелости сформированной к началу рифея континентальной коры может быть выполнена также путем сопоставления геохимических особенностей тонкозернистых терригенных пород базальных уровней рифейских осадочных мегапоследовательностей Южного Урала, Учуро-Майского региона и Енисейского кряжа (соответственно, айской, трехгорной и кординской свит) с рассчитанным в работе (Condie, 1993) составом верхней коры различного возраста. Мы проанализировали положение медианных точек составов тонкозернистых терригенных пород названных выше свит на диаграммах Sc–Th/Sc, Ni–Cr, Cr/Th–Co/Th, Co–Cr, Y–Zr, Cr/V–La/Th. На этих же диаграммах показаны значения указанных отношений и содержания ряда малых элементов, характерные, по (Condie, 1993), для раннеархейской (> 3.5 млрд лет), позднеархейской (3.5–2.5 млрд лет) и палеопротерозойской континентальной коры (2.5–1.8 и 1.8–1.6 млрд лет)²¹ (табл. 26).

На диаграмме Cr/V–La/Th тренд созревания континентальной коры от раннего архея до конца палеопротерозоя маркируется симбатным снижением значений отношений Cr/V и La/Th (рис. 75, а). Медианы указанных отношений в глинистых породах кординской и айской свит достаточно точно соответствуют тем значениям Cr/V и La/Th, которые типичны для весьма зрелой коры палеопротерозоя. Тонкозернистые терригенные породы трехгорной свиты имеют примерно такую же, как и породы двух других свит, медианную величину Cr/V, однако отношение La/Th в них существенно выше (~ 5). Это, по-видимому, указывает на присутствие на палеоводосборах Na гранитоидов, как правило, резко обедненных Th. Данное предположение согласуется с высокими значениями в глинистых сланцах трехгорной свиты величины отношения La_N/Yb_N, пониженными содержаниями Zr, а также низкими концентрациями Y и тяжелых РЗЭ (см. ниже).

²¹ Анализ приведенных К. Конди (Condie, 1993) геохимических параметров континентальной коры с возрастом 2.5–1.8 и 1.8–1.6 млрд лет показывает, что между ними нет каких-либо значимых отличий и, следовательно, в большинстве случаев можно говорить о раннепротерозойской коре в целом.

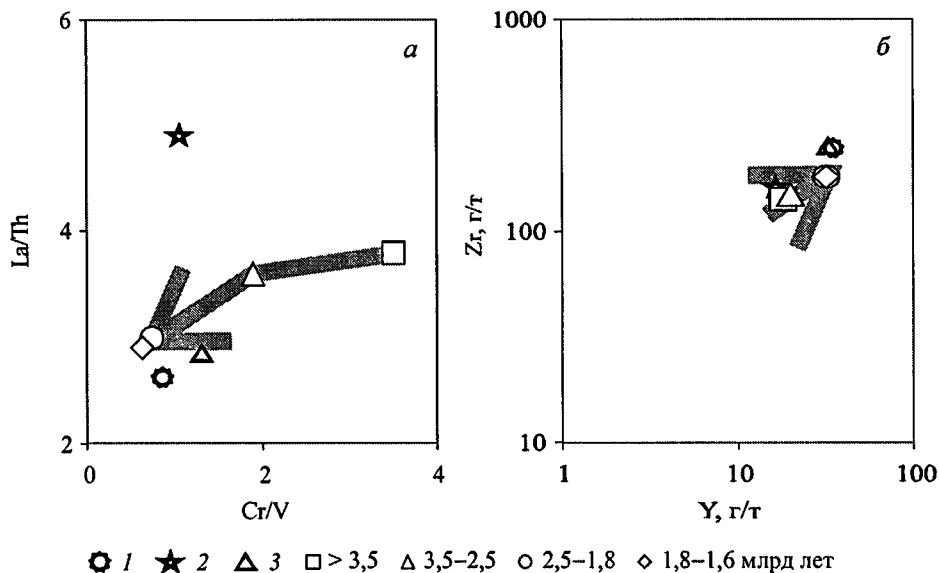


Рис. 75. Положение медианных точек содержаний различных индикаторных элементов-примесей и их отношений в тонкозернистых терригенных породах айской, трехгорной и кординской свит на диаграммах $Cr/V-La/Th$ (a) и $Y-Zr$ (б). Содержания указанных элементов и значения их отношений в континентальной коре с возрастом более 3.5, 3.5–2.5, 2.5–1.8 и 1.8–1.6 млрд лет показаны по данным работы (Condie, 1993).

Свиты: 1 – кординская; 2 – трехгорная; 3 – айская

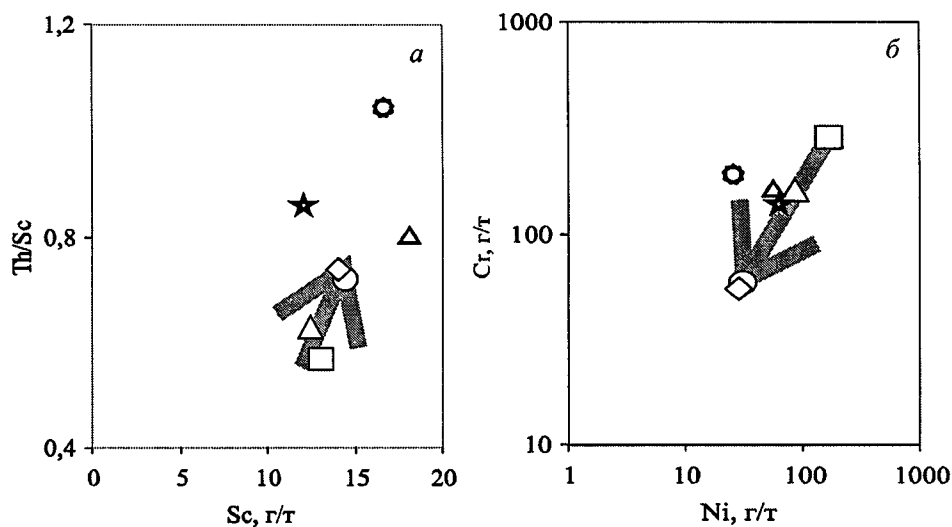


Рис. 76. Положение медианных точек содержаний различных индикаторных элементов-примесей и их отношений в тонкозернистых терригенных породах айской, трехгорной и кординской свит на диаграммах $Sc-Th/Sc$ (a) и $Ni-Cr$ (б).

Условные обозначения см. рис. 75

По медианным содержаниям Y и Zr глинистые сланцы кординской и айской свит весьма близки составам относительно зрелой континентальной коры раннего и позднего палеопротерозоя (рис. 75, б), тогда как точка глинистых сланцев трехгорной свиты, благодаря низким содержаниям в них Y , занимает позицию рядом с примитивными субстратами архея.

Величина отношения Th/Sc в тонкозернистых терригенных породах кординской, трехгорной и айской свит выше, чем в наиболее зрелой континентальной коре конца палеопротерозоя (рис. 76, а). Наиболее высокие значения указанного параметра присущи глинистым сланцам кординской свиты рифея Енисейского края. Медианные содержания Sc в глинистых сланцах

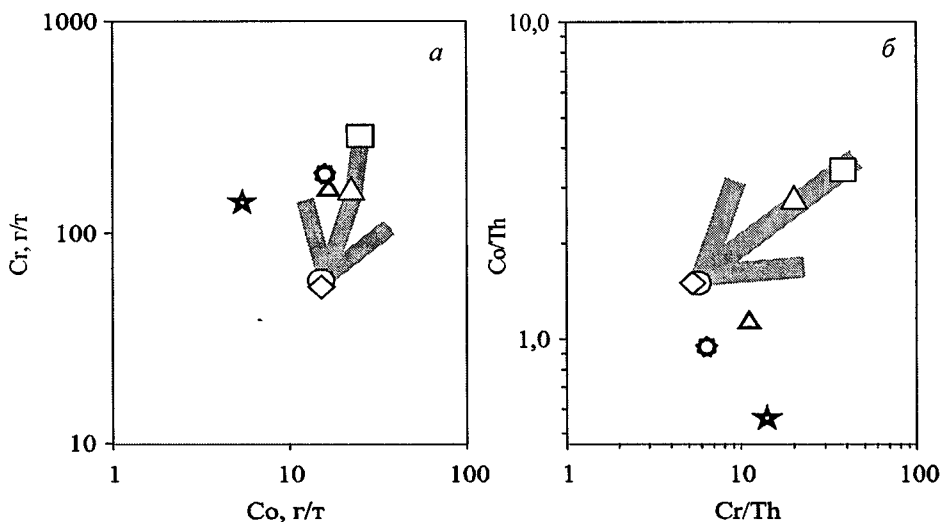


Рис. 77. Положение медианных точек содержаний различных индикаторных элементов-примесей и их отношений в тонкозернистых терригенных породах айской, трехгорной и кординской свит на диаграммах Co–Cr (а) и Cr/Th–Co/Th (б).
Условные обозначения см. рис. 75

кординской и айской свит превышают содержание данного элемента в континентальной коре конца палеопротерозоя, в то время как тонкозернистые обломочные породы трехгорной свиты Учуро-Майского региона имеют существенно более низкие содержания Sc и сопоставимые с теми, что характерны для примитивных архейских субстратов.

Несколько иная картина наблюдается при сравнении медианных содержаний Ni и Cr в тонкозернистых терригенных породах трех названных выше литостратиграфических подразделений. Содержания Ni и Cr в глинистых сланцах трехгорной и айской свит сопоставимы с теми, что характерны для позднеархейских субстратов (рис. 76, б). Несколько более низкие концентрации Ni присущи породам кординской свиты, тогда как медианные содержания Cr в тонкозернистых алюмосиликокластических образованиях всех трех свит сопоставимы. Вместе с тем заметное фракционирование Cr и Ni, а также в несколько меньшей степени Co, в осадочном процессе ведет к накоплению их в тонкозернистых терригенных образованиях вместе с Fe и Mg, что и обуславливает появление в ряде случаев достаточно высоких значений Cr/Th (параллельно происходящий рост содержаний Th, до 30 %, по оценкам К. Конди, зачастую не ком-

пенсирует этого). В связи со сказанным сопоставимые с позднеархейской корой содержания в глинистых сланцах Cr и Ni являются лишь опосредованными индикаторами размыва примитивных мафических субстратов.

По медианным содержаниям Co вырисовывается обратная ситуация (рис. 77, а). В глинистых сланцах айской и кординской свит они близки к тем, что типичны для относительно примитивных позднеархейских субстратов; тонкозернистые же терригенные образования трехгорной свиты содержат еще меньше Co.

Медианные значения отношения Cr/Th в глинистых породах трехгорной и айской свит имеют промежуточные величины между теми, что характерны для относительно примитивных позднеархейских и существенно более зрелых палеопротерозойских субстратов (рис. 77, б). Наиболее зрелые по данному параметру субстраты размывались во время формирования отложений кординской свиты. В то же время медианные значения отношения Co/Th во всех трех рассматриваемых нами объектах варьируют от 0.55 до 1.1–1.2, что существенно ниже, нежели это характерно для наиболее зрелых дорифейских субстратов и обусловлено либо высокой ториеносностью базальных горизонтов рифея, либо общим отноше-

Медианные значения параметров нормированных на хондрит спектров РЗЭ в тонкозернистых алюмосиликокластических породах базальных уровней рифея различных мегапоследовательностей рифея

Регион, свита	La_N/Yb_N	La_N/Sm_N	Gd_N/Yb_N	Eu/Eu^*	ЛРЗЭ/ТРЗЭ
Енисейский кряж, кординская свита	10.5	3.9	1.6	0.62	9.2
Учуро-Майский регион, трехгорная свита	16.5	4.0	2.4	0.62	13.7
Южный Урал, айская свита	10.4	3.7	1.8	0.64	9.9

тельно слабым накоплением Со в тонкозернистых кластических породах в осадочном процессе.

Суммируя полученные результаты, следует отметить, что медианные значения отношений La/Th , Cr/V , Th/Sc , Co/Th , Cr/Th и содержаний Y и Zr в тонкозернистых терригенных породах кординской свиты Енисейского кряжа позволяют сделать вывод о формировании их за счет размыта весьма зрелой континентальной коры, которая обладала высокой геохимической дифференцированностью (зрелостью) уже к концу архея (Ножкин, Туркина, 1993; Ножкин, 1997б). Примерно такая же ситуация характерна и для тонкозернистых алюмосиликокластических пород айской свиты Южного Урала: по большинству параметров состав их имеет значительное сходство с составом континентальной коры конца палеопротерозоя (здесь только медианная величина отношения Cr/Th обнаруживает промежуточное значение между теми, что характерны для коры с возрастами 2.5–1.8 и 3.5–2.5 млрд лет). Тонкозернистые обломочные породы трехгорной свиты Учуро-Майского региона, напротив, по большинству рассмотренных выше индикаторных отношений (La/Th , Cr/V , Cr/Th и др.) ближе к субстратам с возрастом 2.5 млрд лет и только медианные значения отношений Th/Sc и Co/Th в них сопоставимы или выше, чем значения, характерные для зрелой пре-рифейской (1.8–1.6 млрд лет) континентальной коры.

Основываясь на приведенных данных, можно, как нам представляется, считать, что наиболее зрелыми в геохимическом отношении являлись дорифейские субстраты, служившие источниками тонкой алюмоси-

ликокластики для отложений кординской и айской свит Енисейского кряжа и Южного Урала, менее зрелой была континентальная кора, за счет размыта которой формировались базальные уровни рифея Учуро-Майского региона. Последнее подтверждается и Nd -изотопными данными, указывающими на широкое развитие в областях сноса островодужных ассоциаций, и, вероятно, плагитогранитов с преобладающим модельным возрастом 2.4–2.0 млрд лет (Подковыров и др., 2002, 2003). Таким образом, по своим геохимическим особенностям тонкозернистые терригенные образования базальных уровней рифея Учуро-Майского региона в определенной мере сходны с архейскими субстратами, тогда как по изотопным данным в начале рифея на палеоводосборах доминировали раннепротерозойские образования. Это логическое несоответствие снимается, если вспомнить, что основным источником сноса для раннерифейского учурского бассейна выступали породы Батомгского блока Алданского щита. Стратифицированные образования в составе последнего, по данным А.Б. Котова (2003), имеют $T_{DM} = 2.1–2.2$ млрд лет, а для разновозрастных гранитоидов, среди которых присутствуют тоналиты и трондьемиты, $T_{DM} = 2.0–2.5$ млрд лет.

Нормированные на хондрит (состав хондрита здесь, как и ранее, по (Тейлор, МакЛеннан, 1988) спектры РЗЭ тонкозернистых терригенных образований айской, кординской и трехгорной свит (табл. 27, рис. 78) свидетельствуют о следующем. Максимально высокими (~ 16.50), близкими к тем, что типичны для продуктов размыта субстратов с доминированием плагитогранитоидов, медианными значениями

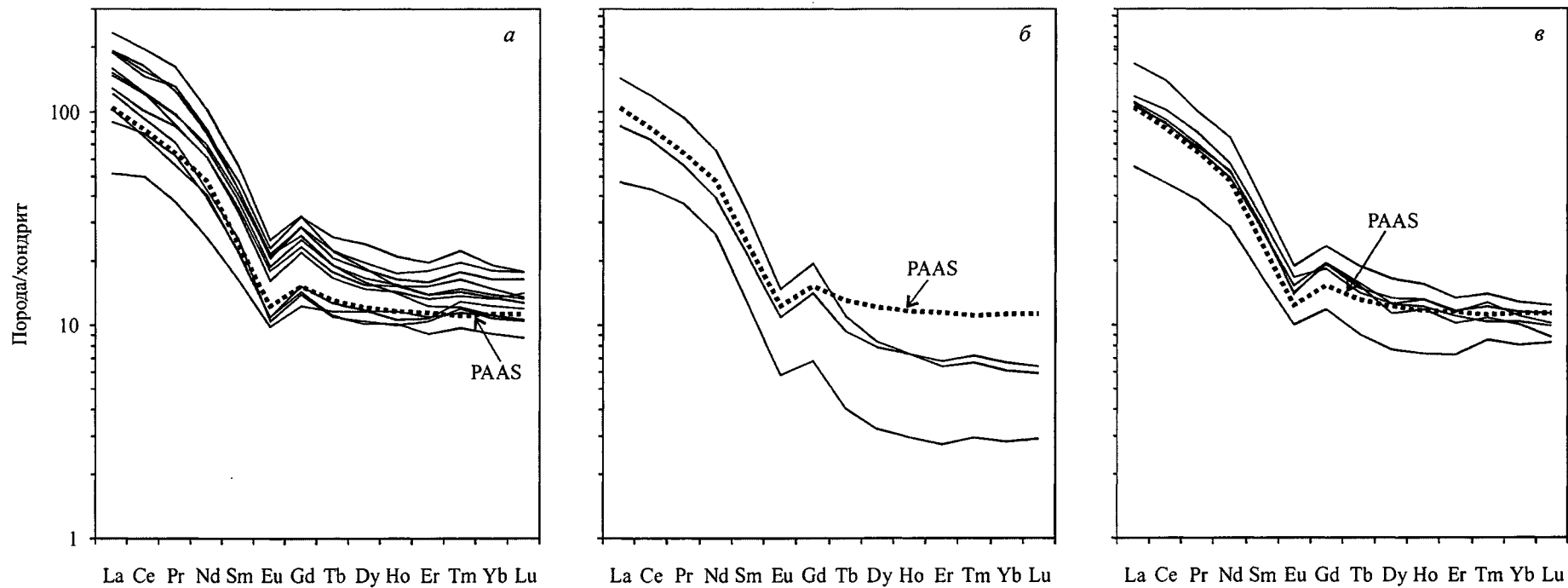


Рис. 78. Нормированные на хондрит спектры распределения РЗЭ в глинистых сланцах кординской свиты Енисейского края (*а*) (здесь, кроме авторских, использованы также данные из работы (Лиханов и др., 2006)), трехгорной свиты Учуро-Майского региона (*б*) и айской свиты Южного Урала (*в*)

La_N/Yb_N характеризуются глинистые сланцы трехгорной свиты. Для них также типично: 1) значительное деплетирование ТРЗЭ ($\text{Gd}_N/\text{Yb}_N = 2.42$), что, как известно (Тейлор, МакЛеннан, 1988; Маслов, 2007), является достаточно весомым аргументом в пользу предположения о существовании на палеоводосборах тоналит-трондьемитовых субстратов; 2) пониженные содержания Zr и Y. Для тонкозернистых терригенных пород кординского и айского уровней значения La_N/Yb_N заметно ниже (~ 10.50), что примерно соответствует PAAS. Отсутствие деплетирования ТРЗЭ означает преобладание на палеоводосборах К гранитоидов, для которых, как правило, не свойственно обеднение иттриевыми землями.

Тенденции изменения степени зрелости континентальной коры восточного сегмента Восточно-Европейской, а также юго-восточного и юго-западного сегментов Сибирской платформы на протяжении рифея реконструированы нами на основе сопоставления содержаний Sc, Rb, Sr, Y, Zr, Ba, Hf, Th, U, Cr и Ni, и значений отношений Zr/Y , La_N/Yb_N , Ni/Co , Th/Sc , Cr/Th , Cr/Sc , La/Th^{22} и Cr/V в тонкозернистых терригенных породах всех литостратиграфических единиц рифейских мегапоследовательностей Южного Урала, Учуро-Майского региона и Енисейского края со значениями их в ряде модельных геохимических объектов (UC_{PR1} – верхняя континентальная кора конца раннего протерозоя, UC_{AR2} – верхняя континентальная кора позднего архея, по (Condie, 1993). Кроме того, выполнено сопоставление медианных содержаний переходных металлов, крупноионных литофильных и высоkozарядных элементов, а также ТРЗЭ во всех литостратиграфических подразделениях с их содержаниями в архейских (CS_{AR}) и протерозойских (CS_{PR}) кратонных сланцах (по (Condie, 1993). Мы также проанализировали тенденции изменения указанных выше параметров с течением времени. Рассмотрению этих данных предпослано сравнение геохимических особенностей тонкозернистых терригенных образований ри-

фея с таким эталоном глинистых пород, как PAAS (по (Тейлор, МакЛеннан, 1988).

По сравнению с PAAS все литостратиграфические единицы типового разреза рифея Южного Урала в той или иной мере обеднены Sr, Ba (только в глинистых сланцах катавской свиты содержание Ba составляет $1.26 \times \text{PAAS}$) и Co (рис. 79, а). Содержания большинства других из рассматриваемых нами элементов варьируют в пределах $0.5 - 1.3-1.4 \times \text{PAAS}$. То же характерно для отношений Th/Sc , Zr/Y , La_N/Yb_N и La/Th . В свою очередь значения отношений Ni/Co , Cr/Th , Cr/Sc и, особенно Cr/V , в тонкозернистых обломочных образованиях всех уровней типа рифея превышают те, что характерны для PAAS. Достаточно близкая к описанной картина вырисовывается при нормировании на PAAS и для тонкозернистых терригенных пород гипостратотипа рифея (рис. 79, б). Отличия здесь в целом незначительные: в глинистых сланцах большинства литостратиграфических единиц содержания Th и U несколько ниже, чем в PAAS, пределы вариаций содержаний элементов-примесей и значений большинства указанных выше отношений также несколько меньше, чем в глинистых сланцах эталона рифея. Примерно это же можно видеть, обратившись к рассмотрению данных по метапелитам и глинистым сланцам рифея Енисейского края (рис. 79, в). К отличиям этого разреза от двух других относятся более высокие содержания Th, а также то, что значения отношения Th/Sc (пониженные относительно PAAS в большинстве подразделений двух других мегапоследовательностей рифея) здесь примерно в половине подразделений поднимаются до $1.33-1.46 \times \text{PAAS}$. Содержания U и Co сопоставимы с содержаниями указанных элементов в глинистых сланцах двух других объектов. Значения отношения Cr/V варьируют от 0.70 до $1.42 \times \text{PAAS}$. Таким образом, по большинству рассмотренных нами показателей тонкозернистые терригенные образования рифея Южного Урала, Учуро-Майского региона и Енисейского края достаточно близки друг другу и PAAS.

²² Все перечисленные элементы и отношения обнаруживают, по данным (Condie, 1993), достаточно четкие временные тренды при сопоставлении составов ранне- и позднеархейской, а также раннепротерозойской коры.

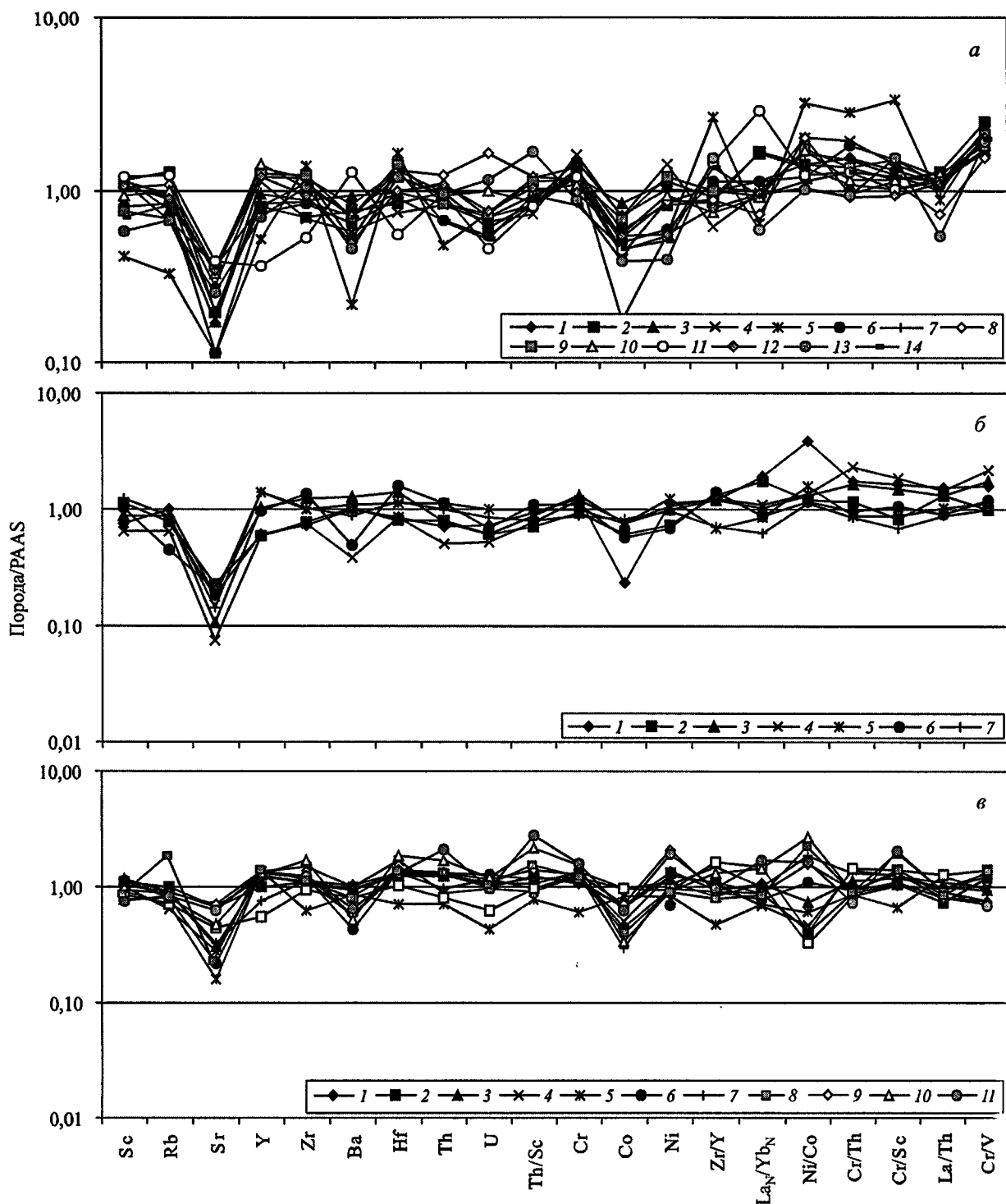


Рис. 79. Нормированные на РААС медианные содержания различных элементов-примесей и значения их отношений в тонкозернистых обломочных породах основных литостратиграфических подразделений рифея Южного Урала (а), Учуро-Майского региона (б) и Енисейского края (в).

Свиты и подсвиты: Южный Урал: 1 – айская; 2 – саткинская; 3 – бакальская; 4 – машакская; 5 – зигальгинская; 6 – зигазино-комаринская; 7 – авзянская; 8 – бирьянская; 9 – нугушская; 10 – бедерышинская; 11 – катавская; 12 – инзерская; 13 – миньярская; 14 – уксин. Учуро-Майский регион: 1 – трехгорная; 2 – димская; 3 – талынская; 4 – светлинская; 5 – тоттинская; 6 – неруенская; 7 – усти-кирбинская; Енисейский край: 1 – кординская; 2 – горбилоская; 3 – удерейская; 4 – погорюйская; 5 – сосновская; 6 – потоскуйский; 7 – шунтарская; 8 – оленьинская; 9 – лопатинская; 10 – карьерная; 11 – чивидинская

По сравнению с UC_{PRI} тонкозернистые терригенные образования типового разреза рифея характеризуются стабильно более высокими содержаниями Rb и Cr (соответственно 1.07–2.04²³ и 1.66–3.16), а также более высокими значениями отношений Th/Sc, Ni/Co, Cr/Th, Cr/Sc и Cr/V. Содержания Sc, Zr, Hf, U, Co и Ni, а также величина отношения La_N/Yb_N варьируют относительно UC_{PRI} в пределах 0.7–2.6. Содержания Y, Ba и величина отношения La/Th в подавляющей части литостратиграфических единиц типа рифея несколько меньше, чем в UC_{PRI} (0.20–1.15). Наконец, содержание Sr в глинистых сланцах рифея Южного Урала составляет только 0.08–0.27 $\times UC_{PRI}$; это же типично и для тонкозернистых обломочных пород рифея Учуро-Майского региона и Енисейского кряжа. Более высокие, нежели в дорифейской континентальной коре, содержания Rb и Cr характерны для глинистых сланцев рифея Енисейского кряжа. Тонкозернистые терригенные образования рифея Учуро-Майского региона содержат в целом также больше Cr, чем это типично, по данным (Condie, 1993), для верхней коры конца палеопротерозоя; стабильно выше здесь и величины отношений Ni/Co, Cr/Th, Cr/Sc и Cr/V, а также содержания Ni. Вариации содержаний U в глинистых сланцах рифея Учуро-Майского региона и Енисейского кряжа сопоставимы – 0.6–1.17 и 0.43–1.29 $\times UC_{PRI}$. В то же время большинство тонкозернистых терригенных пород рифея Енисейского кряжа характеризуется стабильно более высокими относительно UC_{PRI} содержаниями Th (1.23–2.13). В тонкозернистых терригенных породах рифея Учуро-Майского региона содержания Th варьируют от 0.72 (светлинский уровень) до 1.61 $\times UC_{PRI}$. В типовом разрезе рифея породы только трех свит (зигальгинской, зигазино-комаровской и укской) характеризуются самыми высокими, чем в UC_{PRI} , содержаниями Th (соответственно, 0.68, 0.93 и 0.92); в глинистых сланцах остальных литостратиграфических единиц содержания Th составляют 1.15–1.72 $\times UC_{PRI}$. Все сказанное свиде-

тельствует, что тонкозернистые терригенные породы всех трех осадочных мегапоследовательностей рифея характеризуются повышенной ториееносностью по отношению к верхней континентальной коре конца палеопротерозоя. Учитывая относительное накопление Th в глинистых сланцах по сравнению с породами источника, можно заключить, что зрелость размывавшихся на протяжении рифея субстратов по этим данным может быть оценена как весьма высокая.

По сравнению с UC_{AR2} содержания всех рассматриваемых нами элементов и значения ряда отношений в глинистых сланцах рифея можно подразделить на три группы. Группу элементов со стабильно более высокими, чем в позднеархейской верхней коре, содержаниями во всех трех осадочных мегапоследовательностях представляют Rb, Zr, Hf и Th; к этой же группе принадлежит и отношение Th/Sc, величина которого варьирует в пределах 1.05–2.40, 1.03–1.59 и 1.13–4.03, соответственно, для глинистых сланцев рифея Южного Урала, Учуро-Майского региона и Енисейского кряжа (рис. 80). Ко второй группе относятся элементы, содержания которых и значения отношений во всех проанализированных нами свитах безусловно ниже, чем в позднеархейской континентальной коре (Sr, Cr, Co, Ni, Cr/Th, Cr/Sc, La/Th и Cr/V). Как нетрудно заметить, в данную группу попали Cr, Co и Ni, т.е. те элементы, высокие содержания которых как раз и характерны для относительно примитивных архейских субстратов (Тейлор, МакЛеннан, 1988; Wildeman, Condie, 1973; Gee et al., 1981; McLennan et al., 1983). Величины отношения Ni/Co, как и содержания Ni относительно UC_{AR2} в тонкозернистых терригенных породах сухопитской серии Енисейского кряжа, варьируют, соответственно, от 0.15 (сосновская свита) до 0.56 (погорюйская свита) и от 0.24 (сосновская свита) до 0.31 (удерейская свита). Наконец, содержания Sc, Y, Ba и U, а также значения отношений Zr/Y, La_N/Yb_N и Ni/Co составляют в проанализированных нами

²³ Только мелкозернистые глинистые алевролиты зигальгинской свиты среднего рифея имеют медленное содержание Rb $\sim 0.53 \times UC_{PRI}$.

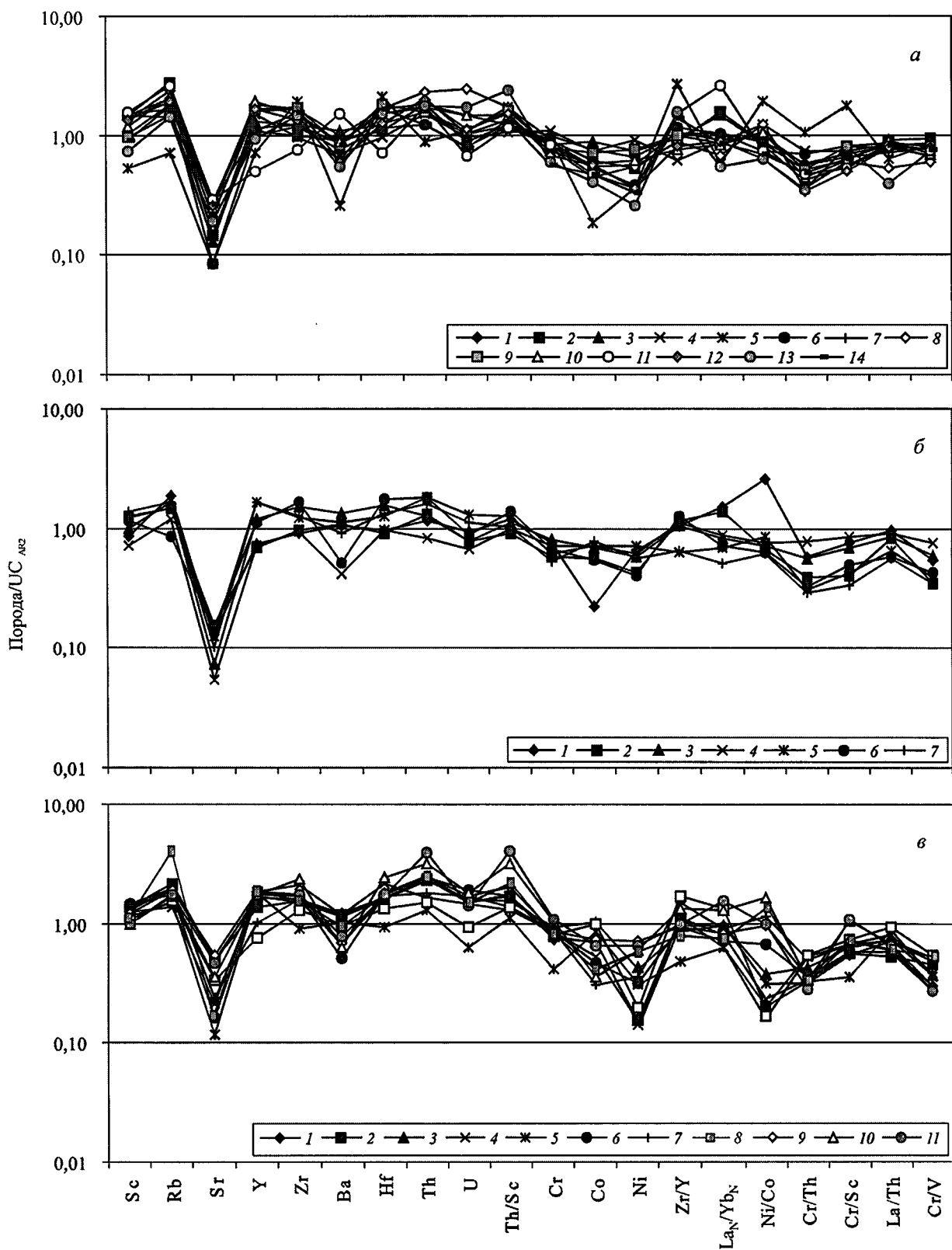


Рис. 80. Нормированные на UC_{AR2} медианные содержания элементов-примесей и значения их отношений в тонкозернистых обломочных породах основных литостратиграфических подразделений рифея Южного Урала (а), Учуро-Майского региона (б) и Енисейского кряжа (в).

Условные обозначения см. рис. 79

тонкозернистых обломочных образованиях от 0.50 до 3.00 $\times$ CS_{AR2} . Суммируя все сказанное выше, нетрудно видеть, что тонкозернистые терригенные породы рассматриваемых нами осадочных мегапоследовательностей рифея имеют существенно более высокую зрелость, нежели состав континентальной коры позднего архея.

Тонкозернистые терригенные породы рифея Южного Урала, нормированные на состав CS_{AR} , обнаруживают в ряде случаев более высокие содержания РЗЭ, Rb и Ba (исключение здесь составляют глинистые породы и мелкозернистые алевролиты зигальгинской и миньярской свит) (рис. 81, а). Среди высоkozарядных элементов в глинистых сланцах почти всех литостратиграфических подразделений стратотипа рифея наблюдаются в более высоких по сравнению с CS_{AR} количествах Zr, Nb, Ta и Th, и только содержания Y, Hf и U как выше, так и ниже тех, что типичны для CS_{AR} . Наконец, концентрации практически всех переходных металлов (наиболее ярко выражено это для Cr, Co и Ni) существенно ниже, чем в CS_{AR} .

По сравнению с протерозойскими кратонными сланцами (CS_{PR}), глинистым породам рифея Южного Урала присущи преимущественно более низкие содержания элементов из указанных выше групп (рис. 82, а), что обусловлено, как нам представляется, в основном вариациями состава пород питающих провинций. Примерно такие же закономерности характерны и для глинистых пород рифея Учуро-Майского региона (рис. 81, б, 82, б). Глинистые сланцы рифея Енисейского края имеют по сравнению с CS_{AR} существенно более высокие содержания РЗЭ, а также высоkozарядных элементов (исключение здесь — тонкозернистые обломочные породы сосновской свиты). За некоторым исключением то же можно видеть для Rb и Ba. Содержания Sc, Cr, Co и Ni в породах всех без исключения литостратиграфических подразделений Енисейского края меньше, чем в CS_{AR} , в

то же время для V наблюдаются как более высокие, так и более низкие, нежели в CS_{AR} , концентрации (рис. 81, в). По сравнению с CS_{PR} и глинистыми породами Южного Урала и Учуро-Майского региона тонкозернистая алюмосиликокластика рифея Енисейского края содержит более высокие концентрации ЛРЗЭ, а также большинства элементов из группы высоkozарядных, за исключением Y. Существенно повышены здесь и содержания V (рис. 82, в).

Общие тренды изменения степени зрелости крупных сегментов континентальной коры, выступавших источниками тонкой алюмосиликокластики для осадочных мегапоследовательностей рифея Южного Урала, Учуро-Майского региона и Енисейского края можно, как нам представляется, реконструировать также на основе анализа долговременных (на протяжении 700–1000 млн лет) вариаций содержаний в глинистых сланцах таких элементов, как Cr, Ni, Th, U и отношений La_N/Yb_N , Cr/Th и La/Sc. В приведенном списке высокие содержания Cr и Ni являются индикаторами присутствия в областях размыва примитивных архейских субстратов и(или) значительных объемов основных и ультраосновных пород (Condie, 1993), тогда как существенную роль в уменьшении La_N/Yb_N играет, по данным приведенным в работе (Jahn, Condie, 1995), смена гранитоидов натрового ряда на калиевые²⁴. Высокие содержания Th, U, а также K указывают, как было отмечено выше, на зрелость континентальной коры. Низкие значения Cr/Th предполагают доминирование в областях размыва гранитоидов; отсутствие существенных колебаний Cr/Th на протяжении длительных отрезков времени рассматривается как показатель стабильности тектонического режима, способствующего эффективному перемешиванию тонкой алюмосиликокластики на путях переноса (Condie, Wronkiewicz, 1990; Condie, 1997).

На протяжении всего рифея в глинистых сланцах Южного Урала наблюдается

²⁴ Ранне- и позднеархейские, ранне- и среднепротерозойские базальты содержат, соответственно, 456, 406, 182 и 158 г/т Cr и 190, 182, 96 и 78 г/т Ni. Архейские граниты (все в целом, без разграничения на калиевые и натриевые) имеют величину $La_N/Yb_N \sim 15.2$, тогда как для протерозойских гранитов это отношение снижается до 8.3 (Condie, 1993).

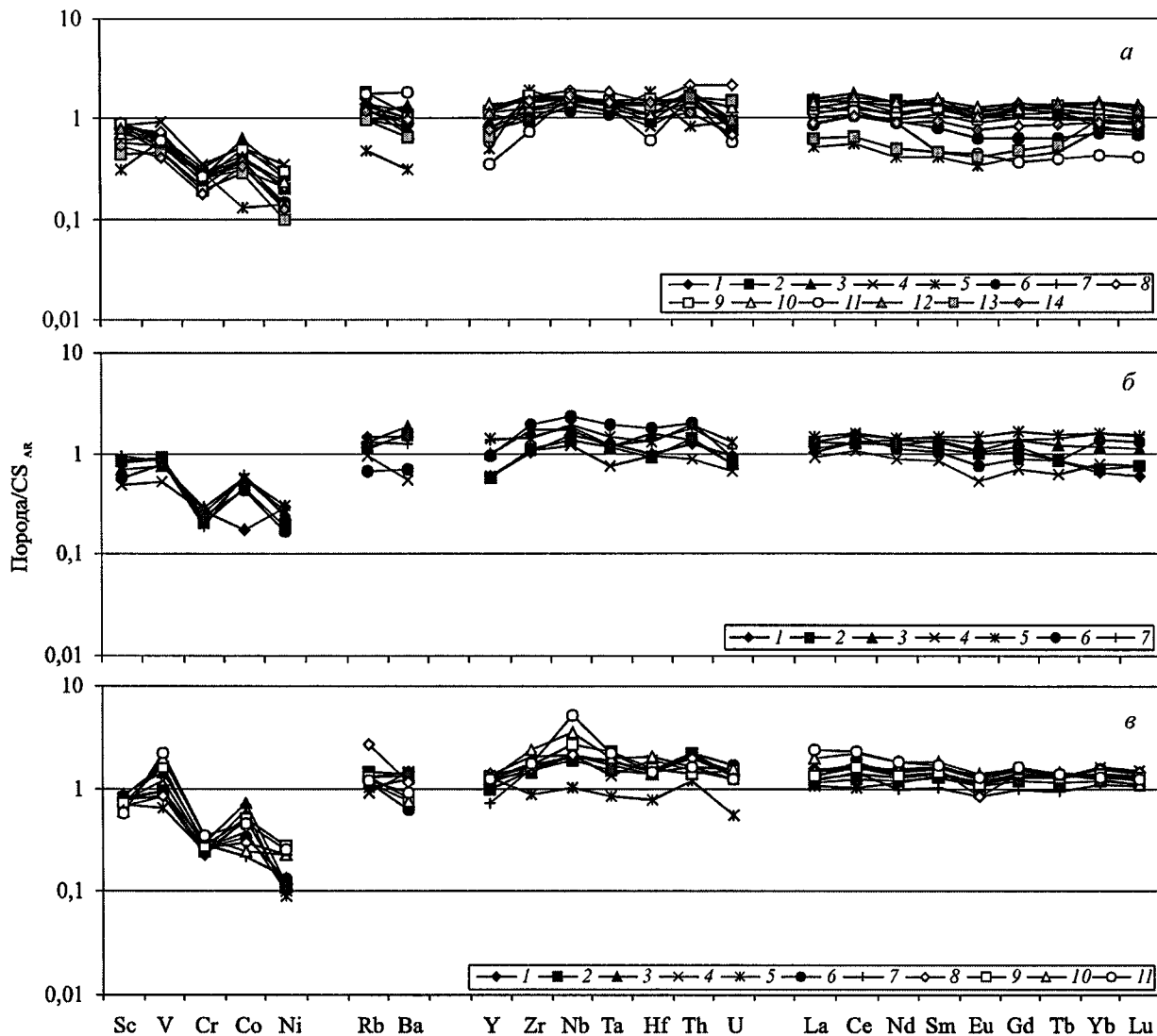


Рис. 81. Нормированные на CS_{AR} медианные содержания элементов из групп переходных металлов, крупноионных литофилов, высокозарядных и редкоземельных элементов в тонкозернистых обломочных породах основных литостратиграфических подразделений рифея Южного Урала (а), Учуро-Майского региона (б) и Енисейского края (в).

Свиты и подсвиты: Южный Урал: 1 – айская; 2 – саткинская; 3 – бакальская; 4 – машакская; 5 – зигальгинская; 6 – зигазино-комаровская; 7 – авзянская; 8 – бирьянская; 9 – нугушская; 10 – бедерышинская; 11 – катавская; 12 – инзерская; 13 – миньярская; 14 – укская; Учуро-Майский регион: 1 – трехгорная; 2 – димская; 3 – талынская; 4 – светлинская; 5 – тоттинская; 6 – неруенская; 7 – усть-кирбинская; Енисейский край: 1 – кординская; 2 – горбиловская; 3 – удерейская; 4 – погорюйская; 5 – сосновская; 6 – потоскуйская; 7 – шунтарская; 8 – оленьинская; 9 – лопатинская; 10 – карьерная; 11 – чивидинская

снижение содержаний Cr, тенденция же к снижению содержаний Ni выражена не столь отчетливо (рис. 83, а). Для тонкозернистых терригенных пород рифея Учуро-Майского региона тенденция к снижению содержаний Cr и Ni с течением времени почти не просматривается (рис. 83, б); содержания названных элементов в глинистых сланцах различных литостратиграфических единиц разреза здесь в целом сопоставимы с теми значениями, что характерны и для стратотипа рифея. В глинистых сланцах рифея Енисейского края содержания и Cr, и

Ni, напротив, несколько растут к концу рифея (рис. 83, в). Медианные концентрации этих элементов достигают в породах карьерной и чивидинской свит значений 170 и 50, 173 и 56 г/т, соответственно, что почти в точности соответствует оценкам содержаний названных элементов в ранне- и среднепротерозойских базальтах (Condie, 1993). Рост содержаний Cr в тонкозернистой алюмосиликокластике верхней части рифейской мегапоследовательности Енисейского края маркирует появление и предчингасанское время в областях пита-

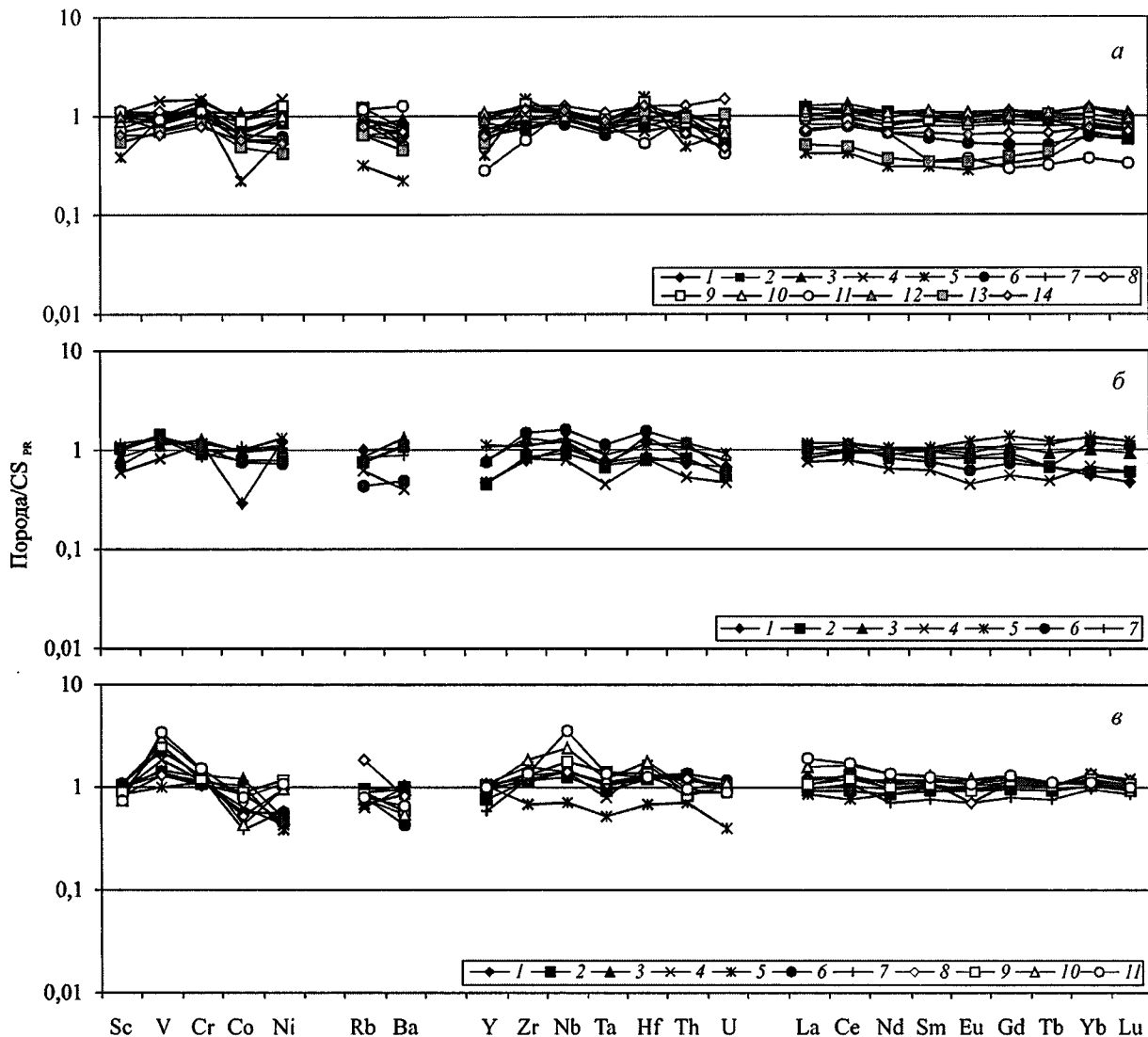


Рис. 82. Нормированные на CS_{PR} медианные содержания элементов из групп переходных металлов, крупноионных литофилов, высокозарядных и редкоземельных элементов в тонкозернистых обломочных породах основных литостратиграфических подразделений рифея Южного Урала (а), Учуро-Майского региона (б) и Енисейского края (в).
Условные обозначения см. рис. 81

ния продуктов базальт-пикритоидного вулканизма. Наличие же на палеоводосборах чингасанского времени, кроме пикритоидных, также кислых вулканитов и особенно гранитоидов обусловило повышенные содержания в глинистых сланцах Th (медианные содержания Th в тонкозернистых обломочных породах лопатинской, карьерной и чивидинской свит составляют, соответственно, 13,2, 14,3 и 13,3 г/т).

Содержания Th в глинистых сланцах эталона рифея варьируют от 7 до почти 19 г/т, обнаруживая два отчетливо выраженных минимума – в зигальгинское (~ 1310–1320 млн лет назад) и уксское (~ 670 млн лет назад)

время (рис. 84, а). В тонкозернистых терригенных породах рифея Учуро-Майского региона амплитуда вариаций содержаний Th сопоставима с той, что типична для эталонного разреза рифея (7,5–16,7 г/т), однако тренд их изменения во времени иной – интервал относительно пониженных концентраций (7,5–11,8 г/т, 1550–1150 млн лет назад) с минимумом на тоттинском уровне сменяется интервалом с относительно высокими содержаниями (14,8–16,6 г/т, 1150–940 млн лет назад) (рис. 84, б). Почти зеркально меняется в разрезах эталона рифея и его гипостратотипа величина отношения Cr/Th. Минимальное медианное содержание

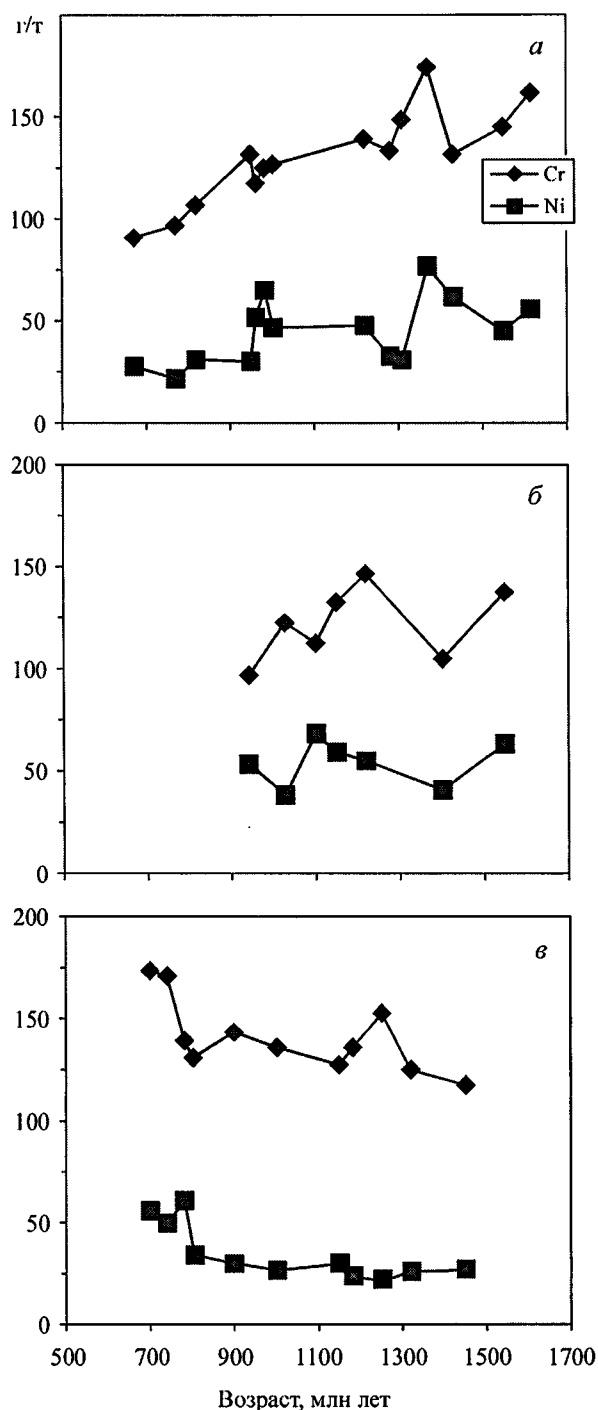


Рис. 83. Долговременные вариации медианных содержаний Cr и Ni в тонкозернистых терригенных породах основных литостратиграфических подразделений рифея Южного Урала (*a*), Учуро-Майского региона (*b*) и Енисейского края (*v*)

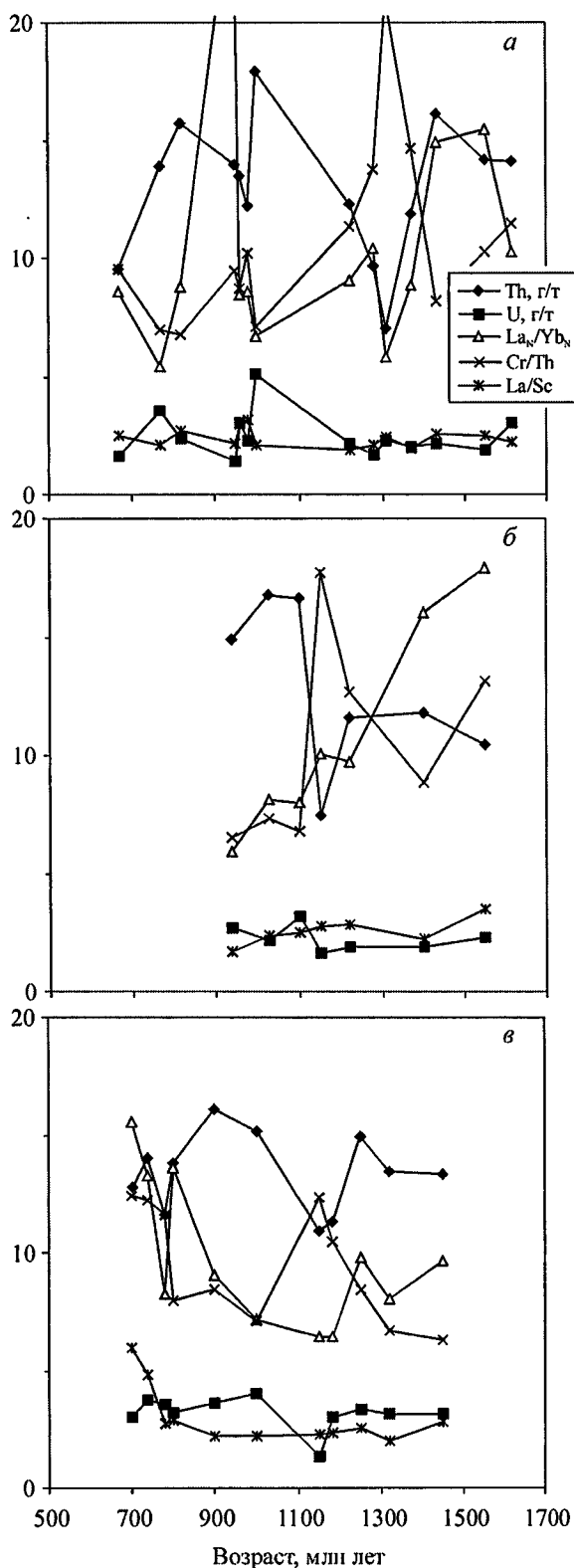


Рис. 84. Вариации медианных содержаний Th и U, а также значений отношений La_N/Yb_N , Cr/Th и La/Sc в глинистых сланцах осадочных мегапоследовательностей рифея Южного Урала (*a*), Учуро-Майского региона (*б*) и Енисейского края (*в*)

Th в глинистых сланцах и метапелитах рифея Енисейского края составляет ~ 6.2 г/т (горевский уровень), максимальное – 19.7 г/т (оленьинский уровень). В целом для тонкозернистых терригенных образований рифея края медианное содержание Th равно 15.1 г/т. На протяжении первой половины сухопитского времени этот параметр составляет ~ 18.0–18.7 г/т, снижаясь в тонкозернистых терригенных образованиях погорюйской и сосновской свит, соответственно, до 13.0 и 10.3 г/т. Потоскуйско-оленьинский интервал характеризуется наибольшими медианными содержаниями Th в глинистых сланцах (16.9–19.7 г/т). Тонкозернистые терригенные образования лопатинской свиты имеют медианное содержание Th 11.5 г/т, тогда как выше по разрезу в аналогичных по гранулометрии породах карьерной и чивидинской свит содержания Th составляют 14.3 и 13.2 г/т (см. табл. 8, рис. 84, в).

Изменения содержаний U в глинистых сланцах всех трех рассматриваемых нами объектов почти симбатны трендам изменения содержаний Th. Минимальные медианные концентрации данного элемента составляют 1.34–1.63, а максимальные – 3.5–5.0 г/т.

Вариации величины отношения La_N/Yb_N в тонкозернистых обломочных породах стратотипа рифея описываются достаточно сложной кривой (см. рис. 84, а). Относительно высокие его значения (10.30–15.45) типичны для раннерифейского интервала, на протяжении всего среднего рифея значения рассматриваемого параметра минимальны (5.8–10.4). Примерно на таком же уровне остается значение данного отношения и в глинистых сланцах и аргиллитах большинства литостратиграфических единиц верхнерифейской каратауской серии (5.4–8.8); только в аргиллитах катавской свиты величина La_N/Yb_N достигает 26.2. Принципиально иная картина свойственна гипостратотипическому разрезу рифея (см. рис. 84, б). Здесь от начала раннего рифея к началу позднего наблюдается последовательное снижение значений La_N/Yb_N от 17.9 до 5.9. Параллельно почти в 2 раза снижается значение отношения La/Sc . Учитывая, что содержания Sr в глинистых слан-

цах нижнего и среднего рифея Учуро-Майского региона варьируют от 100 до 150 г/т, можно предположить, что снижение величины La_N/Yb_N обусловлено сокращением в областях размыва доли тоналитов и плагиогранитов при одновременном появлении больших объемов основных и ультраосновных магматических пород, маркировавших крупное рифтогенное событие, поскольку среднерифейские сланцы отличаются в целом более высокими концентрациями Sr. То, что отражение процессов рифтогенеза в осадочных образованиях может несколько запаздывать, хорошо видно и на примере типового разреза рифея, где минимальные величины отношения La_N/Yb_N наблюдаются не в глинистых сланцах машакского уровня, формировавшихся в эпоху так называемого машакского рифтогенного события (Ронкин и др., 2005), а только в следующих за ними тонкозернистых терригенных породах зигальгинского уровня (Маслов и др., 2004 б). Минимальные значения величины La_N/Yb_N в разрезе рифея Енисейского края (6.4–7.1) свойственны погорюйскому и сосновскому уровням сухопитской серии, а также потоскуйскому уровню тунгусикской серии (см. рис. 84, в). Несколько более высокие значения (8.0–9.8) характерны для нижних и средних уровней сухопитской серии, тогда как в породах шунтарско-чивидинской последовательности величина La_N/Yb_N составляет 8.25–15.5, причем максимальные ее значения типичны для самых верхних уровней чингасанской серии, сформированных после интенсивно проявленного Na-K гранитообразования и на фоне рифтогенного основного и кислого вулканизма. Параллельно с ростом величины La_N/Yb_N наблюдается рост значений отношения La/Sc .

Сопоставление геохимических особенностей тонкозернистых терригенных пород базальных уровней рифейских осадочных мегапоследовательностей Южного Урала, Учуро-Майского региона и Енисейского края позволило выполнить оценку зрелости сформированной к началу рифея континентальной коры и показать, что исходно глинистые породы кординской свиты, залегающей в основании разреза рифея Енисейского края, формировались за счет

размыва весьма зрелой дорифейской континентальной коры. Примерно такая же ситуация характерна и для тонкозернистых алюмосиликокластических пород айской свиты Южного Урала; по большинству параметров состав их обнаруживает значительное сходство с составом континентальной коры конца палеопротерозоя и только медиана отношения Cr/Th имеет значение, промежуточное между теми, что характерны для коры с возрастами 3.5-2.5 и 2.5–1.8 млрд лет. Тонкозернистые терригенные породы трехгорной свиты – базального подразделения рифея Учуро-Майского региона, напротив, ближе по составу к незрелым субстратам позднего архея или их раннепротерозойским аналогам (весьма высокие значения La_N/Yb_N , заметное деплетирование TP3Э , пониженные содержания Zr и Y). Более низкие величины La_N/Yb_N в исходно глинистых породах кординской и айской свит (~10.50), скорее всего, связаны с преобладанием на палеоводосборах кислых пород калиевого ряда с минимальным участием базитов. Таким образом, общее снижение величин La_N/Yb_N и увеличение концентраций Th маркируют увеличение зрелости дорифейской коры, подвергавшейся эрозии, от Учуро-Майского региона к Южному Уралу и Енисейскому кряжу.

Сопоставление содержаний Rb , Sr , Y , Zr , Ba , Hf , Th , U , Cr и Ni и значений отношений Zr/Y , La_N/Yb_N , Ni/Co , Cr/Th , Cr/Sc и La/Th в тонкозернистых терригенных породах рифейских мегапоследовательностей Южного Урала, Учуро-Майского региона и Енисейского кряжа со значениями их в ряде модельных геохимических объектов (PAAS , UC , UC_{PR1} , UC_{AR2} и др.) позволило установить, что по большинству указанных показателей тонкозернистые терригенные образования рифея всех трех регионов достаточно близки друг другу, PAAS и кратоническим сланцам протерозоя. Это указывает на достаточно высокую, в целом общую, зрелость субстратов, размывавшихся на протяжении рифея на востоке Восточно-Европейской, а также юго-востоке и юго-западе Сибирской платформы.

Анализ долговременных (на протяжении 700–1000 млн лет) вариаций содержаний в глинистых сланцах таких элементов,

как Th , Cr , Ni , Y и ряда индикаторных отношений элементов-примесей (Cr/Th , La/Sc , Cr/Sc и др.), позволяет наметить некоторые закономерности изменения степени зрелости крупных сегментов континентальной коры, выступавших источниками тонкой алюмосиликокластики для осадочных мегапоследовательностей рифея Южного Урала, Учуро-Майского региона и Енисейского кряжа, связанные с добавкой в верхнюю кору ювенильного мантийно-связанного материала или выведением на уровень эрозии гранитоидов, сформированных в предшествующие эпохи. Например, значения отношения Cr/Th в глинистых сланцах бурзянской и каратауской серий Южного Урала достаточно близки и соответствуют тем, что характерны для весьма зрелой континентальной коры конца палеопротерозоя. В среднем же рифее на палеоводосборах преобладали несколько менее зрелые субстраты. Тонкозернистые терригенные породы рифея Учуро-Майского региона по величине Cr/Th занимают промежуточное положение между континентальной корой позднего архея и позднего палеопротерозоя. Намечающаяся здесь к началу позднего рифея тенденция к росту содержаний Cr и величины Cr/Th в глинистых сланцах при параллельном падении содержания Th и отношения La/Sc указывает на заметное увеличение доли основных магматических пород на палеоводосборах (в том числе, видимо, и внутри палеобассейна) в связи с процессами рифтогенеза. Подавляющее большинство исходно глинистых пород рифея Енисейского кряжа по величине Cr/Th близко к продуктам размыва весьма зрелых позднепалеопротерозойских субстратов.

Имеющиеся в нашем распоряжении данные по Sm-Nd систематике метапелитов и глинистых сланцев Енисейского кряжа (Ножкин и др., 2006, 2008 в печати) показывают, что сухопитская серия нижнего среднего рифея неоднородна по редкоземельным характеристикам и изотопному составу Nd . Метапелиты ее нижней части имеют Nd -модельный возраст 2.4 млрд лет и $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T}) = -6.1$, а средней – соответственно 2.2–2.0 млрд лет и $-4.4 \dots -2.9$. Это согласуется с тем, что базальные горизонты су

хопитской серии, обогащенные продуктами разрушения раннедокембрийских гранитоидов, местами с глубоким размывом залегают на подстилающих комплексах пород.

Таким образом, питающей провинцией в начале сухопитского времени были гранитогнейсовые блоки Сибирского кратона, характеризующиеся раннедокембрийскими Nd-модельными возрастами. В среднесухопитское время, когда формировались глубоководные турбидиты, наряду с продуктами разрушения раннедокембрийских кратонных источников в область седиментации поступал и ювенильный материал, представленный, вероятно, рифтогенными базальт-пикритоидными комплексами Рыбинско-Панинбинского вулканического пояса Енисейского кряжа с возрастом более 1 млрд лет. Подтверждением сказанному служит и снижение в метапелитах величины отрицательной Eu аномалии с 0.60 до 0.75 и отношения La_N/Yb_N с 13 до 8. В метапелитах верхней части разреза сухопитской серии Nd-модельный возраст увеличивается до 2.4–2.3 млрд лет, а $\epsilon_{Nd}(T)$ снижается до $-6.6 \dots -7.2$, сильнее проявлен здесь и Eu минимум ($Eu/Eu^* \sim 0.6$). В эту же эпоху на западе Енисейского кряжа сформировалось Центральное поднятие и в область эрозии вновь были вовлечены раннедокембрийские гранитогнейсовые комплексы, отличающиеся повышенной геохимической дифференцированностью и, в частности, торисностью (до 27 г/т).

Формирование мелководных пестроцветных терригенных и терригенно-карбонатных отложений тунгусикской серии предшествовало основной эпохе гранитообразования (~ 0.86 млрд лет) и происходило к востоку и в меньшей мере к западу от Центрального поднятия. Алеврито-глинистые отложения этого уровня с примесью вулканогенного материала отличаются более низкими модельными возрастами $T_{Nd}(DM)$ около 1.8 млрд лет и повышенными, в сравнении с погорюйскими метапелитами, величинами $\epsilon_{Nd}(T) = -2.8 \dots -4.4$, что, вероятно, обусловлено размывом короткоживущего ювенильного источника.

В постколлизийную эпоху (после 0.85 млрд лет) на территории кряжа формируется ряд рифтогенных прогибов и про-

является внутриплитный магматизм. Более ранние прогибы сложены осадочными образованиями верхневороговской и глушихинской (каитьбинской) серий. Для метапелитов названных серий отмечается слабый рост $T_{Nd}(DM)$ (1.9–2.1 млрд лет) и уменьшение $\epsilon_{Nd}(T)$ (от -3.5 до -6.6). Более низкое значение $T_{Nd}(DM) = 1.8$ млрд лет и более высокая величина $\epsilon_{Nd}(T) = -0.9$ в метапелитах оленьинской свиты можно связать, вероятно, с существенной примесью ювенильного туфогенного материала. Предшествующая формированию отложений чингасанской серии эпоха (0.86–0.75 млрд лет) отличалась неоднократным интенсивным гранитообразованием, что нашло отражение в характере распределения РЗЭ в чингасанских метапелитах ($Eu/Eu^* = 0.6$, $La_N/Yb_N = 13$). Тонкозернистые терригенные образования чингасанской серии характеризуются также более древним Nd-модельным возрастом в сравнении с отложениями тунгусикской и верхневороговской серий – $T_{Nd}(DM) = 2.4$ млрд лет и низкими значениями ϵ_{Nd} ($-13.9 \dots -14.1$). Эти данные указывают на эрозию в конце позднего рифея более глубоких уровней коры и вовлечение в осадконакопление материала позднеархейско-раннепротерозойских комплексов, а также продуктов их переработки, представленных гранитоидами как позднего, так и раннего докембрия.

Достаточно хорошо выраженные в разрезах всех мегапоследовательностей рифея вариации величины Cr/Th позволяют предполагать отсутствие длительных интервалов стабильного тектонического режима и относительно слабое перемешивание тонкой алюмосиликокластики на путях миграции (иными словами – палеоводосборы были расположены, по всей видимости, в значительной близости к конечным водоемам стока).

Еще одним инструментом исследований является сопоставление ряда геохимических параметров тонкозернистых терригенных пород (таких, как содержания Cr , Th , Y и Sc , а также значения отношений Cr/Th и Cr/Sc) с рассчитанными К. Конди (Condie, 1993) значениями этих же параметров в ранне- (> 3.5 млрд лет) и позднеархейской (3.5–2.5 млрд лет), а также палеопротерозойской

(2.5–1.6 млрд лет) континентальной верхней коре.

Выбор указанных выше элементов и отношений продиктован двумя обстоятельствами: 1) все они являются слабо растворимыми в воде, и, следовательно, их содержания и соотношения в размывающихся на палеоводосборах породах должны почти без изменений транслироваться в состав осадков; 2) содержания этих элементов и значения их отношений в верхней континентальной коре архея и палеопротерозоя достаточно сильно различаются, что позволяет наглядно представить на приводимых далее диаграммах основной тренд изменения состава и зрелости коры и сопоставить с ним особенности изменения состава тонкой алюмосиликокластики.

Шаг сопоставления выбран равным зратеме (нижний, средний, верхний рифей), таким образом мы попытались избежать неопределенностей, связанных с различным масштабом осадочных серий. Поясним это следующими примерами.

Длительность формирования крупных седиментационных серий и контролировавшие процессы накопления слагающих их осадочных ассоциаций крупные геологические события в рассматриваемых нами регионах были различны не только в рифее в целом, но и на разных его этапах. Так, рифтогенно-депрессийная вулканогенно-осадочная последовательность бурзянской серии Башкирского мегантиклинория практически полностью исчерпывает по времени объем раннего рифея, т.е. накапливалась примерно на протяжении 250 млн лет (1635–1380 млн лет). Длительность перерыва между формированием осадочных образований раннего и среднего рифея в стратотипической местности составляет порядка 15 млн лет (Ронкин и др., 2007а). Примерно такая же по последовательности событий, но существенно иная по составу и генезису слагающих ее отложений, средне-рифейская вулканогенно-осадочная юрматинская серия сформировалась в течение ~ 150 млн лет (1370–1220 млн лет). Между ней и залегающей выше каратауской серией верхнего рифея предполагается существование перерыва длительностью около 80–100 млн лет (Маслов и др., 2001); это

свидетельствует, что осадочные образования юрматинской серии не исчерпывают всего объема среднего рифея. Формирование осадочных последовательностей каратауской серии, не содержащих в своих разрезах вулканитов, происходило примерно на протяжении 250 млн лет (~ 1000–660 млн лет) и связано с развитием крупного (более 2000 км) перикратонного прогиба. Выполняющие его осадочные образования накапливались в течение двух стадий – ранней квазирифтогенной (бирьянское время) и поздней шельфовой (катавско-укское время). В результате выполненных в последние годы хеомстратиграфических исследований стратотипического разреза рифея показано, что в разрезах миньярской свиты отсутствуют интервалы с высокими положительными значениями $d^{13}C$, характерные для самых верхних уровней каратавия на других континентах. Изотопно-геохронологические данные, результаты изучения строматолитов и оценки длительности формирования полифациальных отложений каратауской серии с учетом данных о средних скоростях накопления различных типов осадков позволили оценить продолжительность прерыва примерно в 80 млн лет (Кузнецов и др., 2006). Три верхние осадочные серии рифея Учуро-Майского региона (за исключением уйской) не содержат в своих разрезах субсинхронных вулканитов и по общим особенностям строения являются, как было отмечено выше, типичными трансгрессивно-регрессивными комплексами, т.е. механизм их формирования и масштаб связанных с ними геологических событий были несколько иными, нежели это характерно для рифтогенно-депрессийных последовательностей нижнего и среднего рифея Южного Урала. Темпы формирования отложений аимчанской, керпыльской, лахандинской и уйской осадочных серий были также существенно иными, чем темпы накопления осадочных последовательностей близких по возрасту серий типового разреза рифея. Следовательно, сравнивать напрямую запечатленные в геохимических особенностях входящих в их состав тонкозернистых терригенных образований основные черты эволюции состава размывавшихся крупных сегментов верхней континентальной

ной коры – значит получить в значительной мере некорректные выводы. Формирование осадочных образований тунгусикской, верхневороговской и чингасанской серий Енисейского кряжа происходило, по-видимому, еще быстрее – в течение только позднего рифея, и можно предполагать, что они несопоставимы с позднерифейской каратауской серией Южного Урала по «масштабу» и типам связанных с ним геологических событий.

По данным К. Конди (Condie, 1993), в верхней континентальной коре с возрастом более 3.5 млрд лет содержания Y и Th составляют 18 и 7.5 г/т, а значения отношений Cr/Th и Cr/Sc равны, соответственно, 38 и 22, тогда как континентальная кора конца палеопротерозоя (1.8–1.6 млрд лет) характеризуется содержаниями Y и Th, равными 32 и 10.4 г/т, при значениях отношений Cr/Th и Cr/Sc – 5.3 и 3.9 (см. табл. 26).

В глинистых сланцах различных литостратиграфических единиц рифея Башкирского мегантиклинория медианное содержание Y варьирует от ~ 10 до почти 40 г/т (рис. 85, а), что не позволяет более или менее точно судить по данному индикатору о степени зрелости размывавшейся на палеоводосборах коры. Максимальный разброс его медианных содержаний характерен для тонкозернистых терригенных пород верхнерифейской каратауской серии, минимальный – для отложений бурзянской серии раннего рифея. Показательно, что глинистые сланцы базальных уровней каждой из трех серий типа рифея характеризуются весьма высокими и достаточно близкими медианными содержаниями Y (~ 32–40 г/т), тогда как тонкозернистые обломочные породы верхних горизонтов этих серий имеют заметно меньшие медианные содержания названного элемента (бакальская свита – 15.7 ± 5.1 , авзянская свита – 22.7 ± 9.2 , уйская свита – 21.6 ± 12.1 г/т).

Медианные значения отношения Cr/Th в глинистых сланцах бурзянской и каратауской серий достаточно близки (7.5–11) и соответствуют тем, что характерны для весьма зрелой континентальной коры конца палеопротерозоя. Тонкозернистые терригенные породы среднерифейской юрматинской серии имеют более высокие значения

Cr/Th (11–22). Это позволяет считать их продуктами размыва несколько менее зрелых субстратов.

Близкая картина вырисовывается и при рассмотрении положения медианных точек составов глинистых пород эталонного разреза рифея на диаграмме Cr/Sc–Th (рис. 85, б). Здесь тонкозернистые обломочные образования бурзянской серии раннего и каратауской серии позднего рифея имеют медианные значения Cr/Sc, типичные для достаточно зрелой палеопротерозойской коры. Содержания Th в них примерно в 1.5 раза выше, чем это указывается К. Конди, для позднепалеопротерозойской континентальной коры (~ 10.4 г/т). Тонкозернистые терригенные породы зигальгинской свиты юрматинской серии среднего рифея отличаются от аналогичных по granulometрии образований двух других серий типового разреза исключительно высокими, характерными для раннеархейской континентальной коры, значениями Cr/Sc (~ 21.7) и одновременно минимальным медианным содержанием Th (7.0 ± 4.3 г/т). В то же время исходно глинистые породы всех уровней юрматиния (за исключением зигальгинского) характеризуются содержаниями Th, близкими или лишь немного превосходящими те, что свойственны, по данным К. Конди, для верхней континентальной коры палеопротерозоя.

Тонкозернистые терригенные породы гипостратотипа рифея по величине отношения Cr/Th занимают промежуточное положение между континентальной корой позднего архея и палеопротерозоя, но все же более близки к продуктам размыва последней (рис. 86, а). При этом минимальные значения указанного параметра характерны для глинистых сланцев нижней части учурской серии, а также тонкозернистых терригенных пород тоттинской свиты (низы керпильской серии), неруенской свиты основания лахандинской серии и усть-кирбинской свиты верхов уйской серии. По-видимому, именно в это время на палеоводосборах, окружавших существовавший в пределах современного Учуро-Майского региона бассейн осадконакопления, доминировала достаточно зрелая континентальная кора. Данный вывод подтверждается и весьма

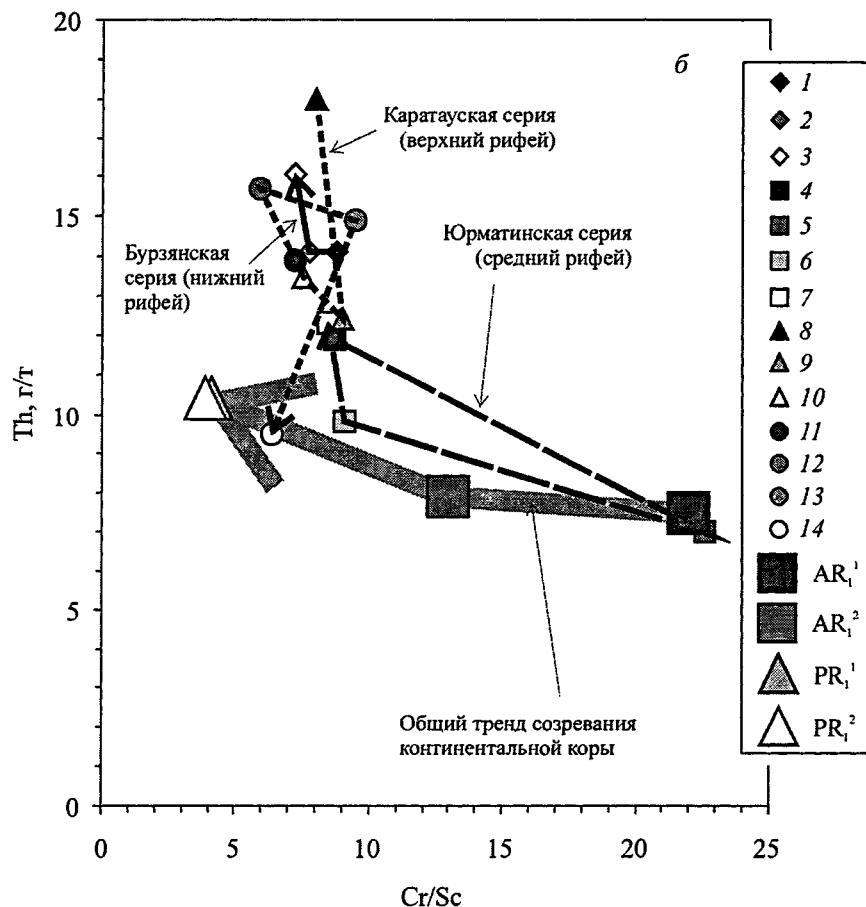
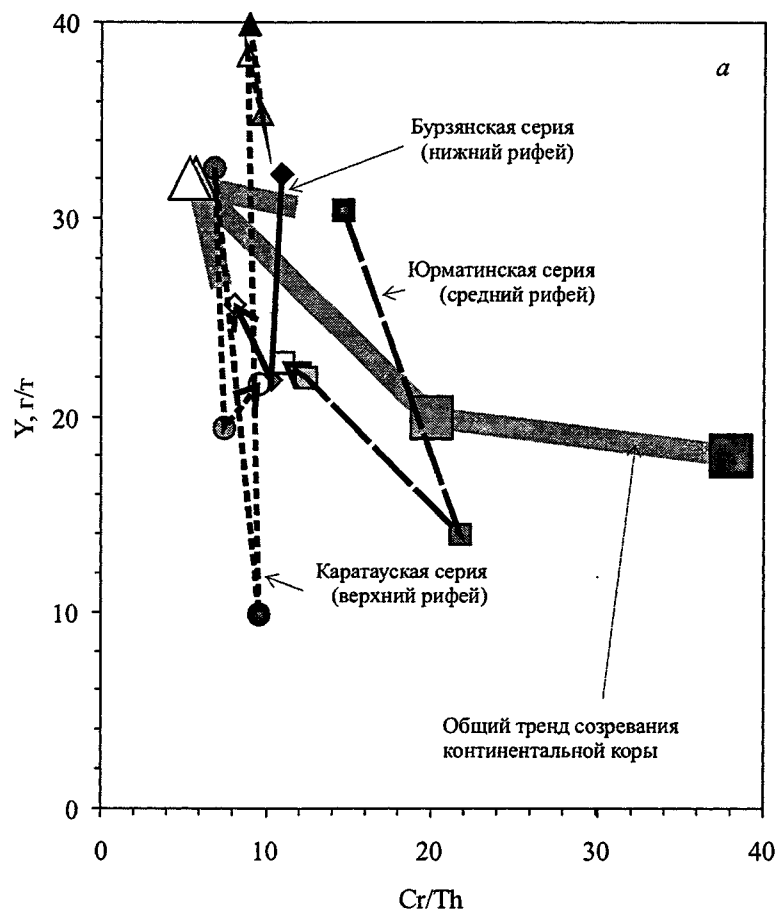


Рис. 85. Вариации отношений Cr/Th и Cr/Sc и содержаний Y и Th (здесь и на рис. 86 и 87 – медианные значения) в глинистых сланцах различных литостратиграфических единиц рифея Южного Урала. Данные для континентальной коры различного возраста заимствованы из работы (Condie, 1993).

Свиты и подсвиты: 1 – айская; 2 – саткинская; 3 – бакальская; 4 – машакская; 5 – зигальгинская; 6 – зигазино-комаровская; 7 – авзянская; 8 – бирьянская; 9 – нугушская; 10 – бедерышинская; 11 – катавская; 12 – инзерская; 13 – миньярская; 14 – укская. AR_1 – ранний архей (> 3.5 млрд лет); AR_2 – поздний архей (3.5–2.5 млрд лет); PR_1^1 – ранний палеопротерозой (2.5–1.8 млрд лет); PR_1^2 – поздний палеопротерозой (1.8–1.6 млрд лет)

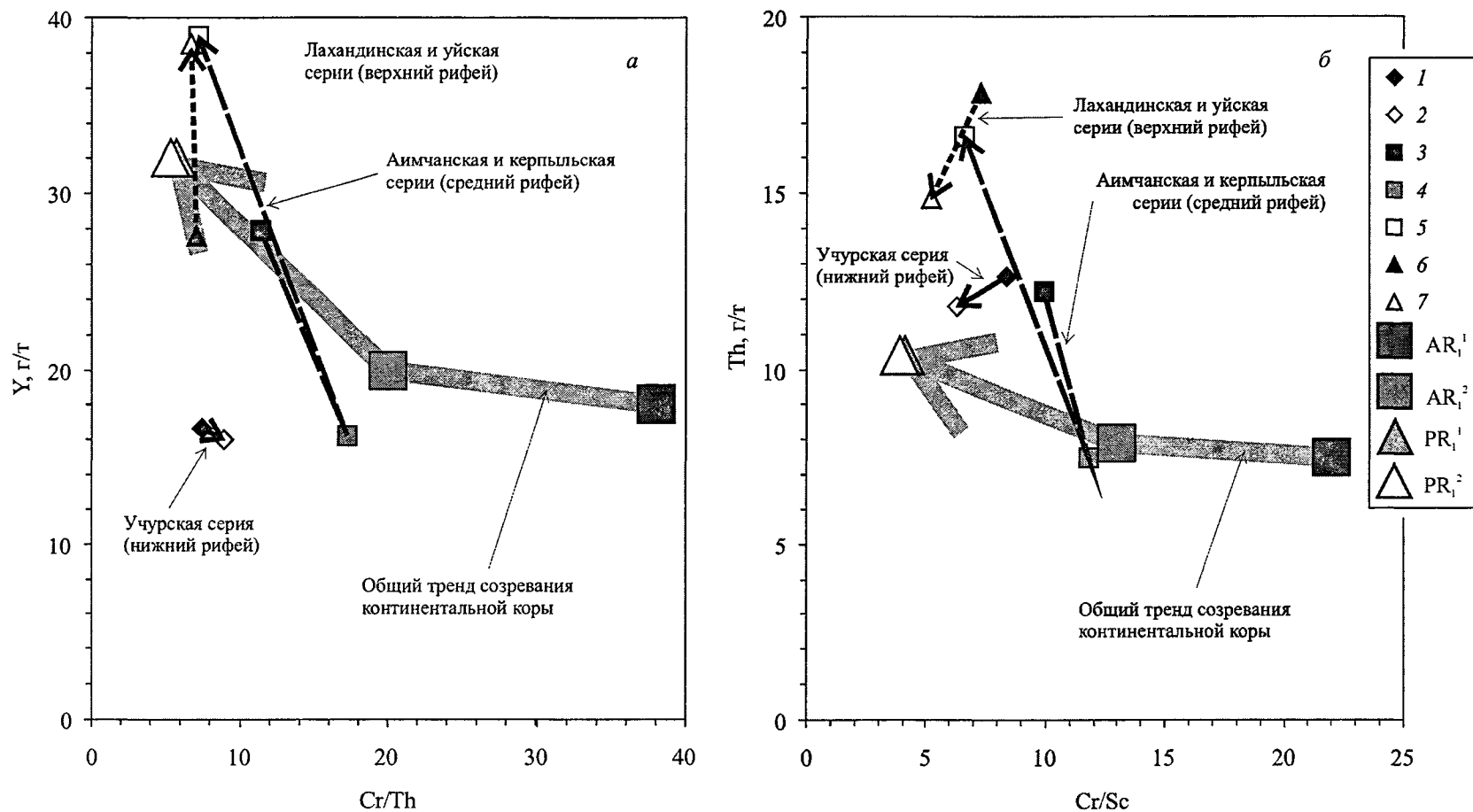


Рис. 86. Вариации отношений Cr/Th и Cr/Sc и содержаний Y и Th в тонкозернистых терригенных породах различных литостратиграфических уровней рифея Учуро-Майского региона.

Свиты: 1 – трехгорная; 2 – димская; 3 – талынская; 4 – светлинская; 5 – тоттинская; 6 – нуруенская; 7 – усть-кирбинская. Остальные условные обозначения см. рис. 85

высокими медианными содержаниями тория в тонкозернистых терригенных породах перечисленных выше уровней гипостратотипа рифея. Вместе с тем в аргиллитах талынской свиты выявлена положительная относительно PAAS Eu аномалия, а спектры РЗЭ сходны с теми, что типичны для примитивных в геохимическом отношении архейских аргиллитов. Учитывая данные о Nd-модельных возрастах тонкозернистых терригенных пород этого уровня, можно предполагать, что в начале среднего рифея размыв затрагивал достаточно глубокие горизонты континентальной коры (Подковыров и др., 2002). Глинистые сланцы, присутствующие среди карбонатных пород на малгинском уровне, характеризуются заметным дефицитом ЛРЗЭ, что, как правило, присуще продуктам размыва пород основного состава.

Заметно различаются глинистые сланцы седиментационных серий гипостратотипа рифея по содержанию Y. Наиболее низкие его медианные концентрации ($\sim 16\text{--}17$ г/т) присущи глинистым породам раннерифейской учурской серии. Глинистые сланцы талынской, светлинской и тоттинской свит аймчанской и низов керпыльской серий характеризуются большой дисперсией содержаний Y (соответственно 27.9 ± 15.5 , 16.3 ± 4.5 и 38.9 ± 16.4 г/т). Тонкозернистые обломочные породы усть-кирбинской свиты уйской серии верхнего рифея имеют медианное содержание названного элемента (38.5 ± 7.1 г/т), сопоставимое с содержанием его в глинистых сланцах тоттинской свиты.

Отношение Cr/Sc в тонкозернистых терригенных породах рифея Учуро-Майского региона имеет промежуточные, между типичными для коры позднего архея и конца палеопротерозоя, значения (рис. 86, б); только в глинистых сланцах светлинской свиты аймчанской серии медианная величина этого параметра (11.8 ± 3.1 г/т) почти соответствует значению, приводимому К. Конди для континентальной коры позднего архея (~ 13 г/т).

Тонкозернистые обломочные породы всех уровней гипостратотипа рифея, за исключением светлинского, характеризуются также более высокими медианными содер-

жаниями Th, чем указано в работе (Condie, 1993), для континентальной коры позднего палеопротерозоя. Хорошо вырисовывается и увеличение медианного содержания Th в глинистых сланцах к середине среднего рифея (тоттинский уровень, 16.6 ± 6.1 г/т). Высокие медианные содержания Th характерны также для тонкозернистых обломочных пород неруенской свиты лахандинской серии (17.8 ± 7.7 г/т) и усть-кирбинской свиты (14.9 ± 3.0 г/т) уйской серии.

Исходно глинистые породы рифея Енисейского края характеризуются весьма низкими значениями отношения Cr/Th, варьирующими от 5.1 ± 0.7 (оленьинская свита верхневороговской серии) до 13.6 ± 4.9 (карьерная свита чингасанской серии) (рис. 87, а). По величине этого параметра они сходны с продуктами размыва зрелых позднепалеопротерозойских субстратов. Содержания Y в метапелитах большинства свит рифея Енисейского края ($24.8 \pm 16.9\text{--}38.9 \pm 3.5$ г/т) близки к тем, что присущи, по данным К. Конди (Condie, 1993), субстратам раннего и позднего протерозоя ($32\text{--}31$ г/т). По сравнению с глинистыми сланцами и аргиллитами рифейских мегапоследовательностей Южного Урала и Учуро-Майского региона дисперсия распределения Y в разрезе Енисейского края несколько ниже (соответственно $9.9 \pm 2.0\text{--}39.9 \pm 21.6$, $16.3 \pm 4.5\text{--}38.5 \pm 7.1$ и $24.8 \pm 16.9\text{--}38.9 \pm 3.5$ г/т), хотя максимальные медианные содержания Y, как следует из приведенных выше данных, почти идентичны. Для тонкозернистых обломочных пород чингасанской серии дисперсия медианных содержаний Y практически отсутствует (лопатинская свита – 33.5 ± 5.5 , карьерная свита – 35.0 ± 20.7 , чивидинская свита – 35.3 ± 16.5 г/т), и по данному параметру рассматриваемые образования сопоставимы с типичными протерозойскими субстратами.

По величине отношения Cr/Sc тонкозернистые терригенные породы сухонинской, тунгусикской и верхневороговской серий достаточно сходны между собой (соответственно, $5.4 \pm 1.2\text{--}8.6 \pm 3.8$, 7.7 ± 2.7 и 8.5 ± 2.5 и ~ 6.5) (рис. 87, б). Глинистые сланцы и аргиллиты чингасанской серии, завершающей разрез рифея Енисейского края, характеризуются существенно более высокими

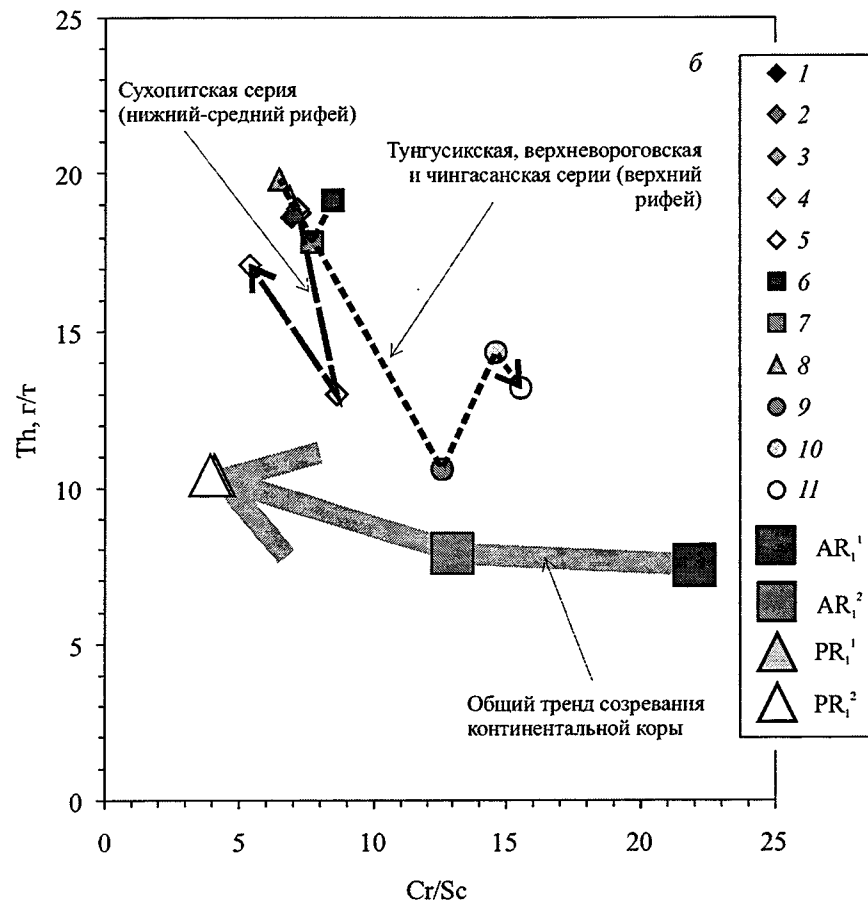
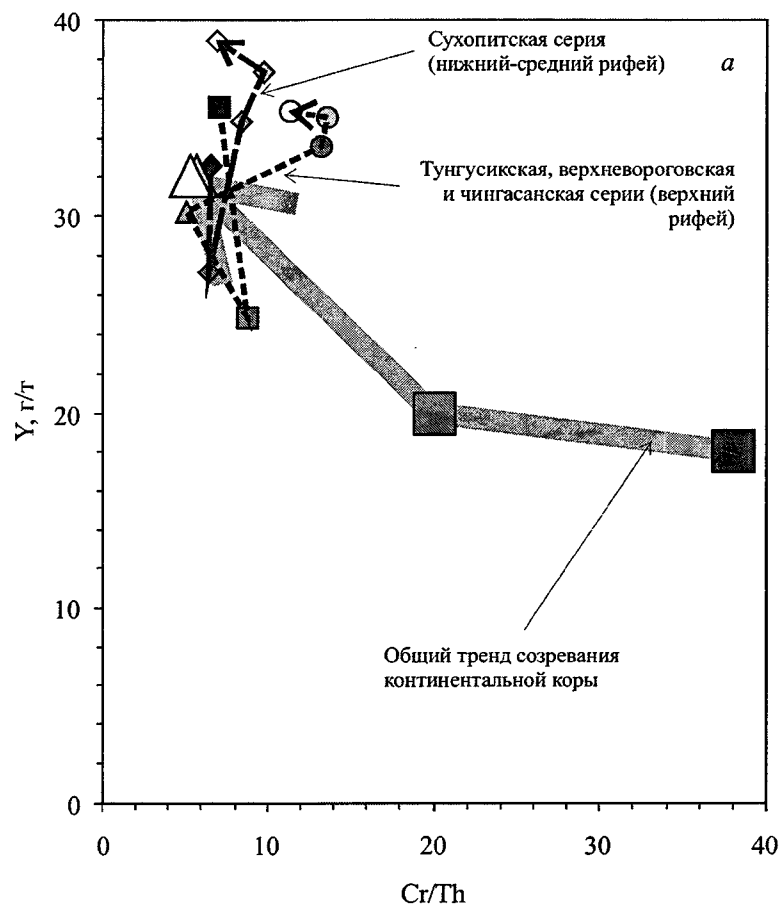


Рис. 87. Вариации отношений Cr/Th и Cr/Sc и содержаний Y и Th в метапелитах и глинистых сланцах различных литостратиграфических подразделений рифея Енисейского края.

Свиты: 1 – кординская; 2 – горбилокская; 3 – удерейская; 4 – погорюйская; 5 – сосновская; 6 – потосукская; 7 – шунтарская; 8 – оленьинская; 9 – лопатинская; 10 – карьерная; 11 – чивидинская. Остальные условные обозначения см. рис. 85

ми медианными отношениями Cr/Sc. Так, для глинистых сланцев лопатинской свиты величина данного параметра составляет 12.5 ± 4.6 , для тонкозернистых обломочных пород карьерной свиты значение Cr/Sc составляет 14.6 ± 5.8 , а аналогичные по гранулометрии породы чивидинского уровня имеют медианные значения Cr/Sc $\sim 15.5 \pm 3.3$.

Несколько более высокими, чем в палеопротерозойских субстратах (10.4 г/т), являются в метапелитах и глинистых породах рифея Енисейского края содержания Th. Максимально высокое медианное содержание Th (19.8 ± 1.3 г/т) характерно для тонкозернистых терригенных пород оленьинского уровня. Почти такие же медианные содержания Th типичны для метапелитов кординской, горбилкокской и удерейской свит сухопитской серии, минимальное (~ 11 г/т) присуще породам лопатинской свиты чинганской серии. В целом для разреза рифея Енисейского края медианное содержание Th в тонкозернистых терригенных образованиях равно 17.5 ± 4.6 г/т, тогда как для глинистых пород рифея Учуро-Майского региона этот параметр составляет 12.5 ± 5.5 г/т, а для глинистых сланцев и аргиллитов стратотипа рифея – 13.6 ± 4.1 г/т. Если рассматривать содержание в осадочных породах Th как индикатор степени зрелости размывавшейся на палеоводосборах континентальной коры, как это было ранее предложено (Ножкин, 1983б, 2004), то из сказанного выше можно сделать вывод о существовании максимально зрелой верхней континентальной коры на юго-западной (в современных координатах) периферии Сибирского кратона в начале сухопитского, а также на протяжении тунгусикского и верхневороговского времени. Это также согласуется и с низкими значениями отношений Cr/Th и Cr/Sc. Вариации степени зрелости коры по данному параметру наблюдаются во время формирования осадочных мегапоследовательностей рифея и в двух других рассматриваемых нами регионах. Так, глинистые породы среднерифейской юрматинской серии западного склона Южного Урала характеризуются существенно более низкими медианными содержаниями Th и, соответственно, более высокими – Cr/Sc и Cr/Th,

чем это присуще ниже- и вышележащим тонкозернистым обломочным образованиям. В Учуро-Майском регионе медианное содержание Th в глинистых сланцах и аргиллитах растет вверх по разрезу, что как будто бы свидетельствует в пользу предположения о росте зрелости размывавшейся верхней коры к началу позднего рифея, однако параллельно в тонкозернистых обломочных породах происходит заметное снижение значений La/Sc и Th/Sc (за счет резкого роста Sc!) при умеренном росте Eu/Eu*, что, по данным В.Н. Подковырова с соавторами (2002), является отражением масштабного рифтогенного события, проявившегося на рассматриваемой территории в самом начале позднего рифея. Это событие привело к деструкции континентальной коры и геологически очень быстрому накоплению магматических и терригенных пород уйской серии. В пользу такой трактовки свидетельствует и характер изменения в тонкозернистых обломочных породах снизу вверх по разрезу рифея Учуро-Майского региона значений ЛРЗЭ/ТРЗЭ и La_N/Yb_N (Подковыров, Маслов, 2006). Отношение ЛРЗЭ/ТРЗЭ в глинистых сланцах трехгорной, димской, талынской и светлинской свит варьирует от 13.4 до 10.5, что типично для составов, сформированных за счет размыва зрелых субстратов. В глинистых породах более высоких уровней гипостратотипа рифея величина ЛРЗЭ/ТРЗЭ начинает снижаться и в аргиллитах усть-кирбинской свиты составляет $\sim 5-7$, что характерно для пород, образованных за счет размыва в основном базитовых субстратов. Аналогичным образом в тонкозернистых терригенных породах вверх по разрезу рифея Учуро-Майского региона изменяется и величина La_N/Yb_N .

Анализируя приведенные выше данные, можно наметить ряд общих и специфических черт эволюции состава тонкозернистых терригенных пород, входящих в состав рифейских осадочных мегапоследовательностей Южного Урала, Учуро-Майского региона и Енисейского края.

Так, минимальный разброс содержания Y и максимальная близость их к содержанию Y в верхней континентальной коре палеопротерозоя характерны для тонкозер-

нистых обломочных пород рифея Енисейского кряжа, тогда как отдельные уровни осадочных мегапоследовательностей рифея Южного Урала и Учуро-Майского региона характеризуются медианными содержаниями Y на уровне примитивных архейских субстратов. Это же можно сказать и о значениях отношения Cr/Th в глинистых сланцах и метапелитах Енисейского кряжа. Подавляющее число фигуративных точек медианных составов тонкозернистых терригенных образований сухопитской, тунгусикской, верхневороговской и чингасанской серий локализовано вблизи значений Cr/Th , характеризующих геохимически зрелую верхнюю кору палеопротерозоя. Весьма интересно, что в Башкирском мегантиклинории и Учуро-Майском регионе глинистые породы ряда уровней среднего рифея (зигальгинская и светлинская свиты) сопоставимы по величине отношения Cr/Th с позднеархейскими субстратами, что свидетельствует о поступлении в бассейны седиментации базитового (фемического) материала.

Возвращаясь к анализу вариаций медианных содержаний Y в глинистых породах раннего, среднего и позднего рифея, следует подчеркнуть общую для них особенность, а именно – после начала каждого из указанных крупных этапов содержание Y резко падает, а к финальным стадиям либо несколько увеличивается, либо достигает заметно больших значений. Примерами первой эволюционной линии являются все три осадочные серии типового разреза рифея, примерами второй – аимчанская и керпыльская серии среднего рифея Учуро-Майского региона, сухопитская серия нижнего(?) – среднего рифея и тунгусикско–верхневороговско–чингасанская последовательность верхнего рифея Енисейского кряжа. Для тонкозернистых обломочных образований всех литостратиграфических подразделений рифея Енисейского кряжа характерны более высокие, нежели в палеопротерозойских субстратах, медианные содержания Th , тогда как глинистые сланцы среднерифейских зигальгинской (Южный Урал) и светлинской (Учуро-Майский регион) свит имеют медианные содержания тория, сопоставимые с теми, что типичны, по данным

К. Конди (Condie, 1993), для соответственно ранне- и позднеархейских субстратов. Это хорошо коррелируется с описанными выше особенностями распределения Y и достаточно определенно указывает на большую, в целом, зрелость субстратов, служивших источниками тонкой алюмосиликокластики для тонкозернистых терригенных пород рифея Енисейского кряжа. Повышенные содержания Th наблюдаются в верхних сериях Учуро-Майского района, начиная с керпыльской. Вместе с тем от лахандинской к уйской серии верхнего рифея Учуро-Майского региона наблюдается снижение медианных содержаний Th вверх по разрезу, что, на наш взгляд, является отражением процессов рифтогенной деструкции коры. Та же тенденция характерна для формировавшихся на протяжении значительно большего отрезка времени верхнерифейских отложений Енисейского кряжа. И здесь снижение медианных содержаний Th связано, скорее всего, с процессами рифтогенеза и выведением на поверхность существенно менее зрелых субстратов. Параллельно с этим в глинистых породах тунгусикской и, особенно, чингасанской серий резко возрастают медианные значения Cr/Sc , достигая уровней, характерных для архейских субстратов. Если для пород тунгусикской серии величина данного параметра имела промежуточное значение между палеопротерозойскими и позднеархейскими субстратами, то тонкозернистая алюмосиликокластика карьерной и чивидинской свит чингасанской серии сформирована, очевидно, за счет еще менее зрелых субстратов. Существенное снижение медианных содержаний Th обнаруживается и для тонкозернистых терригенных пород верхнерифейской каратауской серии, хотя, по геологическим данным, каких-либо свидетельств проявления процессов рифтогенеза на территории западного склона Южного Урала как будто бы нет (единственное исключение из сказанного – аршинская вулканогенно-осадочная последовательность, ~ 677 млн лет (Горожанин, 1995, 1998), локализованная на восточном крыле Башкирского мегантиклинория).

Таким образом, использование и этого инструмента анализа показывает, что наи-

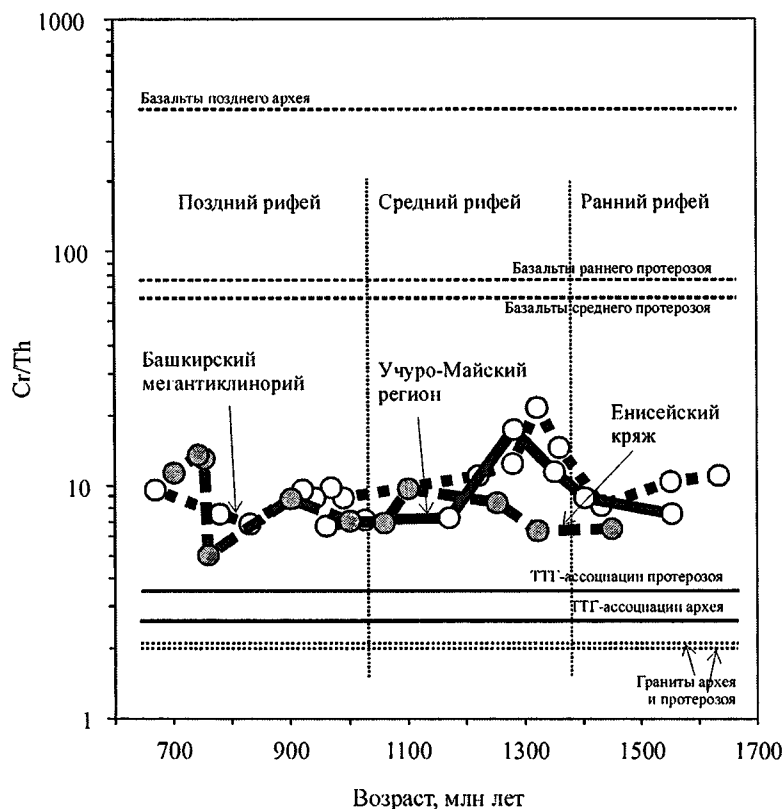


Рис. 88. Вариации медианных значений Cr/Th в тонкозернистых терригенных образованиях рифея Южного Урала, Учуро-Майского региона и Енисейского кряжа.

Значения Cr/Th в гранитах и ТТГ-ассоциациях архея и протерозоя, а также базальтах позднего архея, раннего и среднего протерозоя (пунктирные горизонтальные линии) показаны по данным работы (Condie, 1993)

ледовательностей Каапваальского кратона. Указанными авторами было показано, что на протяжении 1600 млн лет формирование метаосадочных образований надсерий Свазиленд, Понгола, Витватерсранд, Вентерсдорп и Трансвааль контролировалось весьма ярко проявленными изменениями соотношений в источниках сноса примитивных(основных) и зрелых-развитых (кислых) пород. Амплитуда изме-

более зрелым в геохимическом отношении сегментом размывавшейся в течение рифея континентальной коры являлась кора юго-западной (в современных координатах) периферии Сибирского кратона. Ранее такая геохимическая особенность состава коры этого региона была установлена на основе анализа ряда других петрогеохимических параметров (Ножкин, 1985, 19976, 2004).

Динамика изменения степени зрелости, т.е. соотношения основных и кислых породных ассоциаций в составе континентальной коры, размывавшейся в течение более 1 млрд лет по периферии исследованных нами типовых регионов развития осадочных мегапоследовательностей рифея, может быть проанализирована по изменению в тонкозернистых терригенных породах различного возраста значений отношения Cr/Th . Впервые этот прием был использован К. Конди и Д. Вронкиевич (Condie, Wronkiewicz, 1990) для реконструкции соотношения основных и кислых пород (соответственно, примитивных и зрелых/эволюционировавших источников/сегментов коры) при исследовании основных черт формирования архейско-раннепротерозойских (3.4–1.8 млрд лет) метаосадочных пос-

нения значений Cr/Th в каапваальских пелитах составляет от 300 до 6 с общим трендом к снижению данного параметра вверх по разрезу вследствие размыва все более зрелых субстратов.

На рис. 88 показаны вариации значений Cr/Th в тонкозернистых терригенных породах рифея Южного Урала, Учуро-Майского региона и Енисейского кряжа. Из анализа кривых вполне очевиден вывод, что минимальные значения Cr/Th , указывающие на преобладание или существенную роль в источниках сноса кислых пород, характерны, как это мы видели и выше, для глинистых сланцев и метапелитов рифея Енисейского кряжа. На этом фоне весьма отчетливо проявлен рост значений Cr/Th в тонкозернистых обломочных породах чингасанской серии, который может быть интерпретирован как отражение масштабной деструкции континентальной коры в период формирования в позднем рифее рифтогенных прогибов второй генерации (~ 725–700 млн лет), связанной с процессом распада Родинии (Ножкин и др., 20086). Деструкция коры и поступление в осадки фемического материала подтверждается и высокими содержаниями Cr , а также повышенными

ми значениями Cr/Th в метапелитах горевской и сухохребтинской свит (соответственно, 261 и 244 г/т, 35 и 27)²⁵ широкоинской серии, коррелируемой с чингасанской. На уровне первой из них проявился трахиандезит-базальтовый, а на уровне второй – трахибазальт-трахитовый рифтогенный вулканизм (Ножкин, 1997б; Ножкин и др., 2006). Формирование более ранних рифтогенных прогибов (750–730 млн лет) с проявлением бимодального риолит-базальтового магматизма также характеризовалось повышенными содержаниями Cr и значениями отношения Cr/Th в тонкозернистых обломочных породах в сравнении с таковыми в тунгусикской и сухопитской серии. Так, в глинистых сланцах водораздельнинской свиты верхневороговской серии среднее содержание Cr составляет ~ 190 г/т, а отношение Cr/Th достигает 12. Вариации зна-

чений Cr/Th в глинистых сланцах и аргиллитах нижнего и среднего рифея Башкирского мегантиклинория и Учуро-Майского региона почти симбатны, что указывает на субглобальный масштаб процессов рифтогенеза, приуроченных в стратотипической местности к началу юрматиния (так называемое машакское рифтогенное событие (Ронкин и др., 2005; Маслов и др., 2006а).

Таким образом, приведенные геохимические данные для тонкозернистых обломочных пород осадочных мегапоследовательностей рифея Южного Урала, Учуро-Майского региона и Енисейского края позволили получить важную информацию о степени зрелости – геохимической дифференцированности и направленности эволюции состава крупных сегментов континентальной коры, являвшихся источниками тонкой алюмосиликоккластики.

²⁵ В данном случае приведены не медианные, а средние содержания Cr и значения Cr/Th .

Глава 9. Долговременные изменения состава верхней континентальной коры, размывавшейся в рифее

В середине 1980-х гг. С. Тейлор и С. МакЛеннан (1988) проанализировали распределение различных (породообразующих, малых и редких) элементов в тонкозернистых осадочных породах, имеющих возраст от примерно 3.0 млрд лет до современного, и на основании полученных данных наметили характер долговременных изменений состава верхней коры за последние 3 млрд лет истории Земли. При этом постратеперотерозойская (моложе 1.7 млрд лет) геологическая летопись оказалась проанализирована с очень низким возрастным разрешением: она была разбита всего на

два интервала – от 1.7 до 0.6 млрд лет и от 0.6 млрд лет доныне (рис. 89). Указанный пробел в значительной мере восполняется материалами изучения тонкозернистых алюмосиликокластических пород осадочных мегапоследовательностей рифея и венда Южного Урала и Учуро-Майского региона, для которых имеются необходимые геохимические данные (Маслов и др., 2000, 2001, 2004а; Подковыров, 2001; Подковыров и др., 2002, 2003) и совокупность методически надежных изотопных датировок, а также, в определенной мере, Енисейского кряжа.

Башкирский мегантиклинорий.

Для геохимической характеристики глинистых сланцев и аргиллитов бурзянской, юрматинской, каратауской и ашинской серий нами использована база данных, включающая более 100 определений содержаний RЗЭ, Sc и Th.

Отношение Th/Sc в большинстве образцов глинистых пород рифея и венда Башкирского мегантиклинория не выходит за рамки 0.57–1.0 (рис. 90, а). Только в глинистых сланцах зигальгинской и аргиллитах миньярской и суировской свит данное отношение составляет, соответственно, 1.30 ± 0.59 , 1.21 ± 0.50 и 1.12 ± 0.13 , что, с учетом величин стандартных отклонений, скорее всего, не является принципиально значимым. В целом медианное значение отношения Th/Sc в позднедокембрийских глинистых породах Башкирского мегантиклинория, равное 0.83 ± 0.37 , имеет промежуточную величину между теми его значениями, которые типичны, по данным работы (Тейлор, МакЛеннан, 1988), для архейских (0.43 ± 0.07) и постархейских (1.0 ± 0.1) тонкозернистых осадочных пород. Это, как и в случае с Eu/Eu* (см. ниже), позволяет при-

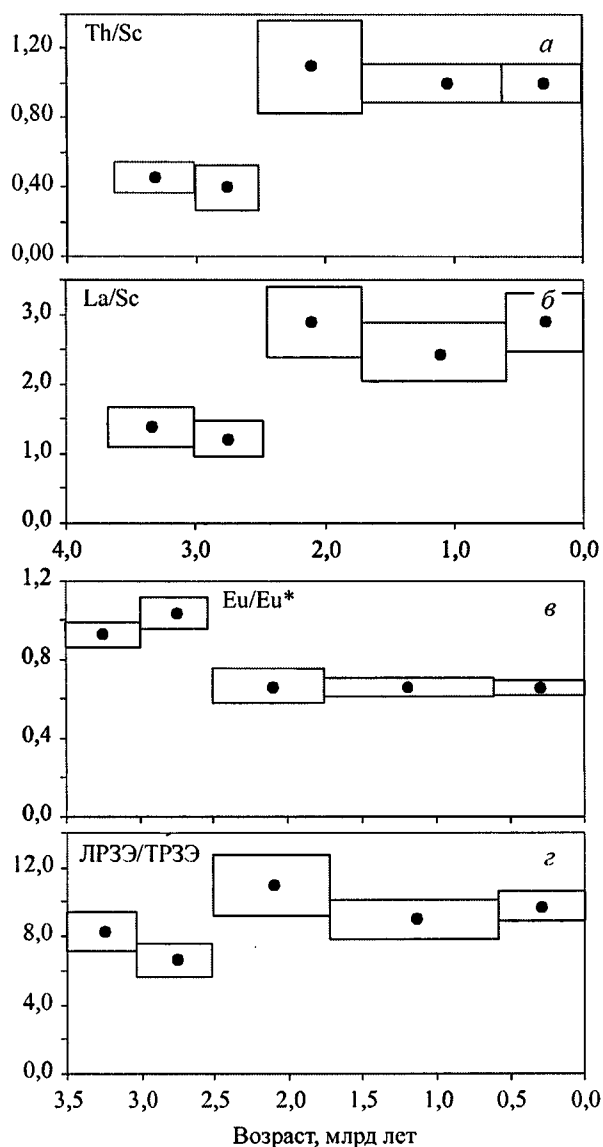


Рис. 89. Вариации значений Th/Sc (а), La/Sc (б), Eu/Eu* (в) и ЛРЗЭ/ТРЗЭ (з) в разновозрастных тонкозернистых осадочных породах архея и фанерозоя Австралии, Новой Зеландии и Антарктиды, по данным (Тейлор, МакЛеннан, 1988)

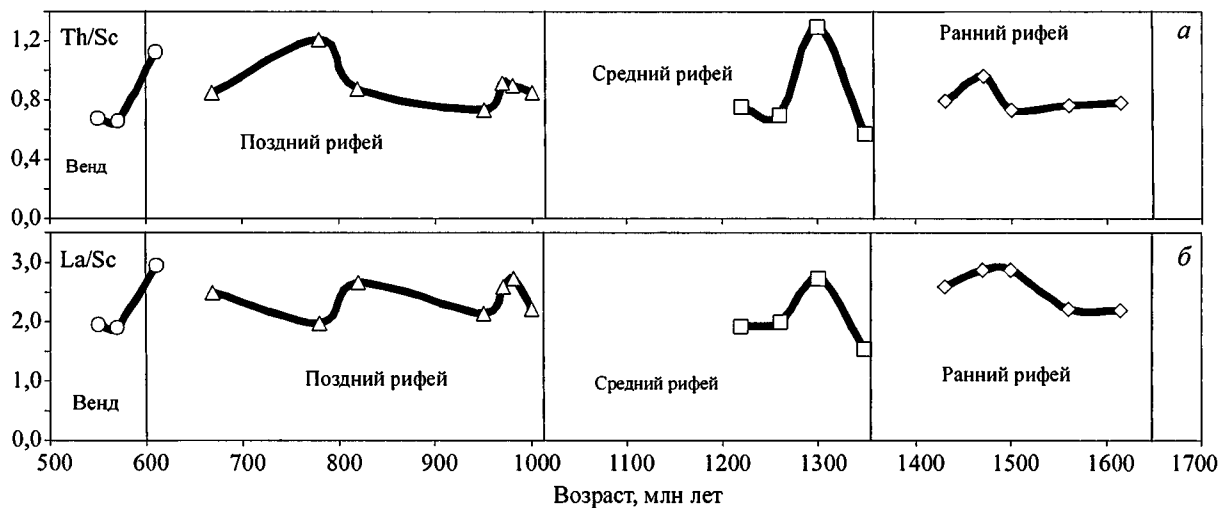


Рис. 90. Вариации медианных значений Th/Sc (а) и La/Sc (б) в глинистых сланцах и аргиллитах верхнего докембрия Башкирского мегантиклинория (Маслов и др., 2006в)

полагать присутствие на палеоводосборах, наряду с преобладающими раннепротерозойскими комплексами (Маслов и др., 2003б), и более мафических породных ассоциаций, присущих архею.

Величина отношения La/Sc в тонкозернистых алюмосиликокластических породах подавляющего большинства уровней рифея и венда варьирует от 1.90 ± 0.27 до 2.75 ± 0.48 (рис. 90, б). На этом фоне фиксируются два хорошо выраженных максимума – от середины саткинского до середины бакальского времени раннего рифея (примерно 1500–1470 млн лет назад, 2.87 ± 0.71 и 2.87 ± 0.05) и в начале раннего венда (~ 610–620 млн лет назад, 2.96 ± 0.55). Кроме того, в позднем рифее намечаются два мезоцикла длительностью около 150–180 млн лет (катавско-инзерский и миньярско-укский или миньярско-суировский?), в течение каждого из которых происходил постепенный рост величины La/Sc в аргиллитах, завершавшийся достаточно быстрым его спадом. Так, в аргиллитах катавской свиты, начинающих первый мезоцикл, отношение La/Sc составляет 2.14 ± 0.08 , а в аргиллитах инзерской свиты, завершающих его, оно равно 2.66 ± 0.41 . Второй мезоцикл начинается аргиллитами миньярского уровня, в которых значение отношения La/Sc составляет 1.97 ± 0.65 ; вверх по разрезу они сменяются тонкозернистыми терригенными породами нижней подсвиты укской и суировской свит, в которых величина ука-

занного отношения равна, соответственно, 2.50 ± 0.49 и 2.96 ± 0.55 . В аргиллитах же басинской свиты венда величина отношения La/Sc примерно равна его значению в породах миньярской (1.90 ± 0.27). Медиана отношения La/Sc в позднедокембрийских глинистых сланцах и аргиллитах Башкирского мегантиклинория составляет 2.23 ± 0.87 .

На протяжении большей части раннего и среднего рифея величина отношения Eu/Eu* практически постоянна (от 0.62 ± 0.09 до 0.71 ± 0.04) и только в середине саткинского времени (~ 1500 млн лет назад) снизилась до 0.55 ± 0.08 (рис. 91, а). Столь же низкие значения данного параметра можно видеть впоследствии еще дважды – в нугушское (> 980 млн лет назад, 0.59 ± 0.03) и инзерское (~ 820 млн лет назад, 0.57 ± 0.03) время. Учитывая, что величина Eu аномалии без каких-либо изменений «транслируется» из пород источников сноса в накапливающиеся при их эрозии осадки, а интенсивные отрицательные европиевые аномалии есть свидетельство активного проявления в верхней коре процессов рециклирования – внутрикорового плавления, можно предполагать постепенное увеличение к концу рифея степени дифференциации коры, отражающейся в распределении РЗЭ в осадках. В катавское время (~ 950 млн лет назад), напротив, в глинистых сланцах фиксируется значительное, до 0.80 ± 0.25 , повышение отношения Eu/Eu*, что может быть обусловлено появлением в первой по-

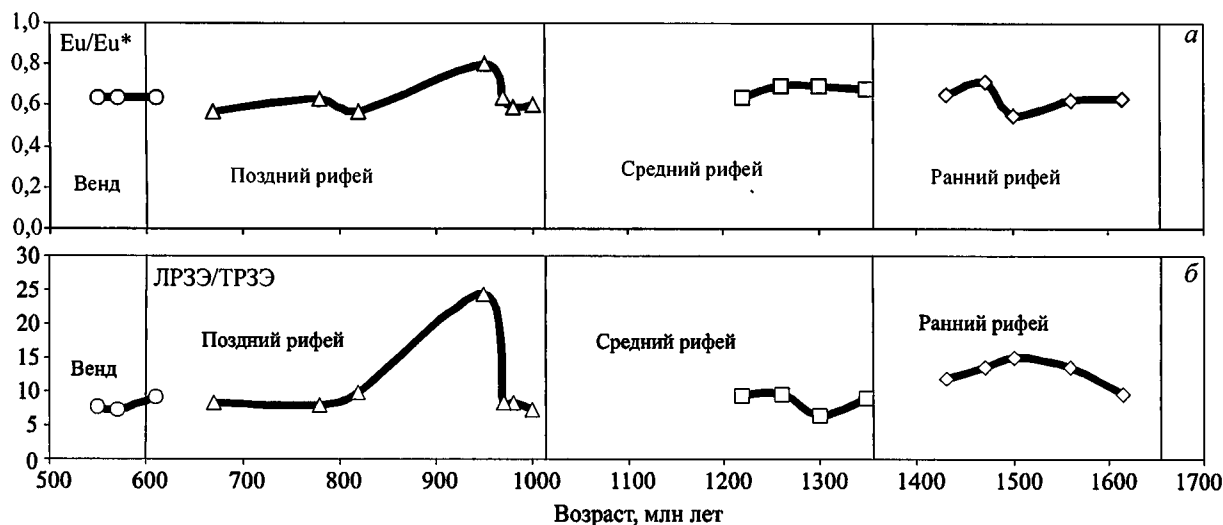


Рис. 91. Вариации медианных значений Eu/Eu^* (а) и $LPZ\bar{E}/TPZ\bar{E}$ (б) в глинистых сланцах и аргиллитах верхнего докембрия Башкирского мегантиклинория (Маслов и др., 2006в)

ловине позднего рифея на палеоводосборах больших объемов характерных для архея плагиогранитоидов, для которых типична незначительная Eu аномалия или ее полное отсутствие (Тейлор, МакЛеннан, 1988). Однако, учитывая величину стандартного отклонения, этот вывод следует рассматривать как предварительный.

Медианное значение отношения Eu/Eu^* в глинистых породах позднего докембрия Башкирского мегантиклинория составляет 0.64 ± 0.08 , что тождественно его значению в постархейском среднем австралийском глинистом сланце (PAAS, 0.66) (Nance, Taylor, 1976) и составной пробе палеозойских глинистых сланцев Северной Америки (NASC, 0.70) (Haskin et al., 1968).

Достаточно надежным индикатором состава верхней коры считается величина отношения $LPZ\bar{E}/TPZ\bar{E}$ (McLennan, Taylor, 1991; Taylor, McLennan, 1995; Condie, 1997). В глинистых породах бурзянской и юрматинской серий, т.е. на протяжении весьма длительного отрезка времени, от примерно 1635 до 1000 млн лет, это отношение изменяется от 6.43 ± 1.45 (зигальгинский уровень) до 14.92 ± 4.05 (половинкинская подсвита саткинской свиты), что указывает на существенные вариации состава пород в областях размыва. Позднерифейско-вендская последовательность Башкирского мегантиклинория вписывается в целом в более жесткие рамки вариаций $LPZ\bar{E}/TPZ\bar{E}$ (от 7.20 ± 2.17 до 9.83 ± 0.93), однако на этом фоне в

катавское время (~ 980–940 млн лет назад) данное отношение имеет экстремально высокое значение (24.33 ± 0.91) (рис. 91, б). На наш взгляд, это обусловлено возрастанием в указанный промежуток времени на палеоводосборах доли архейских плагиогранитоидов, имеющих в целом высокие отношения $LPZ\bar{E}/TPZ\bar{E}$ (> 15) (Тейлор, МакЛеннан, 1988), что согласуется с возрастанием в этих отложениях величины Eu/Eu^* . Медианное значение отношения $LPZ\bar{E}/TPZ\bar{E}$ для тонкозернистых алюмосиликокластических пород всего разреза рифея и венда Башкирского мегантиклинория составляет 9.06 ± 3.71 , что тождественно тонкозернистым осадочным породам, сформированным в интервале 1.7–0.6 млрд лет, для которых этот параметр равен 8.9 ± 0.9 (Тейлор, МакЛеннан, 1988).

Нормирование медианных значений отношения Th/Sc в тонкозернистых глинистых породах различных литостратиграфических подразделений рифея и венда Башкирского мегантиклинория на значения этого же параметра в верхней (UCC) и нижней (LCC) континентальной коре, а также верхней коре архея (AUC) и средней андезитовой коре (AAC) (Taylor, McLennan, 1995) показывает, что на протяжении почти всего рассматриваемого интервала времени состав размывавшейся коры был более близок к стандартному составу UCC (рис. 92). Только для самого начала среднего рифея (время накопления отложений машакской

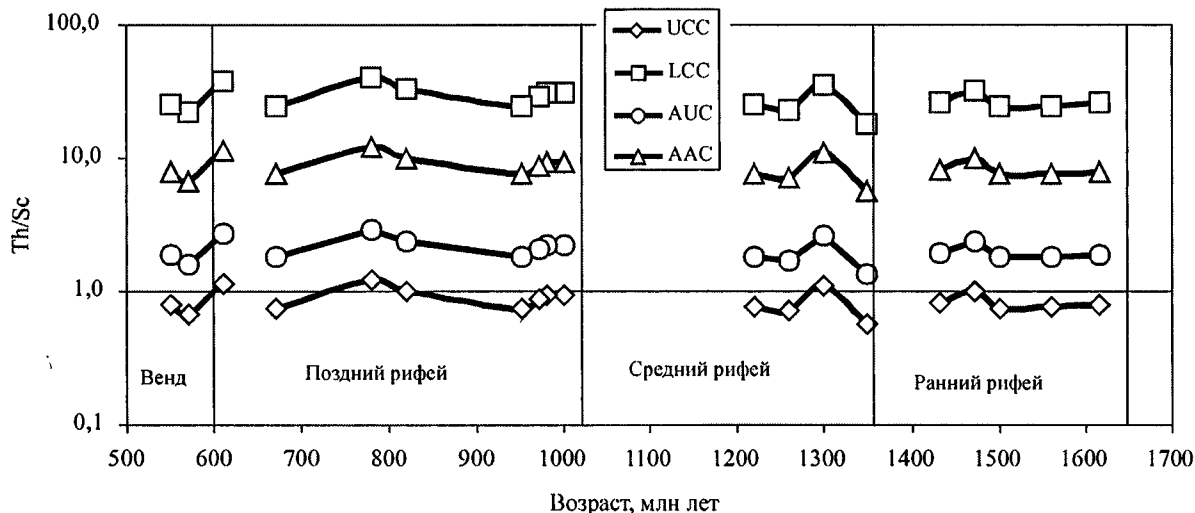


Рис. 92. Вариации медианных значений Th/Sc в тонкозернистых силикокластических породах рифея и венда Башкирского мегантиклинория, нормированных на значения этого отношения в различных типах коры (по: Тейлор, МакЛеннан, 1988).

UCC – верхняя континентальная кора; LCC – нижняя континентальная кора; AUC – архейская верхняя кора; AAC – средняя андезитовая кора

свиты) можно предполагать, что состав пород на палеоводосборах имел промежуточные характеристики между типичными для UCC и AUC.

Сопоставляя средние значения отношений Eu/Eu^* , $\text{LP3}\Sigma/\text{TP3}\Sigma$, Th/Sc и La/Sc в архейских и постархейских тонкозернистых осадочных породах, с одной стороны, и значения указанных отношений в глинистых породах рифея и венда Башкирского мегантиклинория, с другой (табл. 28), можно видеть, что только первый из названных параметров в позднедокембрийских глинистых породах Башкирского поднятия практически равен тому значению, что указано (Тейлором и С. МакЛеннаном (1988) для постархейской и, в частности, позднепротерозойской тонкой алюмосиликокластики. При других отношениях имеют промежуточные значения между теми, что типичны для архейской и постархейской тонкой алюмосиликокластики. Это позволяет предполагать, что верхняя кора Средневожского мегаблока Русской платформы, являвшаяся источником основного объема алюмосиликокластики для позднедокембрийских осадочных последовательностей западного склона Южного Урала, имела в целом несколько менее зрелый характер, нежели сформированная к концу раннего протерозоя «стандартная» UCC (Тейлор, МакЛеннан, 1988; Taylor, McLennan, 1995).

Таким образом, вариации отношений Th/Sc , La/Sc , Eu/Eu^* и $\text{LP3}\Sigma/\text{TP3}\Sigma$ в тонкозернистых терригенных породах позднего докембрия Южного Урала обнаруживают ряд хорошо выраженных экскурсов в сторону как меньших, так и больших, по сравнению со средними величинами для глинистых пород, сформированных в интервале 1700–600 млн лет назад (Тейлор, МакЛеннан, 1988). Эти вариации характерны главным образом для позднего рифея и венда и не всегда совпадают друг с другом во времени или выражены с разной интенсивностью. События, приведшие к появлению указанных экскурсов, имели, вероятно, различные причины. В Башкирском мегантиклинории в интервале от 1650 до примерно 550 млн лет известен ряд магматических событий (Стратотип рифея..., 1983; Формирование земной..., 1986; Алексеев, 1984; Маслов и др., 2001), которые, по-видимому, оказали определенное влияние на состав накапливавшейся в области сочленения Восточно-Европейской платформы и Южного Урала тонкой алюмосиликокластики. Вместе с тем, как мы увидим в дальнейшем, ряд экскурсов отношений $\text{LP3}\Sigma/\text{TP3}\Sigma$, Eu/Eu^* , Th/Sc и La/Sc в области больших или меньших значений не имеют видимой связи с известными нам событиями.

После раннеархейского (~1.630–1.615 млрд лет назад) эпизода «рассеянного» рифтоге-

Значения отношений Eu/Eu^* , $\text{LP3Э}/\text{TP3Э}$, Th/Sc и La/Sc в тонкозернистых алюмосиликоккластических породах различного возраста, по данным работы (Тейлор, МакЛеннан, 1988), и глинистых сланцах верхнего докембрия западного склона Южного Урала и Учуро-Майского региона (Маслов и др., 2006в)

Отношения	Данные С. Тейлора и С. МакЛеннана (1988)		
	Архейские породы	Постархейские породы	Породы, сформированные в интервале времени 1.7–0.6 млрд лет назад
Eu/Eu*	0.99±0.05	0.65±0.02	0.65±0.03
ЛРЗЭ/ТРЗЭ	7.4±0.8	10±1	8.9±0.9
Th/Sc	0.43±0.07	1.0±0.1	1.0±0.1
La/Sc	1.3±0.2	2.7±0.3	2.4±0.6
Отношения	Западный склон Южного Урала	Учуро-Майский регион	
	Породы, сформированные в интервале времени 1.65–0.54 млрд лет назад		
Eu/Eu*	0.65 [#] ±0.06 ^{##}		0.62 [#] ±0.13 ^{##}
ЛРЗЭ/ТРЗЭ	8.59±3.65		–
Th/Sc	0.77±0.17		0.75±0.24
La/Sc	2.23±0.40		2.4±0.75

Примечание. $^{\#}$ – медианное значение; $^{##}$ – величина стандартного отклонения.

неза и формирования щелочных основных вулканитов навыйского комплекса и примерно вплоть до 1.5 млрд лет, значения отношений $\text{LP3Э}/\text{TP3Э}$ и La/Sc в глинистых породах бурзянской серии имели тенденцию к постепенному увеличению, тогда как отношение Th/Sc и величина Eu аномалии (от 0.62–0.63 до 0.55) практически не изменились. Глинистые породы нижнебакальского уровня (~ 1.47 млрд лет назад) по сравнению с глинистыми сланцами половинкинской подсвиты саткинской свиты, напротив, характеризуются резким увеличением европиевой аномалии и симбатным, ярко выраженным ростом отношения Th/Sc .

Отношение $\text{LP3Э}/\text{TP3Э}$ в глинистых породах всего типового разреза рифея варьирует в довольно узких рамках (6 – 12–15), и только аргиллиты катавского уровня каратауской серии имеют аномально высокое медианное значение данного параметра

(> 24). Показательно, что какие-либо магматические события в областях сноса или в бассейне седиментации в рассматриваемый промежуток времени, по всей видимости, отсутствовали.

Сложнопостроенное машакское рифтогенное событие²⁶, маркирующее в типовом разрезе рубеж между ранним и средним рифеем (Ронкин и др., 2005), оказало существенное влияние на состав накапливавшейся в Башкирском мегантиклинории в конце бурзяния и первой половине юрматиния тонкой алюмосиликоккластики, так как в интервале от примерно 1430 млн лет (время накопления карбонатных образований березовской пачки малобакальской подсвиты бакальской свиты) до 1360–1348 млн лет в глинистых породах наблюдается падение значений $\text{LP3Э}/\text{TP3Э}$, Th/Sc и La/Sc , свидетельствующее о влиянии на процессы осадконакопления магматических образований

²⁶ В Башкирском мегантиклинории этому событию отвечают полифазный Бердяушский массив гранитов рапакиви (1370 ± 4.6 млн лет) (Ронкин и др., 2007), рябиновские и губинские граниты (1386 ± 34 , 1330 ± 16 и 1330 ± 27 млн лет) (Краснобаев и др., 2006), Кусинско-Копанская расслоенная интрузия габброидов (1388 ± 63 и 1385 ± 25 млн лет) (Ronkin et al., 2006; Краснобаев и др., 2006), основные вулканиты и силлы машакской свиты (1370 ± 16 млн лет назад (Ронкин и др., 2007) и, по-видимому, комагматическая им «Главная дайка» Бакальского рудного поля, внедрявшаяся в терригенно-карбонатные образования верхней подсвиты бакальской свиты (1385.3 ± 1.4 млн лет) (Ernst et al., 2006).

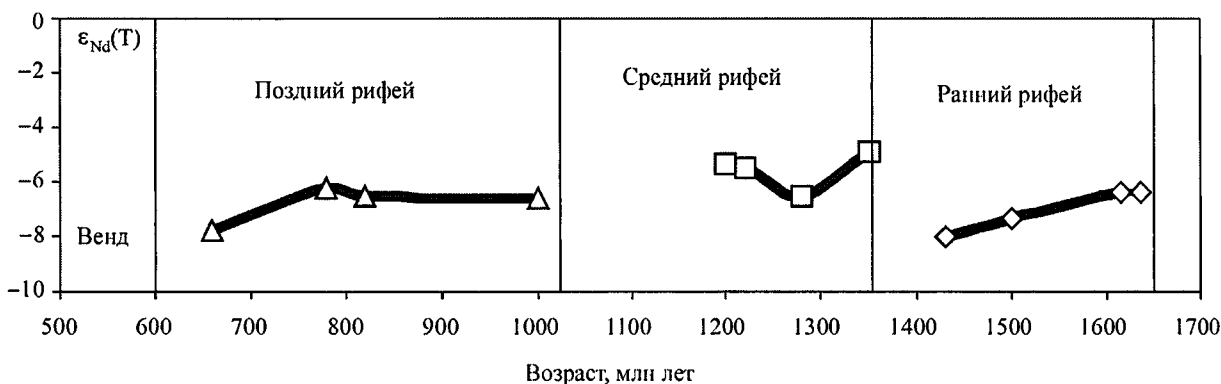


Рис. 93. Вариации величины $\epsilon_{Nd}(T)$ в глинистых сланцах и аргиллитах стратотипического разреза рифея

ний основного и(или) ультраосновного состава.

На появление примерно в это же время на палеоводосборах ювенильного материала указывает и сдвиг в сторону больших значений величины $\epsilon_{Nd}(T)$ в глинистых сланцах машакской свиты по сравнению со значениями данного параметра в тонкозернистых алюмосиликокластических породах бакальской свиты (Маслов и др., 2003б) (рис. 93). По-видимому, в связи с этим событием также снижена величина ЛРЗЭ/ТРЗЭ в глинистых породах в интервале от примерно 1350 до 1300 млн лет. Однако к концу авзянского времени ЛРЗЭ/ТРЗЭ в глинистых сланцах вновь слабо возрастает, что свидетельствует о появлении в областях размыва большего объема кислых магматических пород и поступлении в область осадконакопления заметного количества слабо преобразованной процессами выветривания аркозовой алюмосиликокластики. На это же, видимо, указывают и нарастание к середине среднего рифея (авзянский уровень, около 1220–1200 млн лет назад) величины отношения K_2O/Al_2O_3 в глинистых сланцах, увеличение в них суммы РЗЭ и отношения La_N/Yb_N (Маслов и др., 2004а).

Возрастание отношений Th/Sc и La/Sc происходит в более узком временном интервале. Уже примерно через 50 млн лет после кульминации машакского рифтогенного события, в зигальгинское время²⁷, глинистые

сланцы и мелкозернистые глинистые алевриты обнаруживают резкие экскурсы отношений Th/Sc и La/Sc в области значений, свидетельствующих о разрушении на палеоводосборах сиалической коры, в которой доминируют гранитоиды. Впрочем, через 30–40 млн лет (время расчетное) после этого в глинистых сланцах зигазино-комаровского уровня названные отношения снижаются до типичных для большинства других уровней стратотипа.

Глинистые сланцы основания зильмердакской свиты каратауской серии (бирьянская подсвита), накапливавшиеся в интервале от примерно 1000 до 980 млн лет (обе цифры расчетные, см. (Маслов, 2001), характеризуются значениями отношений ЛРЗЭ/ТРЗЭ и Eu/Eu^* , несколько меньшими, чем те, что были типичны для глинистых сланцев авзянского уровня юрматиния (~ 1220–1200 млн лет назад). Показательно, что в аргиллитах бирьянской и нугушской подсвит зильмердакской свиты величина Eu/Eu^* меньше, чем та, что типична для РААС, и примерно соответствует значению, присущему коре с доминированием гранитоидов или UCC (Тейлор, МакЛеннан, 1988; Cullers, 1995). Отношения Th/Sc и La/Sc в тонкозернистой алюмосиликокластике названного уровня также несколько выше, чем в глинистых сланцах авзянской свиты.

Максимально резкий рост значений ЛРЗЭ/ТРЗЭ и Eu/Eu^* (соответственно, на 290 и 120 %) наблюдается в разрезе карата-

²⁷ Это расчетная оценка времени накопления отложений зигальгинской свиты, вычисленная с учетом мощности и скоростей накопления разнофациальных отложений юрматинской серии среднего рифея (подробнее см. (Маслов, 2001).

уской серии на уровне примерно в 950 млн лет (катавская свита); параллельно в аргиллитах происходит заметное (на 18–20 %) снижение параметров Th/Sc и La/Sc. Далее вплоть до времени накопления отложений зиганского уровня (~ 550 млн лет назад) величина ЛРЗЭ/ТРЗЭ изменяется в достаточно небольших пределах (от 7.27 до 9.83), причем наименьшие ее значения характерны для аргиллитов верхней части ашинской серии. Европиевая аномалия обнаруживает ряд спадов и подъемов от 0.57 до 0.64; минимальные значения Eu/Eu* наблюдаются примерно 820 (инзерский уровень) и 670 (нижнеукский уровень) млн лет назад.

Весьма примечательно, что на всем протяжении суировско-зиганского времени, от 610 до примерно 550 млн лет назад, отношение Eu/Eu* в аргиллитах стабильно и составляет 0.64. Величины Th/Sc и La/Sc от ~ 950 до 820 млн лет растут, однако в дальнейшем, вплоть до зиганского времени (~ 550 млн лет), изменения их носят в ряде случаев противоположный характер.

Падение значений Th/Sc и La/Sc в начале венда составляет около 40 %, что сопоставимо с изменением указанных параметров во время машакского рифтогенного события. Поскольку и в первом, и во втором случаях не наблюдается каких-либо значимых изменений Eu/Eu*, а отношение ЛРЗЭ/ТРЗЭ снижается незначительно, можно предполагать, что как среднерифейское машакское, так и поздневендское снижение величин Th/Sc и La/Sc могло быть связано с возрастанием на палеоводосборах роли пород основного и ультраосновного ряда, а не с появлением в областях размыва характерных для архейской коры плагиогранитоидов, что, как мы увидим ниже, было типично для Учуро-Майского региона.

Так как в последнее время белорецкий метаморфический комплекс (террейн) рассматривается в качестве основного источника сноса для формирования верхневендских осадочных последовательностей Башкирского мегантиклинория (Пучков, 2000, 2004; Willner et al., 2003), то было бы логично предполагать, что именно размыв слагающих его образований и обусловил указанное выше снижение величин отношений Th/Sc и La/Sc. Однако субстрат комп-

лекса имеет преимущественно сиалический характер, тогда как на долю эклогитов и амфиболитов, образовавшихся по силлам основного состава, приходится не более 10 % общего объема комплекса (Алексеев и др., 2002; Галиева, 2004). Следовательно, существенного влияния на уменьшение в аргиллитах конца позднего венда значений отношений Th/Sc и La/Sc размыв белорецкого комплекса, скорее всего, оказать не мог.

Фиксируемый в начале раннего рифея (~ 1.5 млрд лет назад) в *Учуро-Майском регионе* по геологическим данным эпизод рифтогенеза, по-видимому, не оказал существенного влияния на состав поступающей в область осадконакопления тонкой алюмосиликокластики. Во всяком случае, различий в отношениях Th/Sc и La/Sc в глинистых сланцах трехгорной и димской свит не наблюдается; просматривается только их очень слабый рост к концу раннего рифея. Величины этих отношений указывают на стабильный размыв в это время блоков зрелой континентальной коры, сформированной за счет кратонизации Сибирской платформы в конце раннего протерозоя (Семихатов, 1974; Докембрийская геология..., 1988).

Вместе с тем в глинистых породах учурской серии Nd-модельный возраст составляет от 2.3 до 2.1 млрд лет при $\epsilon_{Nd}(T)$, варьирующем от -4.0 до -6.9, что отражает участие раннепротерозойской коры в седиментации (Подковыров и др., 2002). Внедрение же в эльсонскую фазу во внутренних районах Верхоянского пояса гранитоидов и вывод в область размыва, как указывает В.И. Сухоруков (2003), пород основного и ультраосновного состава привело к резкому падению значений Th/Sc и La/Sc в глинистых породах талынской свиты и параллельному росту величины Eu/Eu*.

В светлинское и тоттинское время влияние мафит-ультрамафитовых рифтогенных комплексов на состав осадков, по геохимическим данным, уже не столь очевидно; накапливавшиеся в это время тонкозернистые алюмосиликокластические осадки имели значения Eu/Eu*, Th/Sc и La/Sc, сходные с теми, что преобладали в раннем рифее. Аргиллиты тоттинской свиты Майской плиты характеризуются Nd-модельным возрастом

$T_{DM} = 1.8$ млрд лет, а величина $\epsilon_{Nd}(T)$ составляет в них $+0.3$. Следовательно, источниками сноса для рециклированного материала аргиллитов тоттинского уровня могли являться породы ювенильной континентальной коры раннего протерозоя (А.Б. Котов, устное сообщение 2005 г.).

Мощный импульс рифтогенеза, имевший место в Учуро-Майском регионе на рубеже среднего и позднего рифея, привел к резкому (почти в 2 раза) падению в глинистых породах отношения La/Sc – от 3.4 в игниканских аргиллитах до 1.7 в глинистых породах нижней части усть-кирбинской свиты. Менее резко, всего на 25–28 %, в том же временном интервале снижается в тонкозернистой силикластике и величина отношения Th/Sc .

В аргиллитах неруенской свиты лахандинской серии Майской плиты Nd -модельный возраст составляет ~ 1.6 млрд лет, а величина $\epsilon_{Nd}(T)$ в них, также как и на тоттинском уровне, положительная ($+0.4$). Это, на наш взгляд, позволяет предполагать, что в неруенское время имел место еще один эпизод поступления в верхнюю кору ювенильного мантийного материала.

Весьма низкие (близкие к талынским) значения отношений Th/Sc и La/Sc в аргиллитах аимской свиты венда позволяют предполагать, что процессы предвендского рифтогенеза также оказали существенное влияние на формирование состава тонкозернистой алюмосиликоккластики юдомской серии. Об этом же свидетельствуют и средне-рифейский Nd -модельный возраст (1.3 млрд лет) аимских аргиллитов и повышенные значения $\epsilon_{Nd}(T) = -0.3$ (Подковыров и др., 2002).

Наблюдающееся вверх по гипостратотипическому разрезу рифея приближение спектров РЗЭ к тем, что типичны для глинистых отложений чехла платформ (NASC, PAAS), как и возрастание в ряде случаев доли тяжелых РЗЭ, указывают, по-видимому, на усиление процессов рециклирования осадочного материала (Подковыров и др., 2002, 2003).

Величина отношения Th/Sc в аргиллитах учурской серии растет вверх по разрезу от 0.48 (низы трехгорной свиты) до 0.70 (верхи трехгорной свиты) и 0.76 (димская

свита) (рис. 94, а). В основании талынской свиты аимчанской серии этот параметр почти в 3 раза меньше (0.24). Затем вверх по разрезу величина Th/Sc постепенно увеличивается и в глинистых сланцах верхней части серии, на тоттинском уровне, почти в 3–3.5 раза выше, чем в тонкозернистых глинистых породах базальных уровней серии.

Максимально высокие значения этого отношения (0.94–1.0) характерны для аргиллитов неруенской, игниканской и кандыкской свит лахандинской и уйской серий; в аргиллитах завершающей уйскую серию усть-кирбинской свиты указанный параметр снижается до 0.72–0.75. Аргиллиты аимской свиты основания юдомской серии, как и тонкозернистые терригенные породы талынской свиты аимчанской серии, характеризуются весьма низким отношением Th/Sc (0.30). Типичные для аргиллитов аимчанской и юдомской серий минимальные величины отношения Th/Sc обусловлены, по-видимому, повышенными содержаниями в них Sc , что характерно для пород мантийного и корово-мантийного происхождения (Подковыров, 2001).

Поскольку максимальные, близкие к PAAS, значения отношения Th/Sc характерны для глинистых пород среднего и верхнего рифея Учуро-Майского региона, можно предположить, что размыв в это время затрагивал преимущественно зрелую кору континентальных блоков (Cullers, Podkovyrov, 2000; Подковыров и др., 2002). Это подтверждается и данными изучения возраста обломочных цирконов (Khudoley et al., 2001). Для аргиллитов талынской свиты среднего рифея, в отличие от других уровней гипостратотипа, предполагается размыв более основного субстрата или более глубоких мафических горизонтов континентальной коры (Подковыров и др., 2002). На преобладание в талынское время в источниках сноса плагиогранитов указывает и положение фигуративных точек аргиллитов данного уровня на диаграмме $La-Th-Sc$.

Отношение La/Sc в глинистых породах верхнего докембрия Учуро-Майского региона ведет себя симбатно параметру Th/Sc (рис. 94, б). Так, в глинистых сланцах нижнерифейской учурской серии снизу

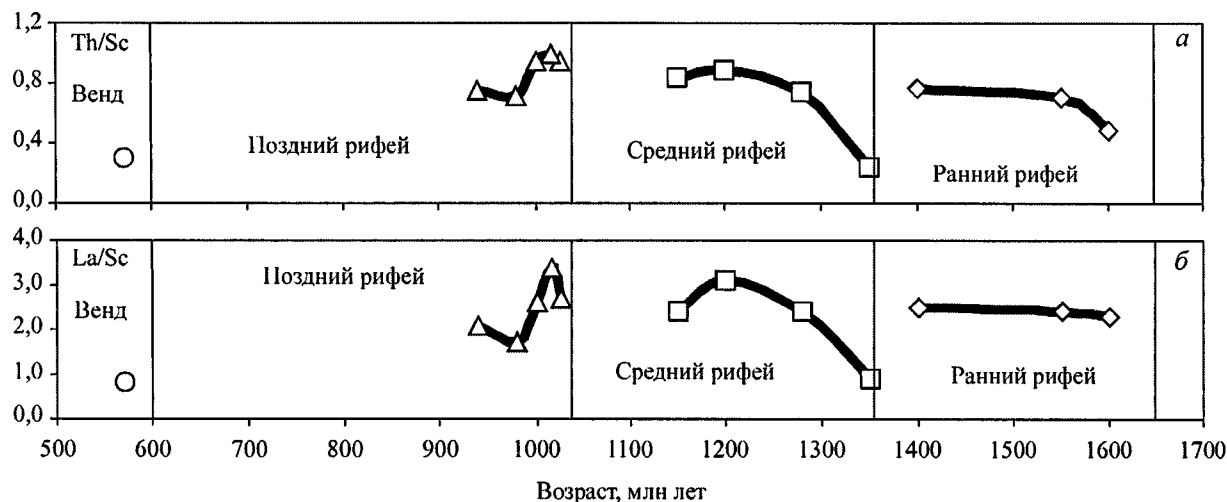


Рис. 94. Вариации отношений Th/Sc (а) и La/Sc (б) в глинистых сланцах и аргиллитах верхнего докембрия Учуро-Майского региона

вверх отношение Th/Sc весьма слабо растёт, в среднем рифее оно увеличивается от талынского уровня (0.9) к низам тоттинского уже весьма существенно (от 0.9 до 3.1). В глинистых сланцах неруенской свиты основания лахандинской серии величина отношения La/Sc равна 2.7. Выше по разрезу La/Sc возрастает до 3.4 (игниканский уровень), а затем резко снижается, составляя в тонкозернистых терригенных породах кандыкской и нижней части усть-кирбинской свит, соответственно, 2.6 и 1.7.

Интересные выводы даёт анализ изменений указанных выше отношений на границах крупных седиментационных серий как в Башкирском мегантиклинории, так и в Учуро-Майском регионе. Например, на границе раннего и среднего рифея в обоих регионах наблюдается достаточно резкое падение значений отношений Th/Sc и La/Sc, что указывает на преобладание на водосборах начала среднего рифея более основных пород, нежели это было характерно для конца бурзяния. Параллельно резкое уменьшение Eu/Eu* в глинистых породах основания керпыльской серии Учуро-Майского региона также указывает на существенное увеличение на палеоводосборах доли базитов; в Башкирском мегантиклинории этого нет. На границе среднего и позднего рифея в обоих регионах величины отношений Th/Sc и La/Sc практически не меняются. Это можно интерпретировать как постоянство состава палеоводосборов, за исключением самого начала юрматиния в

Башкирском мегантиклинории, когда, как мы видели выше, произошло относительно кратковременное (?), но резкое увеличение доли кислых пород на палеоводосборах.

В позднем рифее просматривается несколько менее резко выраженных подъёмов и спадов значений отношений Th/Sc и La/Sc. Минимальные величины Th/Sc и La/Sc в аргиллитах нижней части каратауской серии (катавский уровень) достаточно хорошо коррелируются с повышением в них значений Eu/Eu*, что может свидетельствовать о вовлечении в размыв материала, геохимически менее зрелого, чем UCC. В аргиллитах верхнего рифея Учуро-Майского региона величина Eu/Eu*, напротив, существенно ниже, чем та, что характерна для PAAS и UCC, что, во-первых, может быть связано с размывом в это время на палеоводосборах весьма зрелого субстрата, а во-вторых, являться отражением активных процессов внутрикорового рециклирования материала без привноса нового ювенильного вещества.

Отношение Eu/Eu* варьирует в аргиллитах учурской серии от 0.62 до 0.71 (рис. 95), обнаруживая слабую тенденцию к возрастанию к концу раннего рифея. В образцах аргиллитов, отобранных из основания среднерифейской аимчанской серии указанный параметр поднимается до 0.71, тогда как в тонкозернистых терригенных породах вышележащих светлинской и тоттинской свитах величина Eu/Eu* составляет от 0.54 до 0.71 при общей тенденции

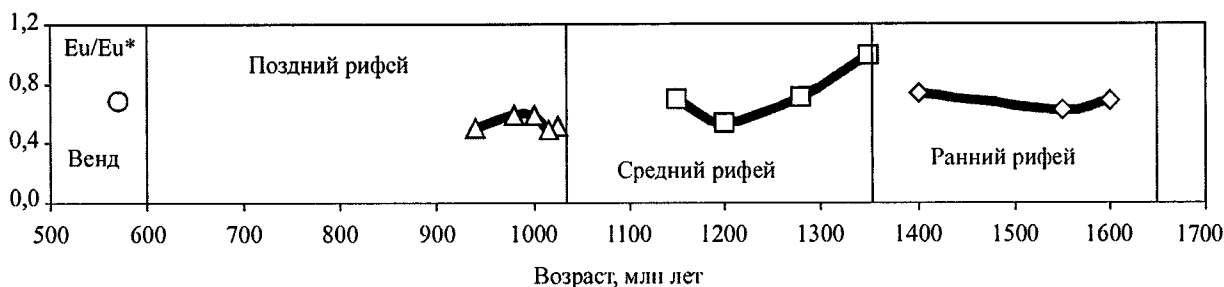


Рис. 95. Вариации величины Eu/Eu^* в глинистых сланцах и аргиллитах верхнего докембрия Учуро-Майского региона

ции к снижению до рубежа 1200 млн лет и некоторому небольшому последующему росту. Характеризующиеся отсутствием Eu аномалии аргиллиты талынской свиты по особенностям спектра распределения РЗЭ близки к архейским аргиллитам. Аргиллиты лахандинской и уйской серий характеризуются низкими величинами данного отношения (в аргиллитах верхней части усть-кирбинской свиты Eu/Eu^* составляет 0.50, в аргиллитах низов усть-кирбинской и кандыкской свит – 0.59) (Подковыров и др., 2002). Тонкозернистые терригенные породы аимской свиты юдомской серии венда имеют заметно более высокое, почти соответствующее PAAS, значение отрицательной Eu аномалии (0.68). Это существенно выше, чем типично для тонкозернистых терригенных пород верхнего рифея Учуро-Майского региона. Примечательно, что по характеру спектров РЗЭ аргиллиты основания венда (близки к глинистым породам талынской свиты среднего рифея, однако от последних их отличает хорошо выраженная Eu аномалия.

Сопоставляя средние значения отношений La/Sc , Th/Sc и Eu/Eu^* в позднедокембрийских отложениях Учуро-Майского региона (см. табл. 28) с теми, что приведены С. Тейлором и С. МакЛеннаном (1988) для тонкозернистых терригенных образований, сформированных в интервале 1.7–0.6 млрд лет, можно видеть, что величины La/Sc и Eu/Eu^* почти тождественны. Значения же Th/Sc в глинистых породах рифея и венда Учуро-Майского региона значимо меньше тех, что даны в работе (Тейлор, МакЛеннан, 1988). Наиболее простым объяснением указанного феномена является предположение о меньшей зрелости тех блоков верхней коры, которые служили источниками тон-

кой алюмосиликоккластики для осадочных последовательностей рифея и венда Учуро-Майского региона. Причиной этого могло быть как присутствие на палеоводосборах относительно крупных блоков пород архея, так и привнос ювенильного мантийного материала, фиксируемый по вариациям в глинистых породах позднего докембрия значений $T_{Nd}(DM)$ и $\epsilon_{Nd}(T)$.

Анализ Nd-модельных возрастов глинистых сланцев и аргиллитов рифея и венда Учуро-Майского региона дает весьма интересную информацию о составе, типах и возрасте источников тонкой алюмосиликоккластики для седиментационных бассейнов, существовавших в позднем докембрии на территории Восточной Сибири (Подковыров и др., 2002, 2003). Так, аргиллиты учурской серии раннего рифея, талынской и тоттинской свит среднего рифея Юдомо-Майского прогиба характеризуются раннепротерозойскими значениями $T_{Nd}(DM)$ – 2.3–2.1 млрд лет, тогда как аргиллиты тоттинской свиты из разрезов Майской плиты имеют более молодые значения $T_{Nd}(DM)$ = 1.8 млрд лет, что позволяет предполагать возрастание вклада ювенильного материала. Аргиллиты вышележащего керпыльско-лахандинского уровня имеют значения $T_{Nd}(DM)$, варьирующие от 1.9 до 1.4 млрд лет. Напротив, аргиллиты усть-кирбинской свиты уйской серии характеризуются увеличением Nd-модельного возраста до 1.7 (Юдомо-Майский прогиб) и 2.1 млрд лет (Майская плита). Наконец, тонкозернистые алюмосиликоккластические породы юдомской серии венда имеют наиболее молодые из перечисленных выше значения Nd-модельного возраста (1.3 млрд лет), что предполагает появление в это время на палеоводосборах

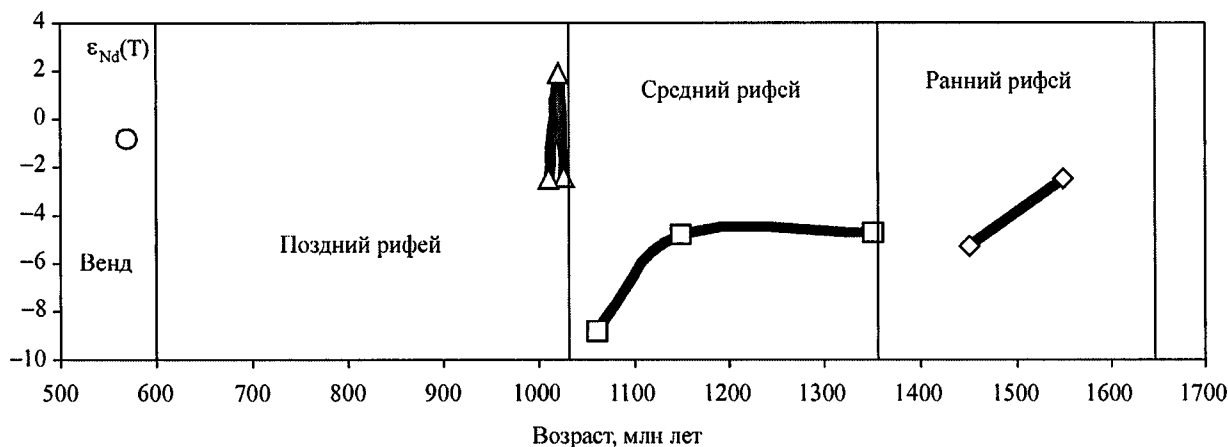


Рис. 96. Вариации величины $\epsilon_{Nd}(T)$ в глинистых сланцах и аргиллитах верхнего докембрия Учуро-Майского региона

более молодого – рифейского, а возможно и собственно вендского ювенильного материала. Вариации величины $\epsilon_{Nd}(T)$ в аргиллитах позднего докембрия Учуро-Майского региона (рис. 96) также вполне определенно указывают на изменение состава размывавшихся комплексов пород и общей схемы минерального питания бассейнов седиментации.

Иная ситуация характерна для осадочной мегапоследовательности рифея Енисейского края. Метапелиты и глинистые сланцы рифея края на протяжении примерно 550 млн лет (с кординского по шунтарское время) характеризуются довольно близкими умеренно отрицательными значениями величины $\epsilon_{Nd}(T)$, варьирующими от -7.2 до -2.8 (рис. 97). Во время накопления тонкозернистых обломочных пород оленьинской свиты величина $\epsilon_{Nd}(T)$ возросла до -0.9 , однако в дальнейшем параллельно с увеличением значений Nd модельного возраста глинистых сланцев произошло резкое уменьшение значений $\epsilon_{Nd}(T)$ (до -13.9 и -14.1 в глинистых породах соответственно лопагинской и карьерной свит), что указывает на заметное усиление привноса в область седиментации продуктов разрушения зрелой коры фундамента Сибирского кратона.

Суммируя все сказанное выше, можно видеть, что в Учуро-Майском регионе в течение рифея имело место двукратное поступление в область осадконакопления ювенильного мантийного материала, в результате чего в начале позднего рифея и в венде в аргиллитах происходило существенное

уменьшение Nd модельного возраста и резкое, вплоть до положительных значений, увеличение величины $\epsilon_{Nd}(T)$; в меньшей степени аналогичная тенденция проявлена в начале позднего рифея в Енисейском крае (шунтарско-конкинское время).

Если сопоставить теперь выявленные выше изменения основных геохимических отношений в аргиллитах позднего докембрия Учуро-Майского региона с хронометрической шкалой, то первое, что мы увидим, – это резкий экскурс отношений Th/Sc и La/Sc в область весьма низких значений, имевший место, по-видимому, почти сразу после 1400 млн лет. Это событие сопровождалось и резким возрастанием в аргиллитах величины Eu/Eu^* . Далее, примерно до 1280 млн лет, отношения Th/Sc и La/Sc симбатно растут, а Eu/Eu^* падает. В самом начале позднего рифея в интервале длительностью всего около 50 млн лет (1025–980 млн лет) наблюдается резко выраженный экскурс значений Th/Sc и La/Sc в область их повышения ($2.7 \rightarrow 3.4 \rightarrow 2.6 \rightarrow 1.7$). Европиевая же аномалия ведет себя в это время достаточно спокойно, резкого роста Eu/Eu^* , как в начале юрматиния, нет. Вероятно, это связано с тем, что в самом начале времени накопления позднерифейской осадочной последовательности Учуро-Майского региона (1025–1015? млн лет назад) в бассейн поступала тонкая алюмосиликокластика из областей размыва, в которых доминировала сиалическая, но ювенильная, не подвергавшаяся еще процессам рециклинга кора. Затем, примерно

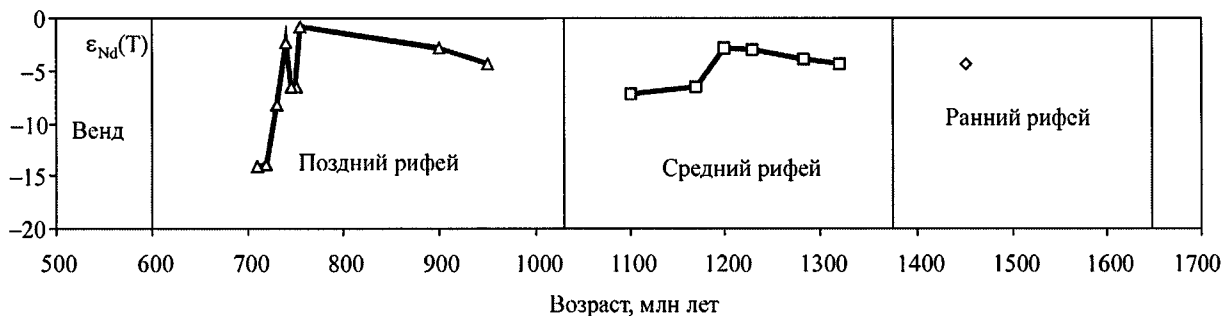


Рис. 97. Вариации величины $\epsilon_{Nd}(T)$ в метapelитах и глинистых сланцах рифея Енисейского края

1005?–980? млн лет назад, в размыв был вовлечен более мафический материал, что обусловило заметное снижение указанных выше отношений.

Полученные данные о вариациях в тонкозернистых терригенных породах типовых разрезов позднего докембрия Северной Евразии (Южный Урал и Учуро-Майский регион) содержаний РЗЭ, Th, Sc и значениях ряда их индикаторных отношений позволяют видеть, что только отношение Eu/Eu^* практически тождественно для постархейской тонкой алюмосиликокластики (Тейлор, МакЛеннан, 1988) и проанализированных нами глинистых пород позднедокембрийских осадочных последовательностей Южного Урала и Учуро-Майского региона. Относительная стабильность (в пределах точности наблюдений) величины Eu/Eu^* в тонкозернистых терригенных образованиях в постархейское время почти ни у кого из исследователей сейчас сомнений не вызывает. Некоторые же ее кратковременные колебания в ту или иную сторону связаны с локальными изменениями состава палеоводосборов и палеотектонических обстановок (Taylor, McLennan, 1995).

Значения отношений Th/Sc, La/Sc и ЛРЗЭ/ТРЗЭ в глинистых породах позднего докембрия Башкирского поднятия и Учуро-Майского региона, напротив, отличаются, и подчас весьма существенно от принятых С. Тейлором и С. МакЛеннаном (1988) для тонкозернистых осадочных пород позднего докембрия. В стратотипическом разрезе рифея мы видим это в разрезе бурзяния, на рубеже между нижним и средним рифеем, а также в каратавии и венде, а в гиностратотипе — на рубеже раннего и среднего, а также среднего и позднего рифея.

Выражены эти экскурсы с разной интенсивностью и не всегда совпадают по времени. С большой долей вероятности можно предполагать, что вариации названных отношений определялись в первую очередь составом палеоводосборов, т.е. фактором локальным, и лишь их резкое и более или менее синхронное уменьшение в обоих указанных регионах отражают, возможно, этапы субглобальных геодинамических событий орогении (гренвильской, кадомской и(или) других) и(или) деструкции дорифейского фундамента с проникновением в верхнюю континентальную кору значительных объемов ювенильного материала.

Практически весь ранний рифей прошел в Башкирском мегантиклинории под знаком накопления продуктов размыва зрелой консолидированной коры Восточно-Европейской платформы (Маслов и др., 2003в, 2004а), сформированной к концу раннего протерозоя (Богданова, 1986; Богатиков и др., 1987).

Причина отчетливых вариаций отношений Eu/Eu^* и Th/Sc на уровне ~ 1470 млн лет остается пока не ясной. Примерно с этого же уровня начинается заметное снижение значений ЛРЗЭ/ТРЗЭ, Th/Sc и La/Sc; однако Eu аномалия в интервале 1430–1260? млн лет остается практически постоянной и немного превышает ее значение в РААС. Указанные изменения, несомненно, связаны со сложно структурированным машакским рифтогенным событием, не приведшим, однако, к разрыву континентальной коры и не имевшим большой длительности. Достаточно сказать, что уже в глинистых сланцах зигальгинской свиты значения Th/Sc и La/Sc сопоставимы или даже выше, чем в глинистых породах нижнего рифея.

После примерно 1200 млн лет на рассматриваемой территории, по-видимому, наступает длительный континентальный перерыв, происходит размыв части ранее накопившихся отложений и внедряется ряд дайковых роев, маркирующих обстановки ограниченного растяжения коры. Важно отметить, что, исходя из значений отношений $LP3Э/TP3Э$ и Eu/Eu^* в глинистых сланцах бурзянской и юрматинской серий на всем протяжении раннего и в первой половине среднего рифея в областях размыва преобладала зрелая континентальная кора. Примерно такой же состав имела верхняя кора на палеоводосборах и в начале позднего рифея, в зильмердакское время, когда на всем протяжении западного склона Урала началось формирование крупного перикратонного прогиба, являвшегося, возможно, пассивной окраиной Палеоазиатского океана (Хаин, 2001; Добрецов, 2003), хотя с таким выводом согласны далеко не все исследователи.

Некоторое понижение значений отношений Th/Sc и La/Sc в катавское время (~ 950 млн лет назад) и параллельное резкое увеличение $LP3Э/TP3Э$ и Eu/Eu^* , возможно, указывает на кратковременный размыв блоков менее зрелой коры с существенной долей архейского компонента.

Вариации отношений Eu/Eu^* , Th/Sc и La/Sc 820–780 и 680–670 млн лет назад объяснения пока не находят. Единственным разумным предположением, на наш взгляд, является возможное влияние на процессы осадконакопления в это время инзерского орогенного события (~ 800 млн лет) и основного магматизма аршинской эпохи (~ 680 млн лет). Достаточно ярко выражен в позднедокембрийском разрезе Башкирского мегантиклинория эпизод снижения отношений Th/Sc и La/Sc в вендских аргиллитах басинской и зиганской свит (значения $LP3Э/TP3Э$ и Eu/Eu^* в несколько более длительном суировско-зиганском интервале остаются, примерно постоянными). Казалось бы, логично связать это событие с размывом основных пород (или пород нижней коры) Белорецкого террейна, однако последний, как мы видели выше, примерно на 90 % представлен сиалическим субстратом (Галиева, 2004) и не мог, следова-

тельно, обеспечить почти 40 %-е падение значений названных индексов на уровне 570–550 млн лет назад.

Формирование осадочных толщ рифея в Учуро-Майском регионе началось также с размыва зрелой континентальной коры Сибирского кратона. Об этом свидетельствуют геологические данные (Акульшина и др., 1972; Семихатов, 1974; Келлер и др., 1984б; Докембрийская геология ..., 1988), величины отношений Th/Sc и La/Sc в глинистых сланцах нижнего рифея, близкие к тем, что типичны для УСС, и сходные с РААС значения Eu/Eu^* , а также максимальные величины Nd -модельного возраста. Возможно, какую-то часть сиалического материала поставляли в бассейн и кислые магматические породы, локализованные к востоку от Учуро-Майского региона (Худoley, 2003). Примерно 1.5, 1.38 и 1.32 млрд лет назад здесь имели место импульсы рифтогенеза, однако к разрыву сплошности континентальной коры они не привели. На рубеже раннего и среднего рифея произошло становление массивов гранитоидов, а также вывод на дневную поверхность блоков коры основного и ультраосновного составов, что привело к резкому падению в глинистых сланцах талынской свиты (~ 1.35 млрд лет) значений отношений Th/Sc и La/Sc и почти полному исчезновению Eu аномалии. Предполагается, что все сказанное выше было следствием рифтогенеза, но по влиянию на изотопно-геохимические характеристики глинистых пород данное событие не сопоставимо, на наш взгляд, с процессами рифтогенеза машакского времени в типовой области развития рифея и, следовательно, параллель между ними провести, скорее всего, нельзя.

В дальнейшем, от примерно 1280 до 1025 млн лет, размыв вновь затрагивал преимущественно консолидированную раннепротерозойскую кору ($Th/Sc \approx 0.74–0.88$; $La/Sc \approx 2.4–3.1$) Сибирского кратона, при определенной роли как источника сноса и некоего «восточного массива» (Худoley, 2003; Серкина и др., 2004), поставлявшего в бассейн цирконы с возрастом 1.55–1.32 млрд лет. Исключительно крупное рифтогенное событие, приведшее к масштабной деструкции континентальной коры и геологическим

очень быстрому накоплению почти 1 км магматических, вулканических и терригенных пород уйской серии, фиксируется в Учуро-Майском регионе на рубеже среднего и позднего рифея (1005–942 млн лет назад). В геохимии аргиллитов оно отражено резким снижением отношений La/Sc и Th/Sc при умеренном росте Eu/Eu^* , что в целом напоминает геохимическую эволюцию составов глинистых сланцев конца бурзяния–начала юрматиния в типовой местности. После накопления отложений уйской серии происходит длительная деструкция континентальной коры, фиксируемая, в том числе, и роями даек с возрастными 650, 610, 560 и 510 млн лет, колоссальным по продолжительности интервалом перерыва в осадконакоплении (в течение примерно 350–400 млн лет), внедрением ультраосновных щелочных массивов, а также слабо проявленными предвендскими деформациями (Сухоруков, 2003). Примерно 650–600 млн лет назад в Учуро-Майском регионе был проявлен еще один этап рифтогенеза, завершивший, по всей видимости, распад Родинии (Подковыров и др., 2001а, 2001б, 2003).

Естественно предположить, что в обоих рассматриваемых в настоящей работе регионах в раннем и среднем рифее доминировали процессы размыва сформированной к рубежу 1.9–1.8 млрд лет зрелой континентальной коры. В Башкирском мегантиклинории крупное рифтогенное событие имело место на рубеже раннего и среднего рифея. Примерно в это же время в Учуро-Майском регионе в область размыва были выведены блоки геохимически незрелой коры, имевшей равновероятно архейский или нижнепротерозойский возраст (островодужные вулканоплутонические образования федоровской серии с возрастом около 2.1 млрд лет (Котов, 2003). После 1000 млн лет назад на восточной периферии Восточ-

но-Европейской платформы началось формирование пассивной позднерифейско-палеозойской окраины Палеоазиатского океана (?), нарушенное в позднем венде аккрецией Белорецкого террейна (Пучков, 2000). В Учуро-Майском регионе в течение почти всего позднего рифея процессы осадконакопления, видимо, отсутствовали, а в венде, с началом развития бассейна пассивной окраины, размыв Сибирского кратона возобновился (Подковыров и др., 2002; Худoley, 2003; Серкина и др., 2004).

Из сказанного выше можно сделать вывод, что эволюция позднедокембрийских бассейнов осадконакопления Башкирского мегантиклинория и Учуро-Майского региона происходила по большинству параметров как бы в противофазе²⁸; по-разному ведут себя в этот колоссальный промежуток времени и отношения Eu/Eu^* , $LP3Э/TP3Э$, Th/Sc и La/Sc . Вероятно, геохимическая эволюция тонкой алюмосиликокластики рифея и венда в указанных регионах контролировалась в основном локальными факторами, фоном для которых служили глобальные и субглобальные события, такие как «сборка» и распад суперконтинентов (Родиния, Паннотия, Пантерра и др.), формирование гренвиллид, раскрытие Палеоазиатского океана и Протопацифики.

Таким образом, на примере наиболее полных разрезов позднего докембрия Северной Евразии (Южный Урал и Учуро-Майский регион) на существенно более представительной, чем ранее, аналитической базе и с учетом методически надежных изотопных датировок в значительной степени уточнены особенности долговременных вариаций отношений Th/Sc , La/Sc , $LP3Э/TP3Э$ и Eu/Eu^* в тонкозернистых терригенных осадках. Установлено, что только величина Eu/Eu^* в тонкозернистой алюмосиликокластике названных регионов

²⁸ На эту проблему существуют, однако, и иные точки зрения. Так, А.К. Башарин с соавторами (2004) считают, что на Восточно-Европейском кратоне и по его периферии в раннем рифее формируется редкая сеть линейных прогибов, продолжающаяся в дальнейшем развиваться и усложняться. Таким образом, основная фаза рифтогенеза на данном кратоне приходится на начало рифея. На Северо-Азиатском кратоне, по мнению названных авторов, кульминация позднедокембрийской эпохи рифтогенеза также пришлась на ранний рифей. Анализ всех этих данных, вместе с рассмотрением материалов по Северо-Американскому кратону, привел А.К. Башарина и его соавторов (2004, с. 46) к выводу о том, что «На всех трех кратонах Лавразии выделяются две фазы рифтогенеза, состоявшие приблизительно в одни и те же интервалы геологической истории. Принципиальные их характеристики одинаковы и различаются лишь в деталях».

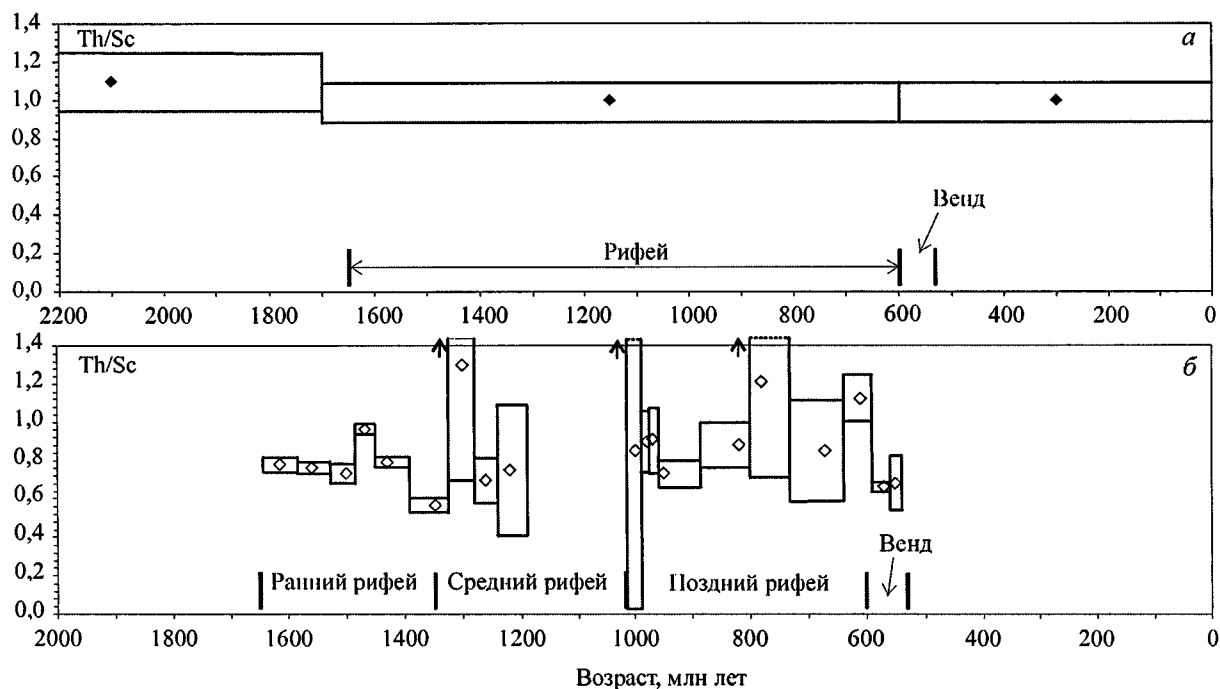


Рис. 98. Сопоставление вариаций отношения Th/Sc в постархейских (в интервале 2.2–0 млрд лет) тонкозернистых алюмосиликокластических породах (Тейлор, МакЛеннан, 1988) (а) и глинистых породах рифея и венда Башкирского мегантиклинория (в интервале 1.65–0.54 млн лет) (б)

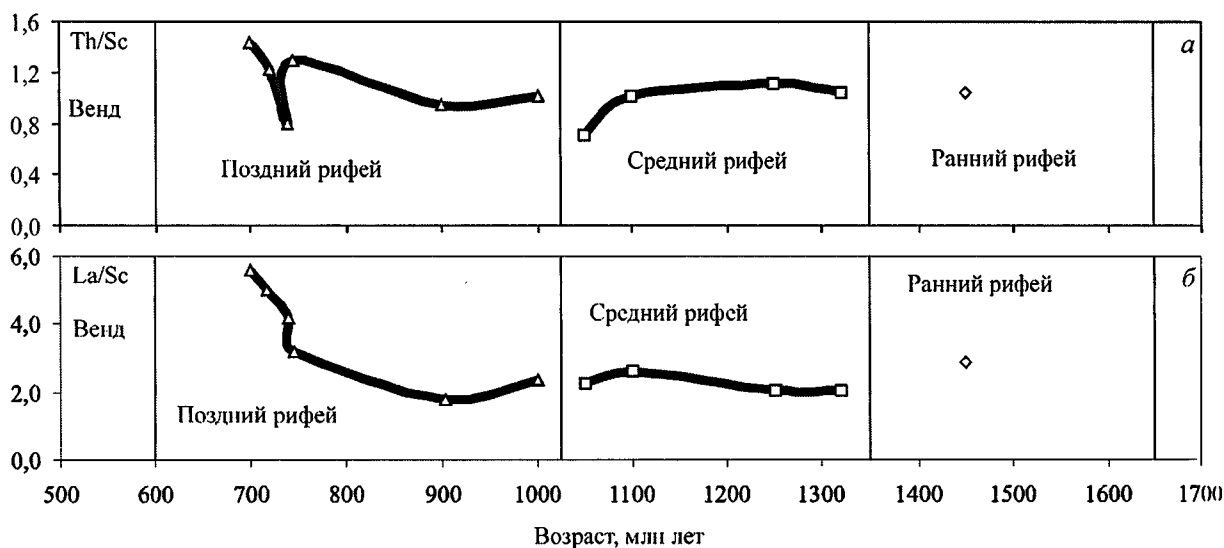


Рис. 99. Характер изменения значений Th/Sc (а) и La/Sc (б) в тонкозернистых терригенных породах рифея Енисейского края

практически тождественна ее оценке для постархейских осадочных пород мира. Три других из перечисленных выше параметров обнаруживают на протяжении рифея и венда ряд экскурсов в сторону меньших и больших значений, что, видимо, связано в основном с локальными изменениями состава питающих провинций, характера поступавшего с палеоводосборов материала и особенностями палеогеографии, палеокли-

мата и палеотектоники как зон размыва, так и областей осадконакопления. Это хорошо видно при сравнении данных С. Тейлора и С. МакЛеннана (1988) и наших материалов (рис. 98) по изменению величины отношения Th/Sc в интервале 1.65–0.54 млрд лет. Возможно, заметную роль в этом играло и прогрессирующее на протяжении позднего докембрия рециклирование осадочного материала.

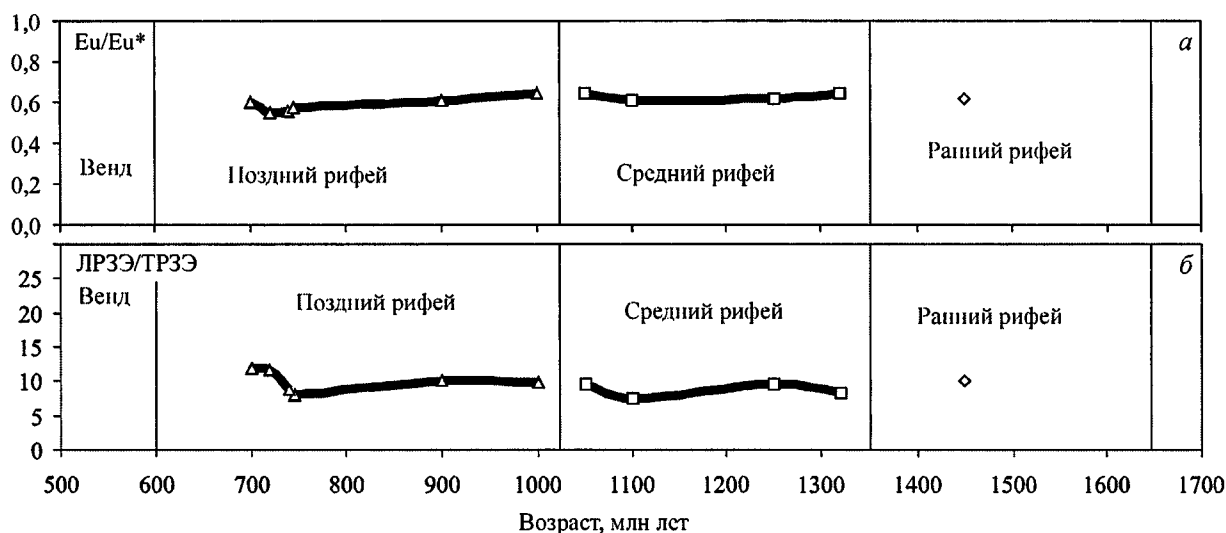


Рис. 100. Вариации значений Eu аномалии (а) и величины ЛРЗЭ/ТРЗЭ (б) в метапелитах и глинистых сланцах рифея Енисейского кряжа

На рис. 99 и 100 показаны вариации медианных значений Th/Sc , La/Sc , Eu/Eu^* и $\text{ЛРЗЭ}/\text{ТРЗЭ}$ в различных литостратиграфических подразделениях рифея Енисейского кряжа. Основываясь на них, можно высказать предположение, что на протяжении значительного отрезка времени (с кординского по оленьинское время) величины Th/Sc и La/Sc в поступавшей в область осадконакопления тонкой алюмосиликокластике оставались относительно стабильными. Только примерно с уровня 740–750 млн лет назад начинается некоторый рост как La/Sc , так и Th/Sc , что, возможно, указывает на вывод в зону размытия на палеоводосборах блоков зрелой континентальной коры и хорошо коррелирует со снижением значений $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$ в тонкой алюмосиликокластике (см. рис. 97). Снижение значений $\text{ЛРЗЭ}/\text{ТРЗЭ}$ в метапелитах и глинистых сланцах горбилковского, погорейского и оленьинского уровней, по-видимому, отвечает эпизодам привноса в область

седиментации несколько менее зрелой тонкой алюмосиликокластике. Вместе с тем все сказанное выше следует рассматривать только как предварительные выводы, так как геохимические реконструкции необходимо корректно сопоставить с геологическими данными. Пока же можно предполагать, что в пределах Енисейского кряжа в начале среднего рифея (вторая половина кординского и горбилковского время) проявились процессы рифтогенеза, приведшие к формированию пикрит-пикробазальт-базальтовой ассоциации MORB-типа (пластины этих пород известны среди отложений сухопитской серии). Примерно в этот же период (горбилковско-удерейское время) происходит углубление бассейна и накопление мощных толщ турбидитов. На конец рассматриваемого интервала проходит хорошо выраженное снижение значений $\text{ЛРЗЭ}/\text{ТРЗЭ}$, величины отрицательной Eu аномалии (с 0.60 до 0.75) и $\text{La}_\text{N}/\text{Yb}_\text{N}$ (с 11 до 7–8).

Глава 10. Соотношение петрогенной и литогенной алюмосиликокластики в рифейских мегапоследовательностях Башкирского мегантиклинория и Камско-Бельского авлакогена

Формирование кластических осадков контролируется в самом общем виде процессами рециклинга и привносом так называемого «first cycle» материала (Тейлор, МакЛеннан, 1988; Юдович, Кетрис, 2000; Veizer, 1984; Veizer, Jansen, 1985; Michard et al., 1985; Cox, Lowe, 1995; Cox et al., 1995). В результате конкуренции указанных процессов формируются, соответственно, литогенные и петрогенные, по (Юдович, Кетрис, 2000), песчаники, алевролиты и глинистые породы. Длительный рециклинг в существенной мере способствует обогащению обломочных пород химически и механически зрелыми компонентами: для песчаников и алевролитов это кварц, для глинистых пород – иллит. Характерно, что вверх по разрезу какой-либо осадочной последовательности глинистые породы, сформированные в условиях доминирования процессов рециклинга, обогащаются калием и алюминием. «First cycle» обломочные породы, образованные за счет разрушения зрелой континентальной коры с высоким содержанием гранитоидов, также содержат существенное количество кварца, но, наряду с ним, в их каркасе в значительном количестве присутствуют полевые шпаты. Находящиеся в переслаивании с подобными песчаниками тонкозернистые терригенные породы, как и в случае литогенных глин, содержат повышенные концентрации калия и алюминия, однако величина отношения K_2O/Al_2O_3 в них в среднем выше, чем в многократно переотложенных осадках.

Концептуальные вопросы разграничения осадочных образований, сформированных при доминирующем влиянии рециклинга или привноса «first cycle» материала на основе геохимических данных, рассмотрены в середине 1990-х гг. (Cox, Lowe, 1995; Cox et al., 1995). В результате было установлено, что для рециклированных тонкозернистых терригенных пород характерны следующие признаки: 1) отношение K_2O/Al_2O_3

не превышает 0.3; 2) вследствие длительного переотложения породы обеднены наиболее растворимыми компонентами, при этом содержания минимально растворимых элементов, таких как Th и Y, несколько увеличиваются с течением времени; 3) со временем вверх по разрезу содержание в породах относительно хорошо растворимых элементов (U, Sr и др.) снижается. Процессы рециклинга ведут также к постепенному увеличению отношения ЛРЗЭ/ТРЗЭ. Однако, в отличие от той ситуации, когда аналогичный тренд определяется сменой основных источников сноса кислыми, при процессах рециклинга не происходит фракционирования Eu относительно других РЗЭ и, следовательно, величина Eu/Eu^* остается неизменной (Cox, Lowe, 1995). Тонкозернистые терригенные отложения, в составе которых преобладает «first cycle» материал, имеют на первых стадиях достаточно пестрый минеральный и варьирующий химический состав, но с течением времени содержания в них K_2O и Al_2O_3 растут, а содержания других петрогенных оксидов снижаются. Калий в алевроаргиллитах данного типа содержится преимущественно в полевых шпатах, и вследствие этого величина отношения K_2O/Al_2O_3 составляет более 0.4. По мере эволюции химического состава пород источников сноса в «first cycle» глинах происходит увеличение относительного содержания некогерентных и параллельное снижение содержаний когерентных элементов. В соответствии с общим трендом созревания континентальной коры, выраженным в ее прогрессивной гранитизации, в глинах рассматриваемого типа растет величина ЛРЗЭ/ТРЗЭ. Симбатно увеличивается и величина Eu/Eu^* .

Литохимические критерии разграничения петрогенных и литогенных образований, основанные на анализе соотношений главных химических компонентов пород, сформулированы в работе (Юдович, Кетрис, 2000). Петрогенные породы имеют положи

тельную корреляцию титанового²⁹ (ТМ) и железного (ЖМ) модулей, тогда как между модулями НКМ и гидролизатным такая взаимосвязь отсутствует. Для таких ярко выраженных литогенных образований, какими являются олиго- и мономиктовые кварцевые песчаники, «... одним из надежных литохимических признаков рециклизации служит резко повышенная величина титанового модуля» (Юдович, Кетрис, 2000, с. 26). На модульной диаграмме ГМ–ТМ литогенные кварцевые песчаники обнаруживают отчетливую отрицательную корреляцию названных параметров. Указанием на «first cycle» природу аркозов является и менее высокое значение ТМ в песчаниках по сравнению с алевролитами; литогенные аркозы характеризуются обратными соотношениями.

Рециклинг алюмосиликоккластики, поступавшей в седиментационные бассейны, существовавшие в рифее в области сочленения Восточно-Европейской платформы и Урала, до сих пор не привлекал особого внимания исследователей. Эта проблема затронута только в ряде публикаций Л.В. Анфимова с соавторами (1983, 1987, 1995). Основываясь на данных изучения микроплотности обломочного кварца в псаммитах базальных уровней всех трех седиментационных серий рифея Южного Урала, Л.В. Анфимов высказал предположение о том, что основным источником кварца являлись осадочно-метаморфические образования нижнепротерозойского проточехла Русской платформы, а не непосредственно архейский кристаллический фундамент. Характер распределения РЗЭ в карбонатных породах нижнего и среднего рифея, с одной стороны, и верхнего рифея, с другой, также, на взгляд Л.В. Анфимова с соавторами, свидетельствует о том, что «... седиментация в каратавии осуществлялась за счет перемыва осадков R_1 и R_2 » (Анфимов и др., 1987, с. 56). Удревнение валовых К-Аг даггировок глинистых пород верхнего рифея Южного Урала относительно стандартных временных рамок каратавия также позволя-

ет предполагать размыв в позднем рифее более древних, но по всей видимости, рифейских осадочных последовательностей (Анфимов, 2001). Я.Э. Юдович и М.П. Кетрис (2000), на основе данных о химическом составе песчаников и алевролитов машакской свиты среднего рифея, приведенных в работе (Парначев и др., 1986), высказали предположение о принадлежности названных образований к петрогенным аркозам. Напротив, песчаники лемезинской подсвиты зильмердакской свиты рассматриваются названными авторами как неоднократно рециклированные.

Проводя сопоставление палеоклиматических данных, полученных разными (литологическими, лито- и геохимическими) методами для стратотипа рифея, мы столкнулись с тем, что при общей, достаточно хорошей, сходимости результатов по отдельным стратиграфическим уровням разреза оценки палеоклимата подчас прямо противоположны (Маслов и др., 2003а). Связано это, на наш взгляд, с недооценкой процессов рециклинга и некорректным перенесением методических приемов, разработанных для «first cycle» осадков, на породы, в составе которых преобладает алюмосиликоккластика, прошедшая многократное переотложение. Использование для подобных образований стандартных подходов (CIA индекс и др.) ведет, на наш взгляд, не к выявлению реальных палеоклиматических сигналов, а лишь к созданию неких виртуальных моделей, где происходит многократное наложение информации и усиление или ослабление самого первого сигнала или информации о составе источников питания. Следовательно, распознавание петрогенных и литогенных пород имеет существенное значение для корректных палеоклиматических, палеогеографических и историко-геологических реконструкций.

Ниже сделана попытка рассмотреть соотношение литогенных и петрогенных пород и, следовательно, процессов рециклинга и привноса «first cycle» материала в каждой из седиментационных серий типо-

²⁹ Титановый модуль рассчитывается по формуле TiO_2 / Al_2O_3 , а железный равен $(Fe_2O_3 + FeO + MnO) / (TiO_2 + Al_2O_3)$ (Юдович, Кетрис, 2000).

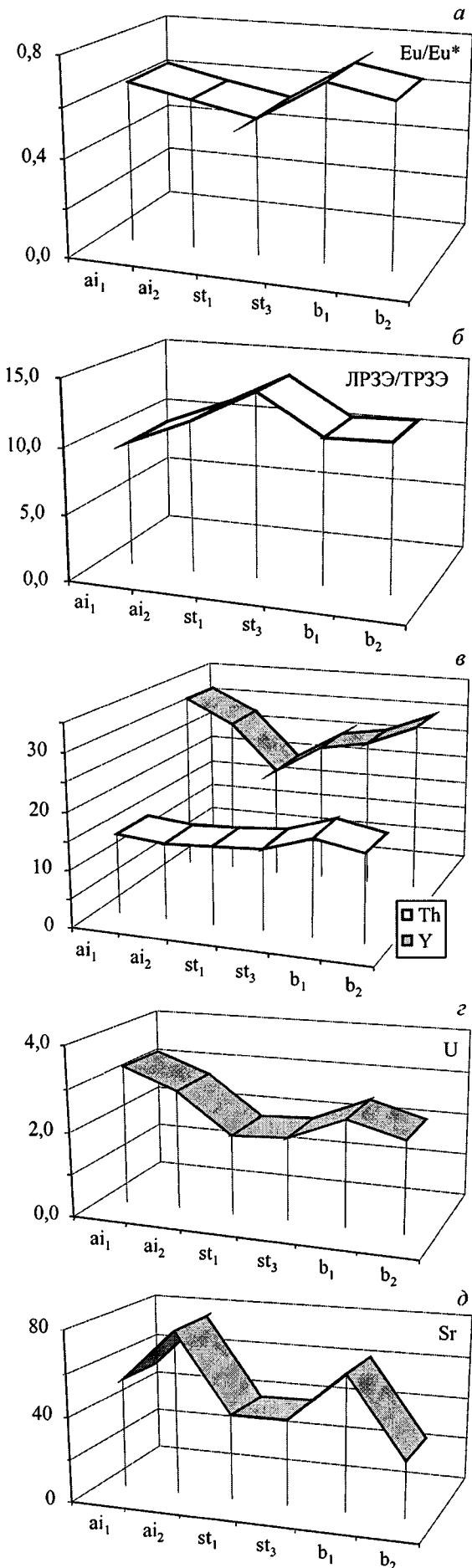


Рис. 101. Вариации медианных значений Eu/Eu^* (а), отношения ЛРЗЭ/ТРЗЭ (б) и содержаний Th и Y (в), U (г) и Sr (д) в глинистых сланцах бурзянской серии нижнего рифея.

ai_1 – нижнее подразделение айской свиты; ai_2 – верхнее подразделение айской свиты; st_1 – нижнекусинская подсвита саткинской свиты; st_3 – половинкинская подсвита саткинской свиты; b_1 – макардовская подсвита бакальской свиты; b_2 – малобакальская подсвита бакальской свиты

вого разреза рифея на основе литохимических и геохимических критериев, предложенных в работах (Юдович, Кетрис, 2000; Cox, Lowe, 1995; Cox et al., 1995). Следует особо подчеркнуть, что только здесь мы частично обращаемся к анализу петрогеохимических характеристик псаммитов, однако в полной мере информация по ним еще ждет своего анализа. Первые шаги в этом направлении были сделаны ранее в работах (Маслов, 1990; Гареев, Маслов, 1992; Подковыров, Гареев, 1995; Маслов, Гареев, 1996, 1999).

Для песчаников нижнего литостратиграфического подразделения айской свиты бурзянской серии нижнего рифея наблюдается отчетливая отрицательная корреляция между значениями модулей ГМ и НКМ ($r = -0.71$) и хорошо выраженная положительная корреляция между ЖМ и ТМ ($r = 0.59$). Величина ТМ в айских песчаниках меньше, чем в алевролитах (соответственно, 0.041 и 0.046), и, следовательно, псаммиты данного уровня можно рассматривать как породы петрогенные, или «first cycle sandstones». Песчаники большеинзерской свиты нижнего рифея, существенно обедненные по сравнению с айскими псаммитами полевыми шпатами и обломками пород, характеризуются иными соотношениями между модулями. Гидролизатный модуль песчаников большеинзерской свиты имеет положительную корреляцию с НКМ ($r = 0.52$), тогда как вариации значений титанового модуля практически не отражаются на ЖМ ($r = -0.001$). Это указывает на преобладание в составе псаммитов большеинзерской свиты рециклированного материала. Завершающие разрез бурзянской серии в центральной части Башкирского мезотектонического прогиба псаммиты юшинской свиты также как и песчаники айского уровня, характеризуются отрицательной корреляцией

ГМ с НКМ ($r = -0.40$) и положительной корреляцией между ЖМ и ТМ ($r = 0.62$), что позволяет рассматривать их как петрогенные образования.

Отношение Eu/Eu^* в глинистых сланцах бурзянской серии варьирует около величины 0.6 и практически не меняется снизу вверх по разрезу (рис. 101, а). Отношение $\text{LR3Э}/\text{TR3Э}$ к концу раннего рифея несколько растет (рис. 101, б). Содержание Th также растет вверх по разрезу (рис. 101, в). Содержания Y в глинистых сланцах бакальской свиты примерно равны таковым в породах айского уровня и только для сланцев саткинской свиты они примерно на 30 % ниже. Содержания U и Sr в глинистых породах бурзянской серии вверх по разрезу постепенно снижаются (рис. 101, г, д). Величина отношения $\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ в тонкозернистых терригенных породах нижнего рифея ни для одного литостратиграфического уровня не превышает 0.3 (рис. 102, а). С учетом представлений, высказанных в работе (Сох, Lowe, 1995), все это свидетельствует в пользу преобладания в раннем рифее рециклинга и формирования осадочных образований бурзянской серии под влиянием седиментационных систем с доминированием процессов переотложения материала ранее образованных (раннепротерозойских) осадочных толщ.

Песчаники машакской свиты юрматинской серии не имеют корреляции между ГМ и НКМ, величина корреляции для второй пары модулей составляет 0.37. Все вместе это предположительно указывает на петрогенную природу псаммитов данного уровня.

Псаммиты более высоких уровней среднерифейской последовательности (зигазино-комаровская и авзянская свиты)

имеют положительную корреляцию между ГМ и НКМ и отрицательную корреляцию между ЖМ и ТМ – это типично литогенные образования как по особенностям литохимии, так и по петрографическому составу (Олли, 1948; Маслов, 1995). Если суммировать теперь все сказанное выше для псаммитов юрматинской серии, то мы увидим, что, во-первых, установленный нами ранее (Маслов, Гареев, 1999) привнос незрелого в литохимическом отношении материала в зигазино-комаровское время был, скорее всего, привносом материала литогенного, и, во-вторых, если в начале среднего рифея в твердом стоке доминировал петрогенный материал, то в середине и конце его преобладал уже литогенный компонент, что кардинально отличает юрматиний от бурзяния.

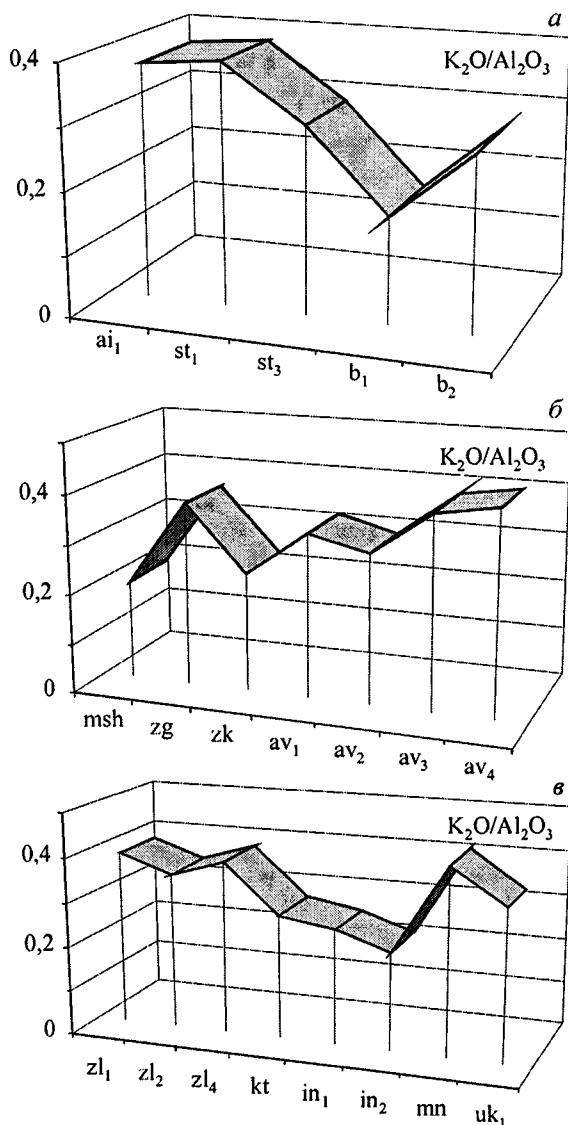


Рис. 102. Вариации медианных значений отношения $\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ в глинистых сланцах и аргиллитах нижнего (а), среднего (б) и верхнего (в) рифея Башкирского мегантиклинория.

ai_1 – нижнее подразделение айской свиты; st – саткинская свита; b_1 – макаровская подсвита бакальской свиты; b_2 – малобакальская подсвита бакальской свиты; msh – машакская свита; zg – зигальгинская свита; zk – зигазино-комаровская свита; av_1 – авзянская свита, подсвиты: av_1 – катакская, av_2 – малоинзерская, av_3 – ушаковская, av_4 – куткурская; zl_1 – бирьянская, zl_2 – нугушская, zl_4 – бедерышинская, kt – катанская свита; инзерская свита, подсвиты: in_1 – нижняя, in_2 – верхняя; mn – миньярская свита; uk_1 – нижняя подсвита уксской свиты

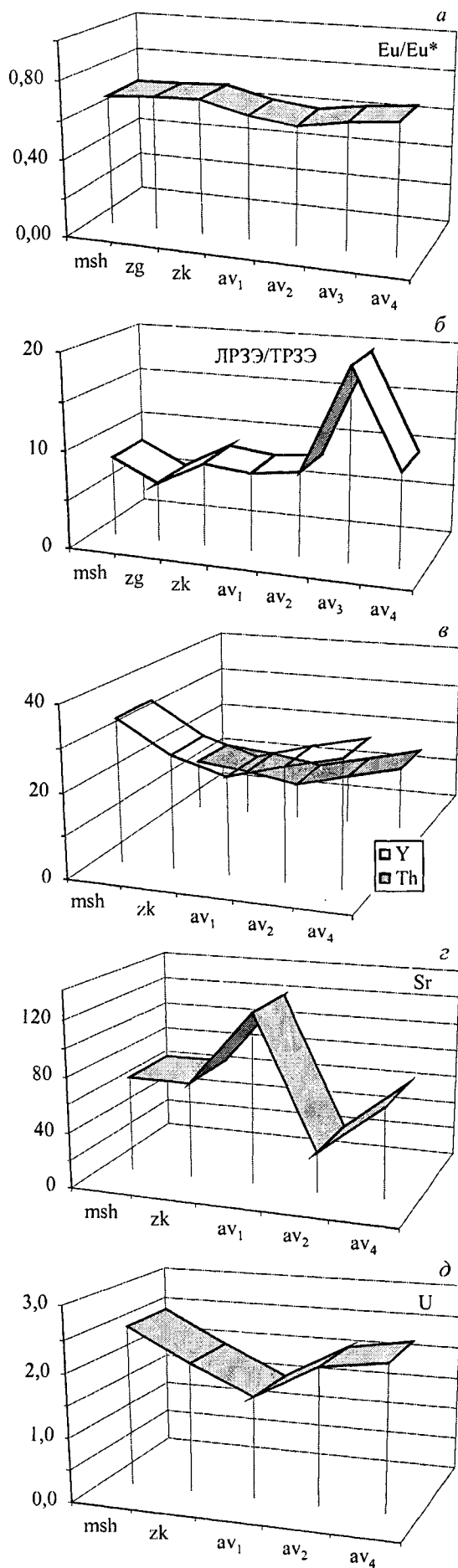


Рис. 103. Вариации медианных значений Eu аномалии (а), отношения $ЛРЗЭ/ТРЗЭ$ (б) и содержаний Th и Y (в), Sr (г) и U (д) в глинистых сланцах юрматинской серии среднего рифея Южного Урала.

Свиты: msh – машакская; zg – зигальгинская; zk – зигазинско-комаровская; авзянская, подсвиты: av₁ – катакская, av₂ – малоинзерская, av₃ – ушаковская, av₄ – куткурская

В глинистых сланцах юрматинской серии величина отношения Eu/Eu^* уменьшается вверх по разрезу от 0.75 до 0.64; для отношения $ЛРЗЭ/ТРЗЭ$ наблюдается слабый рост (рис. 103, а, б). Концентрации Th и Y в сланцах нижней и верхней частей серии сопоставимы, но общая форма кривых вариаций содержаний данных элементов довольно специфична, так как обе они имеют отчетливый минимум в средней части (рис. 103, в). Кривые вариаций содержаний Sr и U в разрезе юрматинской серии могут быть условно разбиты на две части каждая (рис. 103, г, д). Так, отчетливое падение содержаний Sr в глинистых сланцах фиксируется только для катакского, малоинзерского и куткурского уровней авзянской свиты, т.е. для конца времени формирования среднерифейской последовательности. Для U падение содержаний наблюдается в более широком временном диапазоне – от машакского до начала авзянского времени; с катакского же уровня концентрации U в тонкозернистых обломочных образованиях постепенно растут. Параметр K_2O/Al_2O_3 в глинистых сланцах юрматинской серии заметно варьирует от уровня к уровню (рис. 102, б), однако практически ни в одном случае он, как и для глинистых сланцев бурзяния, не превышает 0.3. Исключением здесь являются глинистые сланцы катакского и реветского уровней авзянской свиты. Приведенные выше данные, а именно рост от машакского времени к авзянскому величины $ЛРЗЭ/ТРЗЭ$, отсутствие заметного фракционирования Eu относительно других РЗЭ, низкие значения отношения K_2O/Al_2O_3 , свидетельствуют, что, как и в случае тонкозернистых алюмосиликокластических пород бурзяния, тонкозернистые терригенные образования среднего рифея Южного Урала сформированы в значительной мере с участием процессов рециклинга. Только для самого начала юрматиния

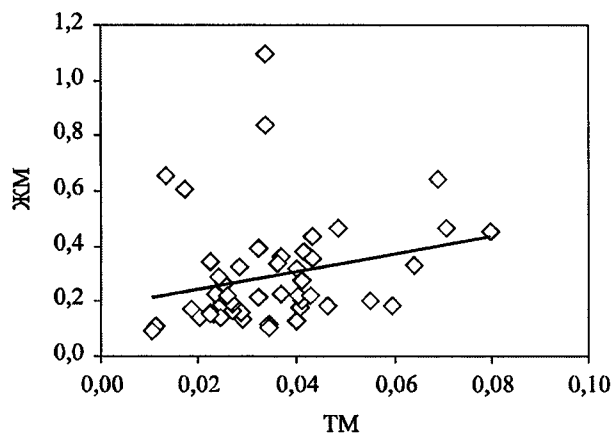
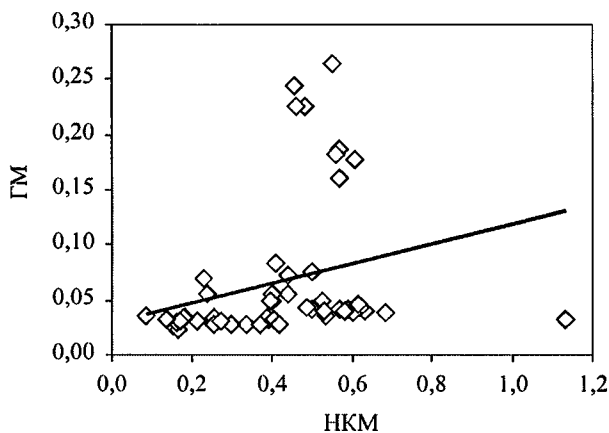


Рис. 104. Положение фигуративных точек составов песчаников бирьянской подсвиты зильмердакской свиты верхнего рифея Башкирского мегантиклинория на модульных диаграммах НКМ–ГМ и ТМ–ЖМ

можно предполагать проявление признаков и «first cycle» седиментации. Этот вывод находится в достаточно хорошем соответствии с данными по литохимии псаммитов (Маслов и др., 2005а).

Аркозовые песчаники бирьянской подсвиты зильмердакской свиты каратауской серии имеют положительную корреляцию модулей ГМ и НКМ и модулей ЖМ и ТМ. На этом основании их можно рассматривать как литогенные образования. Однако могут ли быть литогенными породы, содержащие иногда до 30–35 % (Олли, 1948; Маслов, 1988) калиевых полевых шпатов? В то же время псаммиты бирьянской подсвиты имеют пониженную титанистость по сравнению с алевролитами (соответственно 0.035 и 0.040), что указывает, напротив, на их петрогенную природу. Выход из данной ситуации был найден только при внимательном изучении общей выборки анализов и ее разбраковке с учетом положения конкретных образцов в опробованных разрезах.

Как следует из рис. 104, общая выборка фигуративных точек песчаников бирьянской подсвиты представлена тремя кластерами и несколькими не входящими в их состав точками. Два кластера, в состав каждого из которых входит не более 4 точек, характеризуются значениями ГМ от 0.15 до 0.20 и от 0.22 до 0.25. Образующие их породы могут быть аттестованы, по классификации (Юдович, Кетрис, 2000), как нормо- и миосилиты. Наибольшая же часть составов псаммитов бирьянской подсвиты харак-

теризуется величинами ГМ менее 0.10 и, следовательно, должна рассматриваться как супер- и гиперсилиты. В целом тип «силиты» «... обнимает ... существенно кварцевые (литогенные) породы ...» (Юдович, Кетрис, 2000, с. 48). Показательно, что типовые аркозы и субаркозы Ф.Дж. Петтиджона (1981) образуют на диаграмме ГМ–НКМ кластеры, ограниченные значениями ГМ 0.1–0.2 и НКМ 0.32–0.72, т.е. бирьянские псаммиты по своему химическому составу ближе к кварцевым песчаникам, нежели к аркозам (среднее содержание в них $\text{SiO}_2 = 90.65\%$ свидетельствует об этом вполне недвусмысленно). На наличие в составе песчаников бирьянской подсвиты значительного литогенного компонента указывают и петрографические данные, а именно присутствие в каркасе песчаников зерен микрокварцитов, кварцевых и полевошпат-кварцевых алевролитов, слюдисто-кварцевых сланцев, гранулированного и поликристаллического кварца, а также фрагментов полициклического кварца с реликтами каемок регенерации (Маслов, 1988). Если проанализировать положение песчаников с положительной корреляцией между ГМ и НКМ в наиболее полном и детально опробованном разрезе бирьянской подсвиты на левому берегу р. Малый Инзер, ниже устья р. Реветь, то окажется, что эти породы локализованы в основном в его нижней части (пачки 1–3, см. описание разреза в работе (Маслов и др., 2001, с. 28, 29), т.е. именно там, где преобладают продукты переотложения предзильмердакской коры выветри-

вания и, естественно, весьма высока доля литогенного компонента³⁰. Более высокие уровни типового разреза бирьянской подсвиты сложены литохимически менее зрелым материалом как глинистым (Гареев, 1989; Маслов и др., 1999), так и песчаным; последнее вытекает из приуроченности к ним псаммитов с отрицательной корреляцией между ГМ и НКМ и положительной связью ЖМ и ТМ. Из сказанного, как нам представляется, вполне обоснованно можно сделать вывод о том, что псаммиты бирьянского уровня зильмердакской свиты содержат существенную долю литогенного компонента, а в части из них он имеет доминирующее значение.

Мономиктовые кварцевые песчаники лемезинской подсвиты зильмердакской свиты, в отличие от сходных с ними по составу псаммитов зигальгинской свиты юрматиния, также обнаруживают положительные корреляции между ГМ и НКМ, ЖМ и ТМ. О несомненно литогенной («second or third cycle») природе их свидетельствует и отрицательная корреляция между ТМ и ГМ.

Псаммиты бедерышинской подсвиты, завершающей зильмердакскую свиту, имеют, в отличие от подстилающих их лемезинских песчаников, преимущественно аркозовый и субаркозовый состав. Среднее содержание в них SiO_2 заметно ниже, чем в псаммитах бирьянской подсвиты, и составляет ~ 85–86 %. По соотношению ГМ и НКМ, а также ЖМ и ТМ эти песчаники являются, несомненно, петрогенными («first cycle») образованиями, что хорошо согласуется с данными петрографического их изучения. Исходя из сказанного вполне логичным представляется сделанное нами ранее предположение (Маслов, 1997в) о том, что появление аркозов и субаркозов на бедерышинском уровне каратауской серии отражает усиление процессов эрозии (или тектонического воздымания) в областях сноса и обновление источников питания.

Наконец, исходя из отрицательной корреляции ГМ и НКМ и положительной корреляции между ЖМ и ТМ следует как

будто бы сделать вывод о петрогенном характере псаммитов инзерской свиты каратавия. Однако в данном случае этот вывод, скорее всего, неправилен, так как по составу каркаса псаммиты инзерской свиты являются в основном кварцевыми и, редко, полевошпат-кварцевыми. Повышенные же значения ЖМ в них связаны с присутствием глауконита.

Суммируя все сказанное выше для псаммитов каратауской серии, можно видеть, что в позднем рифее общее направление смены составов песчаников в разрезе седиментационной серии отличается от того, что мы отмечали для бурзянской и юрматинской серий – базальные уровни серии сложены не чисто петрогенными породами, а песчаниками с существенной долей литогенного компонента. Только в конце зильмердакского времени, после формирования на западном крыле и в центральной зоне Башкирского мегантиклинория мощного комплекса аллювиально-дельтовых песчаников, произошло, вероятно, расширение или обновление питающей провинции и в бассейн седиментации какое-то, вероятно короткое, время вновь поступал относительно свежий петрогенный материал.

Поведение большинства рассмотренных выше для бурзянской и юрматинской последовательностей параметров сланцев и аргиллитов для тонкозернистых алюмосиликокластических пород каратауской серии достаточно близко. Так, отношение Eu/Eu^* варьирует вокруг 0.60 (рис. 105, а). Отношение $\text{LP3Э}/\text{TP3Э}$ снизу вверх по разрезу серии в интервале «бирьянская подсвита зильмердакской свиты–инзерская свита» несколько растет (рис. 105, б), что указывает на определенную роль во время формирования отложений названных свит процессов переотложения тонкого кластического материала. Содержания Th и Y в глинистых сланцах и аргиллитах с течением времени несколько снижаются или ведут себя более или менее стабильно (рис. 105, в). Медианные содержания Sr снизу вверх по разрезу каратауской серии несколько снижаются и

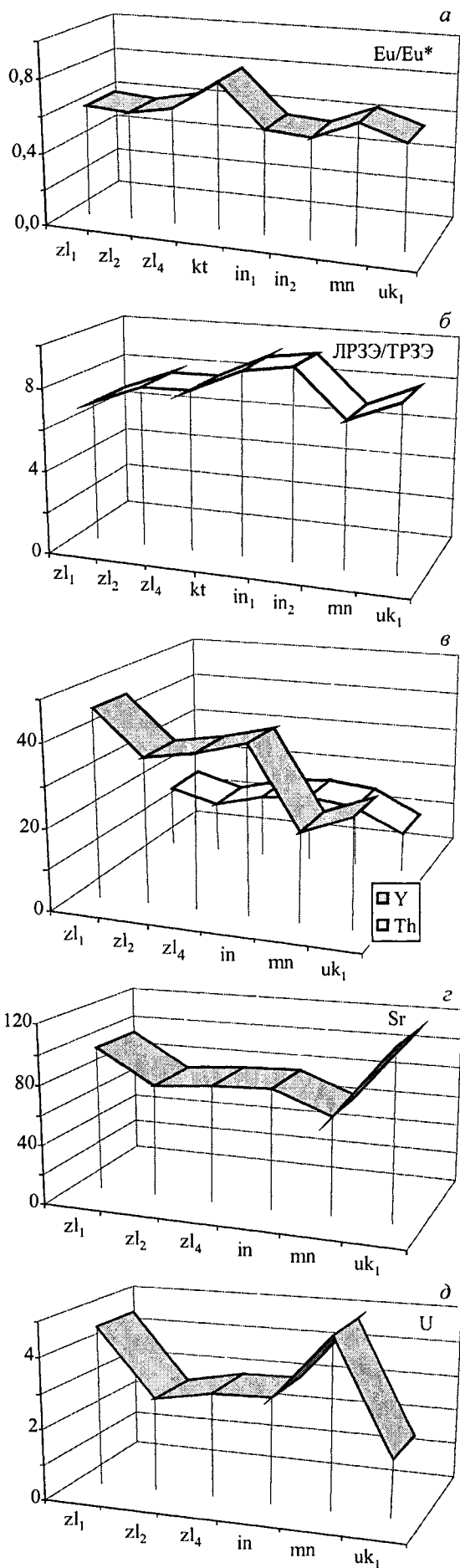
³⁰ Песчаники с положительной корреляцией между ГМ и НКМ встречаются в составе бирьянской подсвиты и в других районах Башкирского мегантиклинория, например, на хр. Сулея, в окрестностях г. Бакал.

Рис. 105. Вариации медианных значений Eu аномалии (а), отношения ЛРЗЭ/ТРЗЭ (б) и содержаний Th , Y (в), Sr (г) и U (д) в глинистых сланцах и аргиллитах каратауской серии верхнего рифея Южного Урала.

in – инзерская свита в целом; остальные обозначения см. рис. 102

интервале «бирьянская подсвита зильмердакской свиты–миньярская свита», а в аргиллитах нижеукской подсвиты наблюдается заметный рост данного параметра (рис. 105, г); медианные содержания U варьируют от примерно 2 до 5 г/т, но определенной закономерности их изменения снизу вверх по разрезу как-будто бы нет (рис. 105, д). Более выразительно ведет себя отношение K_2O/Al_2O_3 (см. рис. 102, в). В глинистых сланцах всех подсвит зильмердакской свиты, также как и в аргиллитах миньярской и укской свит, данный параметр превышает 0.3. Это позволяет предполагать, что в начале и конце позднего рифея в область седиментации на фоне преобладающего привноса тонкой рециклированной алюмосиликокластики поступала и какая-то часть «first cycle» материала.

Полученные нами литохимическими и геохимическими методами данные о природе поступавшей в течение раннего, среднего и позднего рифея в область седиментации, существовавшую в пределах современного Башкирского мегантиклинория, взвешенного материала песчаной размерности и тонкой алюмосиликокластики суммированы на рис. 106. Сходимость этих данных достаточно хорошая. В целом только при формировании песчано-глинистых и конгломерато-песчано-глинистых последовательностей нижеайского, машакского, значительной части бирьянского и бедерыпинского уровней с заметной долей уверенности можно предполагать существенную роль процессов привноса «first cycle» материала. Если же учитывать предполагаемую длительность формирования конкретных литостратиграфических подразделений рифея Южного Урала (подробнее см.: Маслов, 2001; Маслов и др., 2001), то мы увидим, что только в течение примерно 180–240 млн лет (или 18–24 % от общей длительности рифея) из областей размыва в конечные водоемы стока поступал преимущественно нестрогенный или «first cycle» материал. При



Уровни стратотипического разреза рифея			Литохимические методы*		Геохимические методы**		
Каратауская серия	R ₃ uk	Нет данных	Нет данных				
	R ₃ mn						
	R ₃ in						
	R ₃ kt	Нет данных					
	R ₃ zl ₄	Некоторая доля литогенного компонента					
	R ₃ zl ₃						
	R ₃ zl ₂						
	R ₃ zl ₁	Существенная доля литогенного компонента					
Юрматинская серия	R ₂ av						
	R ₂ zk						
	R ₂ zg	?					
	R ₂ msh			Некоторая доля петрогенного компонента			
Бурзянская серия	R ₁ b ₂	R ₁ jsh	Нет данных			Нет данных	
	R ₁ b ₁						
	R ₁ st	R ₁ sr	Нет данных				
	R ₁ ai ₂	R ₁ bin					
	R ₁ ai ₁		Некоторая доля литогенного компонента			Некоторая доля петрогенного компонента	
		Петрогенный материал				Литогенный материал	



Петрогенный материал

Литогенный материал

Рис. 106. Природа поступавших в рифее в область седиментации на Южном Урале взвешенного материала песчаной размерности и тонкой алюмосиликокластики (* – по данным изучения песчаников; ** – по данным изучения глинистых сланцев и аргиллитов).

Нижний рифей, свиты: айская (R₁ai₁ – нижнее подразделение, R₁ai₂ – верхнее подразделение); R₁bin – большеинзерская; R₁sr – суранская; R₁st – саткинская; бакальская, подсвиты: R₁b₁ – макаровская, R₁b₂ – малобакальская, R₁jsh – юшинская свита; средний рифей, свиты: R₂msh – машакская, R₂zg – зигальгинская, R₂zk – зигазино-комаровская, R₂av – авзянская; верхний рифей: зильмердакская свита, подсвиты: R₃zl₁ – бирьянская, R₃zl₂ – нугушская, R₃zl₃ – лемезинская, R₃zl₄ – бедерышинская; свиты: R₃kt – катавская, R₃in – инзерская, R₃mn – миньярская, R₃uk – укская

пересчете на мощность, безотносительно состава свит и подсвит, для нижнего рифея доля пород с преобладанием петрогенного материала составляет около 25 %, в среднем рифее она возрастает до 45 %, а на верхнерифейском уровне превышает 50 %; в среднем для рифея только около 40 % из 12000–15000-метрового разреза Башкирского мегантиклинория представлено породами с преобладанием «first cycle» компонента. Если же исключить из рассмотрения преимущественно карбонатные подразделения (миньярская, катавская, саткинская сви-

ты и др.), то окажется, что доля пород с преобладанием петрогенного компонента как в раннем, так в среднем и позднем рифее составляет немного больше 50 % от суммарной мощности терригенных образований. Положение уровней с преобладанием «first cycle» материала в разрезах седиментационных серий рифея различно – в раннем и среднем рифее они тяготеют к началу циклов, тогда как в позднем рифее появляются только после того, как на западном крыле и в центральных районах Башкирского мегантиклинория был сформирован

Рис. 107. Вариации медианных значений K_2O/Al_2O_3 и Eu/Eu^* (а), величины ЛРЗЭ/ТРЗЭ и содержаний (г/т) U, Sr, Th и Y (б) в глинистых породах различных литостратиграфических подразделений рифея Камско-Бельского авлакогена.

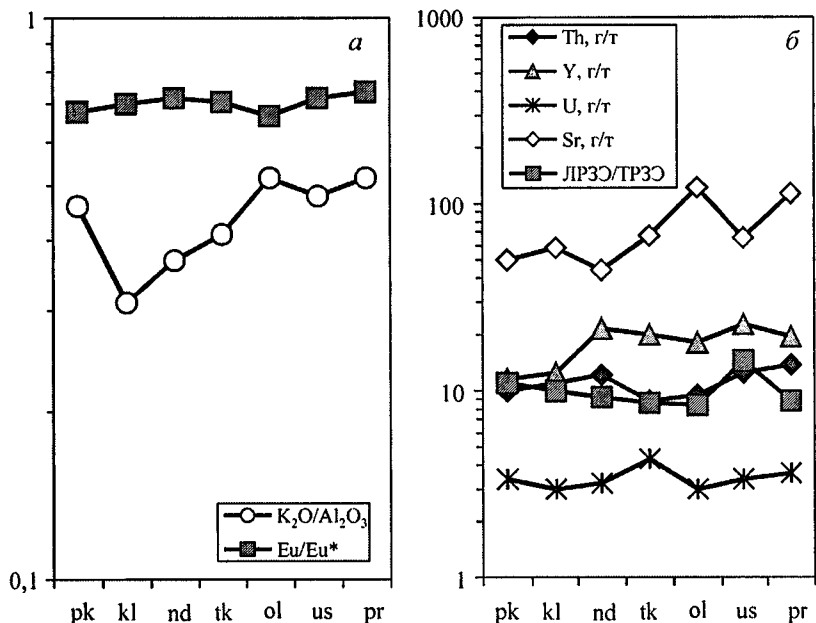
Свиты: pk – прикамская; kl – калтасинская; nd – надеждинская; tk – тукаевская; ol – ольховская; us – усинская; pr – приютовская

мощный (более 2000–3000 м) комплекс псаммитов с существенной долей литогенного материала.

Приведенные данные свидетельствуют о преобладании при формировании осадочных последовательностей раннего, среднего и позднего рифея Южного Урала процессов привноса рециклированного материала. Поступление петрогенного материала, образованного за счет непосредственного размыва архейских и раннепротерозойских магматических и метаморфических комплексов цоколя Восточно-Европейской платформы, было во временном аспекте достаточно кратковременным, объем же этого материала в течение рифея оставался примерно постоянным.

Мы проанализировали также вариации содержаний Th, Y, U и Sr в глинистых сланцах и алевроаргиллитах рифея Камско-Бельского авлакогена, используя, во-первых, данные об их медианных содержаниях и величинах стандартных отклонений и, во-вторых, содержания названных элементов-примесей в частных пробах.

Медианные для свит содержания U не обнаруживают какой-либо ясно выраженной тенденции к росту или снижению снизу вверх по всему разрезу рифея Камско-Бельского авлакогена (рис. 107): в алевроаргиллитах и глинистых сланцах прикамской свиты кирпичинской серии рассматриваемая величина составляет 3.33 ± 0.63 г/т, в глинистых сланцах надеждинской свиты той же серии она равна 3.22 ± 0.69 г/т, в тонкозернистых обломочных породах ольховской свиты среднего рифея – 3.00 ± 1.36 г/т, в аргиллитах приютовской свиты верхне-



го рифея – 3.62 ± 2.61 г/т. Тенденция к росту или снижению содержаний урана в тонкозернистых обломочных породах не наблюдается, однако при рассмотрении данных по индивидуальным образцам (рис. 108, а) бросаются в глаза довольно большие вариации в содержании U в конкретных образцах глинистых и алевроглинистых пород тукаевской, ольховской и прикамской свит, что отражается и в достаточно больших величинах стандартных отклонений.

Медианные для свит содержания в тонкозернистых терригенных породах рифея Камско-Бельского авлакогена Sr, элемента, также как и U обладающего относительно большой растворимостью, напротив, характеризуются вполне ясно выраженной тенденцией к росту вверх по разрезу (см. рис. 107). Так, в породах прикамской, калтасинской и надеждинской свит нижнего рифея его медианные содержания составляют, соответственно, 49.6 ± 18.3 , 58.3 ± 23.3 и 44.7 ± 12.5 г/т, тогда как выше по разрезу, в алевроаргиллитах и глинистых сланцах серафимовской и абдулинской серий, они повышаются до 65–120 г/т. Из приведенных данных очевидно, что с учетом величин стандартных отклонений тонкозернистые обломочные породы ольховской и приютовской свит значимо отличаются от аналогичных по гранулометрии пород других литостратиграфических единиц рифейской мегапоследовательности. При анализе содер-

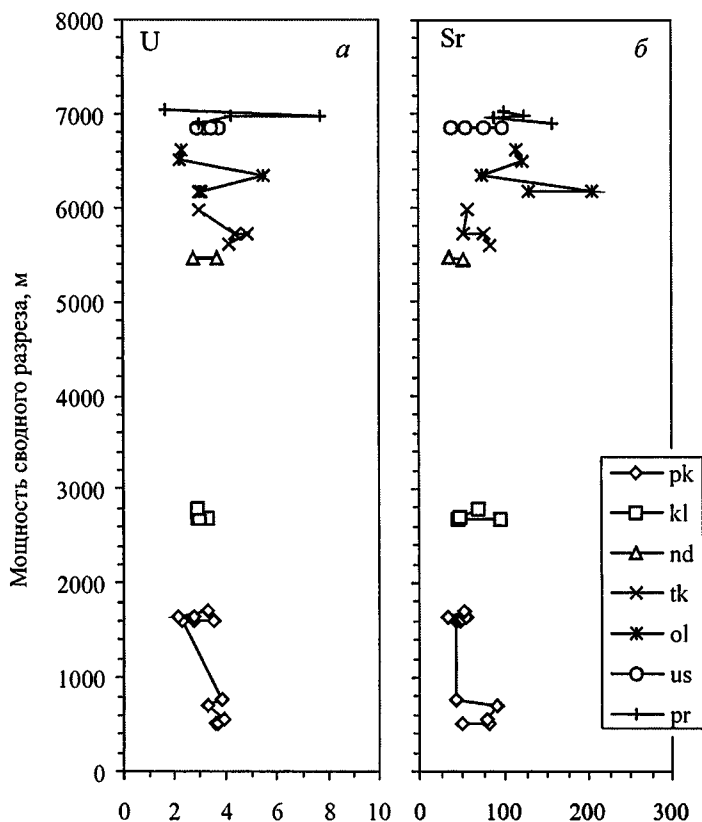


Рис. 108. Вариации содержаний (г/т) U (а) и Sr (б) в частных пробах мелкозернистых алевролитов, глинистых сланцев и аргиллитов рифея Камско-Бельского авлакогена.

Условные обозначения см. рис. 107

клонения не позволяет рассматривать указанную тенденцию как статистически значимую. Если обратиться к анализу особенностей изменения содержаний Th в частных пробах (рис. 109, а) снизу вверх по разрезу рифея Камско-Бельского авлакогена, то мы увидим, что в тонкозернистых терригенных породах кыргинской и серафимовской серий пределы вариаций данного параметра достаточно сходны (прикамская свита – 4.8–13.7, калтасинская – 9–14.4, надеждинская – 11.0–13.6, тукаевская – 5.8–12.5 и ольховская – 7.2–12.1 г/т). В глинистых сланцах и аргиллитах усинской

и прикутовской свит содержания Th несколько выше и пределы вариаций составляют, соответственно, 9.5–16.6 и 9.4–19.2 г/т.

Иттрий, также считающийся одним из относительно нерастворимых элементов, обнаруживает несколько иной тип изменения медианных для свит содержаний снизу вверх по разрезу (см. рис. 107). Минимальные медианные его содержания характерны для двух свит из основания рифейской мегапоследовательности – прикамской и калтасинской (соответственно 11.7 ± 3.6 и 12.4 ± 5.4 г/т). Выше, практически во всем надеждинско-прикутовском интервале, т.е. на протяжении примерно 500 млн лет, медианное содержание Y в тонкозернистых обломочных породах заметно увеличивается и составляет от 18.1 ± 3.6 (ольховская свита) до 22.4 ± 2.6 г/т (усинская свита). При анализе содержания Y в частных пробах (рис. 109, б) тенденция к росту концентраций вверх по разрезу проявлена несколько более отчетливо. Особенно наглядно это можно видеть при сопоставлении пределов вариации содержаний Y в частных пробах различных литостратиграфических подразделений (прикамская свита – 3.8–17.1, калтасинская – 9.9–22.0, тукаевская – 12 ? 14

Медианные для свит содержания Th, элемента из группы слабо растворимых, снизу вверх по разрезу рифея Камско-Бельского авлакогена испытывают тенденцию к слабому росту (см. рис. 107). В глинистых сланцах и алевроаргиллитах прикамской и калтасинской свит кыргинской серии нижнего рифея рассматриваемая величина составляет, соответственно, 10.0 ± 2.6 и 11.1 ± 2.3 г/т, а в близких по гранулометрии образованиях усинской и прикутовской свит абдулинской серии верхнего рифея – 12.4 ± 2.9 и 13.8 ± 4.5 г/т. Вместе с тем значительная в последнем случае величина стандартного от-

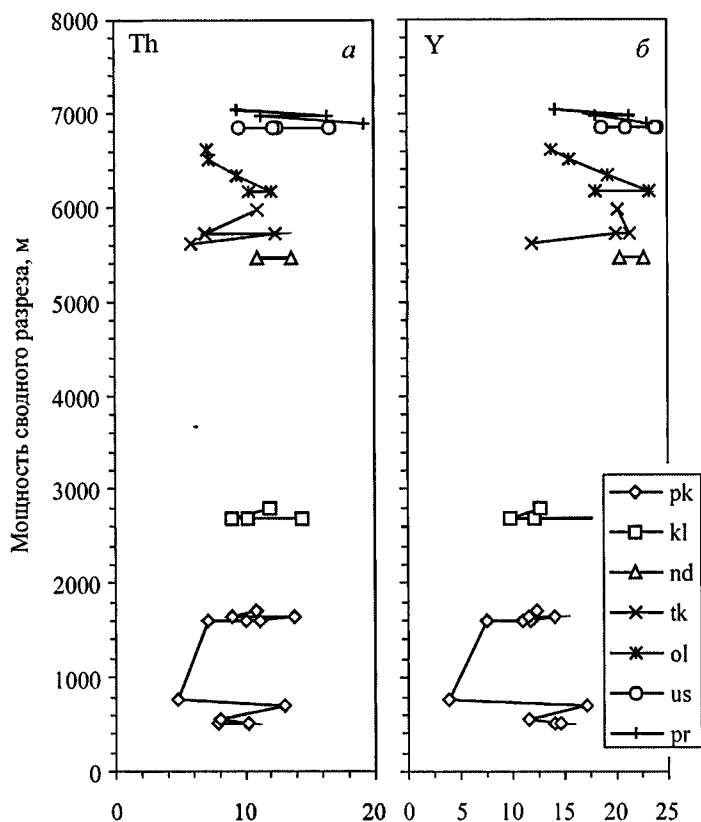
Рис. 109 Вариации содержаний (г/т) Th (а) и Y (б) в частных пробах тонкозернистых терригенных пород рифея Камско-Бельского авлакогена.

Условные обозначения см. рис. 107

ольховская – 13.9–23.2 и приютовская – 14.2–23.2 г/т).

Резюмируя сказанное, можно отметить, что для обоих относительно слабо растворимых элементов наблюдается тенденция к некоторому увеличению содержаний вверх по разрезу рифея Камско-Бельского авлакогена (как медианных для свит, так и в частных пробах).

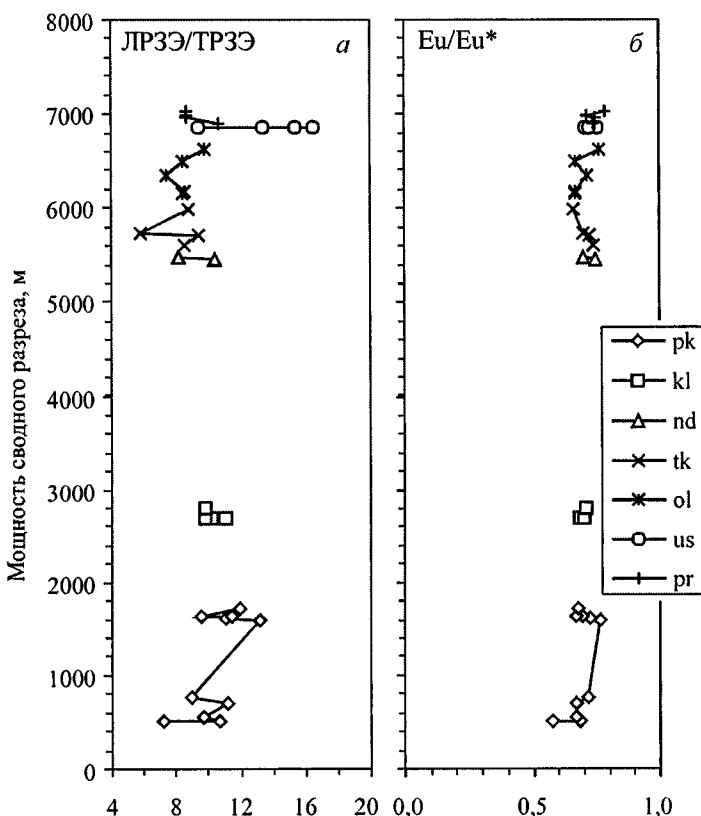
Для отношения ЛРЗЭ/ТРЗЭ по медианным для свит значениям как будто бы намечается тенденция к постепенному их снижению снизу вверх по разрезу рифейской мегапоследовательности Камско-Бельского авлакогена (см. рис. 107): в глинистых сланцах и алевроаргиллитах прикамского уровня ЛРЗЭ/ТРЗЭ_{медиана} составляет 11.1 ± 1.6 , в тонкозернистых терригенных породах надеждинской свиты – 9.3 ± 1.5 , в глинистых сланцах и аргиллитах ольховской свиты – 8.5 ± 0.8 . Примерно такое же значение ЛРЗЭ/ТРЗЭ_{медиана} характерно для тонкозернистых алюмосиликокластических образований приютовской свиты (8.7 ± 0.9). Исключением в этом ряду являются глинистые сланцы усинской свиты, характеризующиеся медианным значением ЛРЗЭ/ТРЗЭ, равным 14.3 ± 3.1 . Тенденция к постепенному уменьшению вверх по разрезу величины отношения ЛРЗЭ/ТРЗЭ фиксируется и по частным пробам (рис. 110, а). Выявленные особенности поведения отношения ЛРЗЭ/ТРЗЭ в глинистых сланцах и аргиллитах не



свидетельствует, таким образом, в пользу предположения о росте степени рециклинга тонкой алюмосиликокластики вверх по разрезу рифея.

Рис. 110. Вариации значений ЛРЗЭ/ТРЗЭ (а) и Eu/Eu* (б) в частных пробах глинистых сланцев и аргиллитов рифея Камско-Бельского авлакогена.

Условные обозначения см. рис. 108



В то же время величина отрицательной Eu аномалии в тонкозернистых обломочных породах рифея Камско-Бельского авлакогена не претерпевает снизу вверх по разрезу каких-либо значимых изменений. Это видно как по медианным для свит значениям (см. рис. 107), так и по величинам отрицательной Eu аномалии в частных образцах глинистых сланцев, алевроаргиллитов и аргиллитов (рис. 110, б).

Преобладание среди тонкозернистых терригенных отложений рифея Камско-Бельского авлакогена пород со значениями $K_2O/Al_2O_3 > 0.35-0.40$ (см. рис. 22) позволяет считать, что значительная часть тонкозернистой алюмосиликокластики имеет петрогенную природу. Алевроаргиллиты и глинистые сланцы калтасинской и прикамской свит (последние ассоциируют с аркозовыми, полевошпато-кварцевыми и кварцевыми псаммитами), скорее всего, также являются «first cycle» образования-

ми, а свойственные им более низкие, чем это характерно для других литостратиграфических подразделений рифея, значения K_2O/Al_2O_3 обусловлены, по-видимому, формированием исходных осадков в обстановках, близких к гумидным. Вместе с тем анализ особенностей изменения содержаний U, Sr, Th и Y снизу вверх по разрезу рифейской мегапоследовательности Камско-Бельского авлакогена позволяет считать, что рост вклада процессов рециклинга в формирование тонкозернистых терригенных пород с течением времени, видимо, не происходил. Вариации значений отношения ЛРЗЭ/ТРЗЭ в глинистых сланцах и аргиллитах (при том, что величина Eu/Eu* не претерпевает снизу вверх по разрезу каких-либо значимых изменений) также свидетельствуют не в пользу предположения о росте степени рециклинга тонкой алюмосиликокластики вверх по разрезу рифея Камско-Бельского авлакогена.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ТЕРРИГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ДОКЕМБРИЙСКИХ БЛОКОВ ЮЖНОГО ОБРАМЛЕНИЯ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Докембрийские терригенные отложения широко распространены в пределах южного складчатого обрамления Сибирской платформы. Формирование их связывают с развитием Палеоазиатского океана. Практически на всех стадиях эволюции Палеоазиатского океана возникали условия, которые были благоприятными для активного терригенного осадконакопления. Как правило, они отвечали различным обстановкам шельфа, континентального склона и океанического дна. Вследствие этого в складчатом обрамлении Сибирской платформы существует большое количество близких по возрасту терригенных толщ, накопившихся в сходных фациальных обстановках, но при различных геодинамических режимах, и оказавшихся в непосредственном контакте или близости друг от друга в результате коллизионных процессов. Наибольшие трудности при геодинамических реконструкциях в складчатых областях связаны с выделением палеоструктур микроконтинентов, так как до настоящего времени нет единых критериев их распознавания и определения границ. Расхождения во мнениях связаны как с вопросами реконструкции состава субстрата и строения фундамента (Парфенов и др., 1998; Беличенко и др., 1999; Kuzmichev et al., 2001), так и с определением типа и степени метаморфизма перекрывающих фундамент осадочных комплексов (Козаков и др., 2001; Летникова, 2002). Ряд исследователей обсуждает саму целесообразность выделения таких структур в склад-

чатых поясах (Sengor et al., 1993; и др.). Вместе с тем изучение палеоструктур этого типа дает возможность получить информацию не только об этапах заложения и развития палеоокеана, но и о суперконтинентах, существовавших ранее (Берзин и др., 1994; Frost et al., 1998; Хаин, 2001). Наиболее четко, на наш взгляд, необходимые требования к выделению и изучению микроконтинентов изложены в работах (Берзин и др., 1994; Парфенов и др., 1998; Беличенко и др., 1999).

В структуре Палеоазиатского океана по возрасту осадочного чехла можно выделить два типа микроконтинентов – с венд-кембрийским и рифейским чехлами. Микроконтиненты с венд-кембрийским чехлом (Тувинно-Монгольский, Центральномонгольский и Батеневский) в пределах северного сегмента Палеоазиатского океана образованы на этапе предвендской коллизии в результате аккреции блоков с различным типом коры (Парфенов и др., 1996; Беличенко и др., 1999; Хаин, 2001). В дальнейшем на этих блоках началось накопление шельфовых карбонатных и терригенно-карбонатных отложений.

Ко второму типу микроконтинентов относятся, возможно, мелкие фрагменты распавшегося в позднем рифее суперконтинента Родинии (Коваленко и др., 1999; Piper, 2000; Хаин, 2001). Ряд исследователей считает, что ранее они составляли единую континентальную окраину Сибирской платформы и в неопротерозое в результате за-

дугового спрединга отделились от Сибирского кратона (Berzin, 2004; Кузьмичев, 2004). В таком случае должна наблюдаться определенная корреляция разрезов рифея Сибирского кратона и микроконтинентов (Баргузинского, Сангиленского, Дзабханского, Тарбагатайского, Гаргинского, Муйского, Дербинский, Канского, Арзыбейского и Тувино-Монгольского), а терригенные комплексы микроконтинентов должны наследовать геохимическую специфику источников сноса, т.е. пород фундамента Сибирской платформы. Существует и иная точка зрения, согласно которой ранее часть микроконтинентов входила в состав Гондваны (Моссаковский и др., 1993; Диденко и др., 1994). Вместе с тем достоверные данные о древнем раннедокембрийском возрасте фун-

дамента микроконтинентов есть только для Байдарикского блока Дзабханского микроконтинента (2833 ± 35 млн лет) (Козаков и др., 2001), Гарганской глыбы Тувино-Монгольского массива (возраст метаморфизм 2.66 млрд лет (U-Pb метод по циркону) (Kovach et al., 2004) и Центрального террейна Канского блока (2.3 млрд лет (Ножкин и др., 2001). Поэтому для выяснения природы отдельных блоков в обрамлении Сибирской платформы нами в рамках исследований по интеграционному проекту между Уральским и Сибирским отделениями РАН были изучены геохимические особенности терригенных отложений различной степени метаморфизма Канского и Арзыбейско-Дербинского блоков и Тувино-Монгольского микроконтинента.

По современным представлениям, Канский блок совместно с Арзыбейским, Дербинским и другими докембрийскими террейнами входит в состав аккреционно-коллизийного пояса, образованного в венде-раннем палеозое (Ножкин и др., 2001, 2003а, 2005в; Обновленные схемы ..., 2007; Туркина и др., 2004, 2005, 2007а, 2007б).

Основные черты геологического строения Канского блока

Канский блок расположен в краевой юго-западной части Сибирского кратона на границе с Центрально-Азиатским складчатым поясом и ограничен зонами Главного Саянского и Канско-Агульского разломов (Берзин, 1967) (рис. 111). Такое положение в региональной структуре обуславливает сложное блоково-чешуйчато-надвиговое строение и интенсивную тектонизированность амфиболито-гнейсовых толщ, разбитых многочисленными нарушениями на блоки и пластины разного порядка. Преобладающими направлениями разломов являются северо-западное, аналогичное простиранию ограничивающих блок региональных разломов, и северо-восточное. Эта система разломов определяет современные тектонические границы трех основных палеоструктурных элементов Канского блока, в структуре которого выделено три террейна – Центральный, Идарский и Шумихинско-Кирельский, различающихся строением разрезов, возрастом и составом метаморфических комплексов (Ножкин и др., 2001).

Центральный террейн сложен палеопротерозойским метавулканогенно-осадочным комплексом. Нижняя часть разреза представлена амфиболитами с отдельными прослоями тремолит-серпентиновых пород, горизонтами мраморов и ортогнейсов (пикробазальт-базальтовая ассоциация), биотитовыми и амфиболовыми ортогнейсами с редкими прослоями парагнейсов и мраморов (андезит-дацит-риодацитовая ассоциация) (Ножкин и др., 2001). В верхней части

разреза Центрального террейна доминируют метатерригенные образования – гранатосодержащие биотитовые, реже амфибол-биотитовые парагнейсы, двуслюдяные сланцы с горизонтами кварцитов и мраморов (пелит-граувакковая ассоциация). Метаморфические толщи амфиболит-гнейсового состава имеют северо-западное до субмеридионального простирание (см. рис. 111). Они смяты в изоклинальные складки и разбиты на тектонические пластины. В центральной части террейна (бассейн р. Кан между устьями рек Хайдамжа и Бол. Куе) вскрыта преимущественно метавулканогенная часть разреза, которая может быть подразделена на две толщи: амфиболитовую с горизонтами мраморов, реже амфиболовых и биотитовых ортогнейсов (мощность от 300 до 1100 м), и толщу преобладающих биотитовых ортогнейсов с редкими телами амфиболитов (мощность ~ 700 м). Далее к северо-западу (ниже устья р. Бол. Куе) увеличивается доля гнейсов, а разрез наращается толщей амфибол-биотитовых, гранат-биотитовых и биотитовых парагнейсов, двуслюдяных сланцев с горизонтами кварцитов (мощность ~ 1500 м), обнажающейся на восточном крыле узкой антиклинальной складки. Наиболее широко парагнейсовая толща развита в бассейне рек Бол. и Мал. Кулижи, где слагает ядро Кулижинской синклинали. Здесь, в основании разреза толщ присутствуют горизонты мраморов, карбонатно-терригенных сланцев и амфиболитов. В бассейне р. Бол. Кузе, в составе парагнейсовой толщи преобладают биотитовые и высокоглиноземистые гнейсы (ортогнейсы и метапелиты), чередующиеся с отдельными горизонтами и пачками амфиболитов (метабазитов) и стратифицированными телами ультрамафитов (метакоматиитов).

Метатерригенные породы изучены в двух ареалах: в бассейне р. Кулижи (Кулижинский район), где они представлены гранат-биотитовыми и биотитовыми гнейсами, и в бассейне р. Кан – междуречье рек Кан,

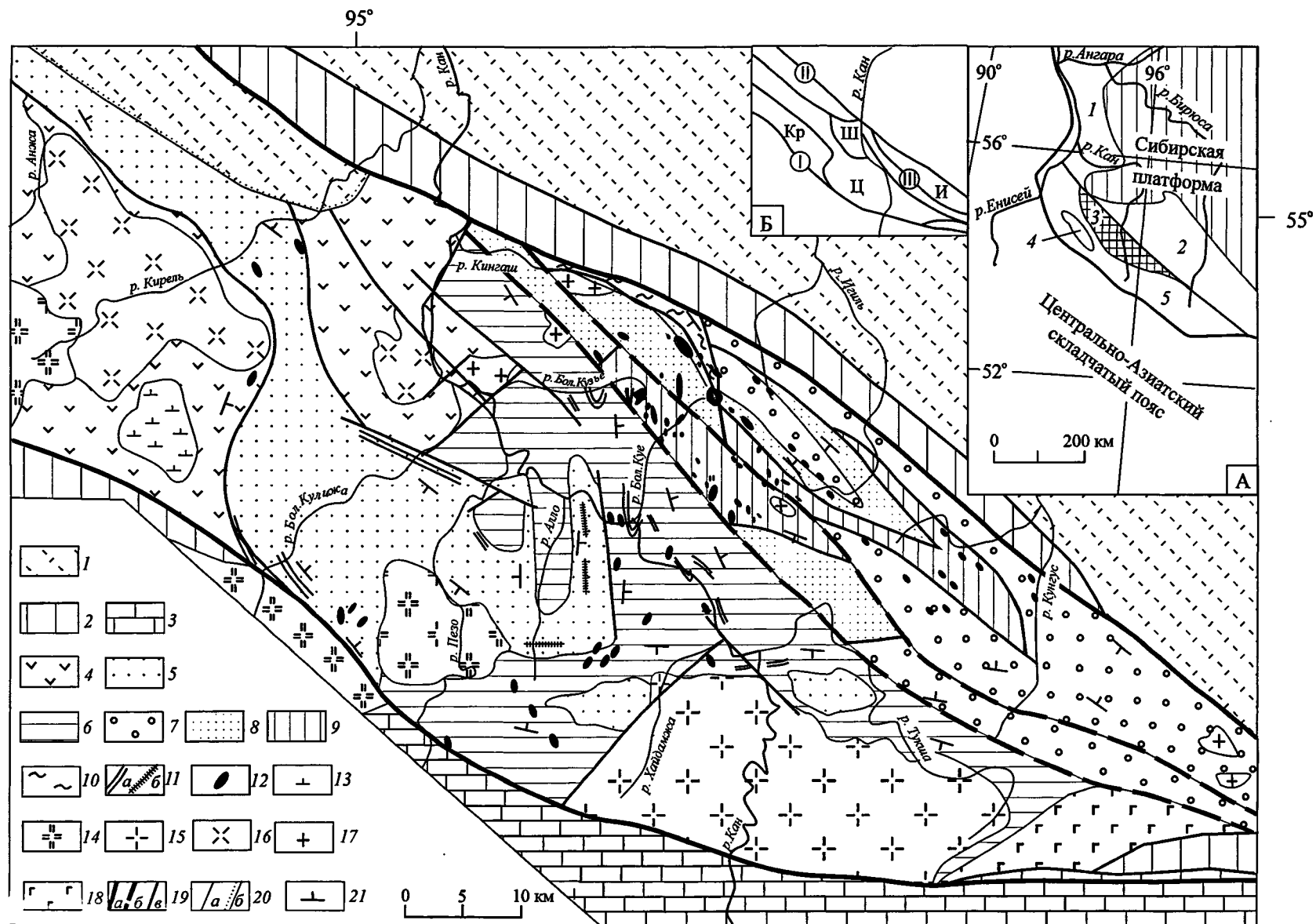


Рис. 111. Схематическая геологическая карта Канского блока (составлена А.Д. Ножкиным и О.М. Туркиной). 1 – осадочно-вулканогенные образования девона (Рыбинская впадина); 2 – вулканогенно-осадочные отложения позднего рифея-кембрия; 3 – метатерригенно-карбонатные комплексы протерозоя. Метаморфические комплексы докембрия Канской глыбы: 4 – позднерифейские гнейсово-амфиболитовые комплексы Шумихинско-Кирельского террейна; 5–10 – метаморфические толщи Канского блока раннего протерозоя (в скобках указаны преобладающие ассоциации исходных осадочных и вулканогенных пород); Центральный террейн: 5 – биотитовых и гранат-биотитовых (±амфибол) парагнейсов (пелит-граувакковая), 6 – гнейсово-амфиболитовая (андезит-дацит-риодацитовая) – чередование горизонтов биотитовых, амфиболовых ортогнейсов, амфиболитов и редких прослоев парагнейсов и мраморов и амфиболитовая (пикробазальт-базальтовая) с отдельными прослоями тремолит-серпентиновых пород и горизонтами мраморов и ортогнейсов; Идарский террейн: 7 – гранатсодержащих биотитовых и биотит-амфиболовых парагнейсов (граувакковая) с горизонтами полевошпатовых амфиболитов (лейкобазальт-андезиобазальтовая) и редкими прослоями мраморов, 8 – гранатсодержащих биотитовых парагнейсов (терригенная) с прослоями мраморов и амфиболитов, 9 – амфиболитовая с горизонтами тремолит-серпентиновых сланцев (коматиит-базальтовая), биотитовых парагнейсов и прослоями мраморов, 10 – мигматит-гнейсовая; 11 – маркирующие горизонты: а – мраморов, б – кварцитов; 12 – тела ультрамафитов (вне масштаба). Интрузивные комплексы: 13 – палеозойский габброидный, 14 – ордовикский лейкогранит-гранитовый, 15 – вендский трондьемитовый (Верхнеканский массив), 16 – позднерифейский тоналит-трондьемитовый (Шумихинский и Кирельский массивы), 17 – позднерифейский плагиогранит-гранитовый (Кузынский и другие массивы), 18 – раннепротерозойский (?) габбровый; 19 – тектонические границы: а – региональные разломы, б – региональные разломы, требующие уточнения, в – второстепенные разрывные нарушения; 20 – прочие геологические границы (а), в том числе несогласного залегания (б); 21 – элементы залегания пород.

На врезках: А – положение Канского блока в структурах юго-западной окраины Сибирского кратона: 1 – Ангаро-Канский выступ (Южно-Енисейский край), 2 – Бирюсинский, 3 – Канский, 4 – Арзыйский, 5 – Дербинский блоки. Б – террейны в пределах Канской глыбы: Шумихинско-Кирельский (Ш), (Кр), Центральный (Ц), Идарский (И). Разломы (цифры в кружках): I – Главный Саянский, II – Канско-Агульский, III – Идарский

Тукша и Алло (Канский район), их состав отвечает здесь гранат-биотитовым, амфибол-биотитовым и биотитовым гнейсам. Метавулканогенные образования нижней части разреза по характеру породных ассоциаций и особенностям редкоэлементного состава – обогащенности крупноионными литофильными элементами, относительно обеднению Nb (Ta) – сопоставимы с магматическими ассоциациями энсиалических островных дуг и задуговых бассейнов (Ножкин и др., 2001). По данным U-Pb датирования, протолиты ортогнейсов имеют возраст ~ 2.3 млрд лет (Ножкин и др., 2001). Анализ каемок циркона из ортогнейсов на ионном зонде SHRIMP II показал, что они испытали двукратный метаморфизм в раннем протерозое 1866 ± 17 млн лет и венде 603 ± 21 млн лет (Туркина и др., 2006б). По данным Ar-Ar датирования амфиболов и биотитов из метавулканических пород, установлено, что вендский (от 590 до 555 млн лет) метаморфизм проявлен во всех террейнах Канского блока и, очевидно, фиксирует время их сочленения в единую структуру (Ножкин и др., 2001, 2003а, 2005в; Туркина и др., 2007б). Стратифицированные отложения Центрального террейна интродуцированы габброидными, тоналит-трондьемитовыми и гранитными массивами докембрийского и палеозойского возраста (см. рис. 111). Для метаморфических пород установлены минеральные ассоциации, отвечающие условиям амфиболитовой и биотит-амфиболитовой фаций (Владимирский и др., 1984; Ножкин и др., 2001).

Идарский террейн расположен в пределах хр. Идарское Белогорье и отделен от Центрального террейна надвиговой зоной северо-западного простирания, маркируемой выходами ультрамафитов и небольшими массивами гранитов. В северо-западной части террейна (бассейн верхнего течения р. Кингаш) в основании разреза выделена тектоническая пластина мигматизированных парагнейсов и сланцев (Ножкин и др., 2005в). Слагающие пластину породы имеют тектонический контакт с толщей, содержащей горизонты мраморов и мощные пачки амфиболитов (метабазальтов) со стратифицированными телами ультрамафитов (коматиит-базальтовая ассоциация), которые сменяются вверх по разрезу толщей гранатсодержащих биотитовых парагнейсов с горизонтами мраморов и амфиболитов (Кингашский район) (Ножкин и др., 1996, 2005в; Цыпуков и др., 1993). На юго-востоке Идарского террейна (бассейн р. Кунгус) разрез наращивается толщей гранатсодержащих амфиболовых, биотит-амфиболовых и биотитовых гнейсов, переслаивающихся с горизонтами плагиоклазовых амфиболитов (лейкобазальт-андезиобазальтовая ассоциация) (Кунгусский район). В меланократовой толще юго-восточной части Идарского хребта преобладающими являются амфиболовые и биотит-амфиболовые гнейсы, в подчиненном количестве представлены гранатсодержащие биотитовые гнейсы, широко развитые на более высоком стратиграфическом уровне. Лейкобазальты и андезиба-

зальты юго-восточной части террейна (бас-сейн р. Кунгус) по своим геохимическим свойствам сопоставимы с островодужными магматическими образованиями (Ножкин и др., 1996). Среди метавулканических пород северо-западной части террейна по составу обособляется две ассоциации метабазальтов: породы первой ассоциации деплетированы легкими РЗЭ ($La_N/Yb_N = 0.5-0.8$) и обеднены Ta (Nb); породы второй – слабо обогащены легкими РЗЭ ($La_N/Yb_N = 2.4-1.2$), но не обнаруживают отчетливого обеднения Ta (Nb) (Ножкин и др., 2005в). Такое сочетание метавулкаников, скорее, свидетельствует в пользу их образования в океанической обстановке (Туркина и др., 2007б).

Шумихинско-Кирельский террейн сложен метавулканогенным (гнейсово-амфиболитовым) комплексом. Для него характерно полное отсутствие в разрезе ультрамафитов и метатерригенных осадков, а также резкая обедненность кислых метамагматитов некогерентными редкими элементами. Породные ассоциации этого террейна рассматриваются (Румянцев и др., 1998, 2000) в качестве фрагментов позднерифейского вулканического пояса, сформированного в обстановке океанической субдукционной системы. Так как Шумихинско-Кирельский террейн лишен метаосадочной толщи, характеристика его приводится далее.

Петрохимические особенности метатерригенных пород Канского блока

Петрохимические особенности метатерригенных пород Канского блока рассмотрены на основе 70 химических анализов, наиболее представительные из которых приведены в табл. 29.

Первичная систематика пород проведена на основании классификационной диаграммы А.Н. Неелова (1980) (рис. 112). Исследованные породы характеризуются слабой петрохимической дифференциацией по параметру a (Al/Si , ат. количества) и локализованы преимущественно в поле граувакковых алевролитов. Менее 10 % пород располагается в поле железистых или карбонатистых алевропелитовых аргиллитов и одновременно характеризуются

с повышенными значениями параметра b ($Fe^{2+}+Fe^{3+}+Mn+Ca+Mg$, ат. количества) и содержаний Fe_2O_3 , MgO и CaO , что может указывать на увеличение примеси туфогенного материала и(или) доли пород основного состава в области эрозии. Лишь часть пород ($< 10\%$) Кулижинского и Кингашского районов соответствует полимиктовым и граувакковым песчаникам. Наибольший разброс значений по параметру b установлен для гнейсов Канского и Кунгусского районов. Это связано в основном с изменением общей меланократовости пород, что отражается в переменном содержании темнокрасных минералов, а в ряде случаев, судя по вариациям CaO (1.1–8 %), с различным содержанием в исходных осадках карбонатного материала. Максимальные значения параметра b характерны для биотит-амфиболовых гнейсов Кунгусского района (Дмитриева и др., 2008).

По поведению основных элементов, наиболее мобильных при процессах выветривания, можно судить о степени зрелости осадков. Расчет индекса химического изменения CIA показал, что отложения Канского блока сложены незрелым материалом, т.е. степень выветривания пород в области эрозии была невелика (см. табл. 29). Величина CIA для всей совокупности описываемых пород варьирует от 50 до 66, что существенно ниже значений для наиболее распространенных разновидностей глинистых сланцев (70–75) (Тейлор, Мак-Леннан, 1988). Отношение SiO_2/Al_2O_3 чувствительно к процессам фракционирования терригенного материала при переносе и осаждении и может быть использовано, в отличие от индекса CIA, для определения зрелости осадков независимо от содержания в них карбонатного материала. Средние величины SiO_2/Al_2O_3 для магматических пород варьируют от ~ 3.0 (базиты) до ~ 5.0 (кислые породы) (Roser et al., 1996). Рассматриваемые нами метатерригенные породы Канского блока характеризуются значениями $SiO_2/Al_2O_3 = 3.3-6.1$, соответствующими магматическим породам, что говорит о незначительном фракционировании материала в процессе транспортировки кластики.

Для уточнения характера протолитов метатерригенных пород использована сис-

**Химический состав (мас. %) и расчетные петрохимические характеристики
метатерригенных пород Канского блока**

Район	Кунгусский											
№ п.п.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
№ образца	15-88	48-88	52-88	60-88	158-88	157-88	24-88	98-88	66-88	34-88	63-88	35-88
SiO ₂	57.63	58.98	61.47	58.54	58.57	56.62	68.75	58.39	62.45	62.54	59.64	68.80
TiO ₂	1.43	1.18	0.97	1.10	0.90	2.13	0.78	1.27	0.88	0.87	1.00	0.50
Al ₂ O ₃	15.03	14.47	15.10	15.55	15.85	13.33	13.83	13.37	16.59	15.76	15.55	14.44
Fe ₂ O ₃ *	10.03	8.82	8.89	9.28	6.91	11.26	6.62	11.45	7.56	7.89	8.63	4.85
MnO	–	–	–	0.16	0.10	0.23	–	–	0.15	0.08	–	0.06
MgO	3.46	4.37	4.10	4.91	6.12	4.28	1.90	3.91	2.90	3.23	4.16	1.94
CaO	7.19	6.97	3.91	4.70	3.66	6.75	2.73	5.79	2.95	3.18	4.29	2.09
Na ₂ O	2.41	2.09	1.70	2.39	2.97	2.64	1.97	2.04	3.37	2.39	2.00	2.33
K ₂ O	1.32	1.45	2.28	2.18	2.36	1.33	1.88	2.36	2.23	2.73	2.67	3.31
P ₂ O ₅	0.30	0.13	0.17	0.22	0.14	0.39	0.13	0.31	0.06	0.16	0.13	0.05
ППП	0.54	1.08	0.66	0.68	2.58	0.84	0.96	0.86	0.64	0.74	0.66	1.16
Сумма	98.80	98.46	98.59	99.71	100.00	99.80	98.59	98.89	99.78	99.57	98.07	99.53
ГМ	0.46	0.41	0.41	0.45	0.41	0.48	0.31	0.45	0.40	0.39	0.42	0.29
ЖМ	0.61	0.56	0.55	0.57	0.42	0.74	0.45	0.78	0.44	0.48	0.52	0.33
ФМ	0.23	0.22	0.21	0.25	0.22	0.28	0.12	0.26	0.17	0.18	0.21	0.10
ТМ	0.095	0.082	0.064	0.071	0.057	0.160	0.056	0.095	0.053	0.055	0.064	0.035
НКМ	0.25	0.24	0.26	0.29	0.34	0.30	0.28	0.33	0.34	0.32	0.30	0.39
a	0.31	0.29	0.29	0.31	0.32	0.28	0.24	0.27	0.31	0.30	0.31	0.25
b	0.35	0.36	0.30	0.33	0.31	0.37	0.19	0.36	0.22	0.24	0.30	0.15
CIA	–	–	55	52	53	–	58	–	56	56	53	57
SiO ₂ /Al ₂ O ₃	3.8	4.1	4.1	3.8	3.7	4.2	5.0	4.4	3.8	4.0	3.8	4.8

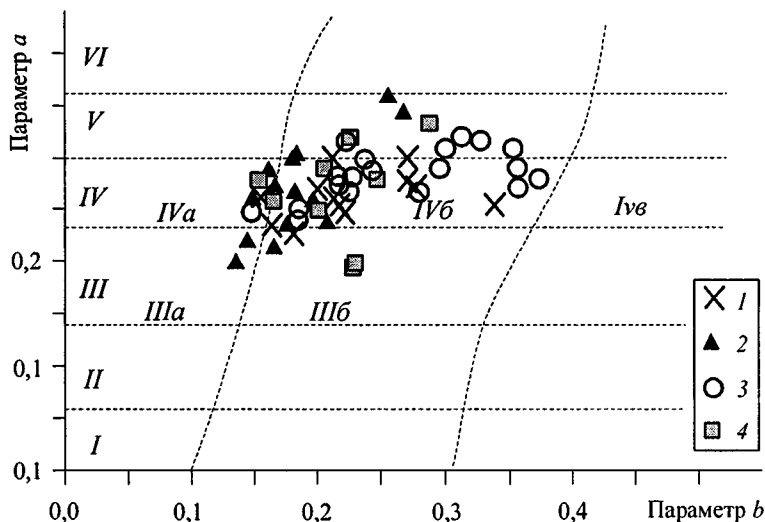
Район	Кингашский									
№ п.п.	13	14	15	16	17	18	19	20	21	
№ образца	57-94	55-94	36-94	38-94	135-92	90-92	44-94	136-92	95-92	
SiO ₂	56.86	66.45	62.83	60.82	68.47	66.59	61.51	69.26	66.89	
TiO ₂	1.42	0.67	0.94	1.10	0.96	0.46	0.88	0.83	0.61	
Al ₂ O ₃	15.94	14.51	15.32	14.34	11.52	15.65	16.57	11.32	14.12	
Fe ₂ O ₃ *	11.09	5.69	6.95	9.61	5.67	6.44	6.35	5.54	5.93	
MnO	0.13	0.06	0.11	0.08	0.07	0.23	0.10	0.06	0.09	
MgO	3.76	2.19	2.51	3.48	4.75	1.96	2.76	4.19	2.94	
CaO	2.84	2.08	2.86	1.89	2.12	1.11	4.10	2.85	2.77	
Na ₂ O	1.44	2.99	2.32	1.99	1.26	1.73	1.75	1.41	2.47	
K ₂ O	4.63	3.26	3.26	4.22	3.30	3.18	3.36	2.61	2.20	
P ₂ O ₅	0.13	0.16	0.27	0.12	0.16	0.13	0.08	0.14	0.13	
ППП	1.52	1.62	1.78	1.78	1.36	2.34	1.46	1.44	1.70	
Сумма	99.76	99.68	99.15	99.43	99.64	99.82	98.92	99.65	99.85	
ГМ	0.50	0.31	0.37	0.41	0.27	0.34	0.39	0.26	0.31	
ЖМ	0.65	0.38	0.43	0.63	0.46	0.41	0.37	0.46	0.41	
ФМ	0.26	0.12	0.15	0.22	0.15	0.13	0.15	0.14	0.13	
ТМ	0.089	0.046	0.061	0.077	0.083	0.029	0.053	0.073	0.043	
НКМ	0.38	0.43	0.36	0.43	0.40	0.31	0.31	0.36	0.33	
a	0.33	0.26	0.29	0.28	0.20	0.28	0.32	0.19	0.25	
b	0.29	0.17	0.21	0.25	0.23	0.16	0.23	0.23	0.20	
CIA	56	55	55	56	55	66	55	53	56	
SiO ₂ /Al ₂ O ₃	3.6	4.6	4.1	4.2	5.9	4.3	3.7	6.1	4.7	

Район	Канский									
№ п.п.	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31
№ образца	164-93	163-93	184-93	24-94	55-94	122-93	32-94	175-93	69-93	68-94
SiO ₂	61.67	62.56	65.52	68.78	59.05	63.48	63.23	64.4	66.85	67.53
TiO ₂	0.92	0.97	1.17	0.62	1.1	0.819	1.13	0.78	0.76	1.08
Al ₂ O ₃	13.37	14.63	14.38	13.61	13.56	14.92	14.54	14.38	14.79	12.87
Fe ₂ O ₃ *	8.89	9.72	7.88	5.24	9.9	6.96	7.7	7.51	5.2	6.99
MnO	0.133	0.199	0.155	0.13	0.17	0.078	0.15	0.084	0.1	0.1
MgO	3.14	2.93	2.64	1.85	3.54	3.33	2.94	3.47	1.8	1.56
CaO	7.99	4.07	2.66	2.87	2.71	2.97	2.75	2.42	2.36	3.01
Na ₂ O	0.82	1.67	2.82	3.19	1.55	2.75	2.89	2.81	4.45	2.06
K ₂ O	1.16	2.56	2.16	1.97	3.06	3.03	3.02	2.95	1.91	3.06
P ₂ O ₅	0.117	0.127	0.07	0.23	0.08	0.124	0.16	0.106	0.06	0.21
ППП	1.52	0.56	0.54	1.2	4.64	1.34	1.2	0.76	1.28	0.88
Сумма	99.73	100.00	100.00	98.49	99.36	99.80	98.51	99.67	98.28	98.47
ГМ	0.38	0.41	0.36	0.28	0.42	0.36	0.37	0.35	0.31	0.31
ЖМ	0.63	0.64	0.52	0.38	0.69	0.45	0.50	0.50	0.34	0.51
ФМ	0.20	0.21	0.16	0.10	0.23	0.16	0.17	0.17	0.11	0.13
ТМ	0.069	0.066	0.081	0.046	0.081	0.055	0.078	0.054	0.051	0.084
НКМ	0.15	0.29	0.35	0.38	0.34	0.39	0.41	0.40	0.43	0.40
a	0.26	0.28	0.26	0.23	0.27	0.28	0.27	0.26	0.26	0.22
b	0.34	0.27	0.21	0.17	0.28	0.23	0.22	0.23	0.16	0.18
CIA	—	54	55	52	56	54	53	55	52	52
SiO ₂ /Al ₂ O ₃	4.6	4.3	4.6	5.1	4.4	4.3	4.3	4.5	4.5	5.2

Район	Кулижинский										
№ п.п.	32	33	34	35	36	37	38	39	40	41	42
№ образца	210-96	185-96	57-97	59-97	306-82	309-82	308-82	26-95	28-95	195-96	122-96
SiO ₂	68.15	70.26	72.75	67.25	58.00	66.00	66.00	66.67	65.17	60.62	63.36
TiO ₂	0.68	0.56	0.73	0.60	1.34	0.69	0.58	0.58	0.78	1.05	0.72
Al ₂ O ₃	13.69	12.78	12.30	14.83	17.60	15.40	16.00	15.46	14.52	17.67	16.30
Fe ₂ O ₃	5.97	4.63	3.79	5.13	9.25	7.55	4.68	5.19	7.56	9.24	7.21
MnO	0.10	0.06	0.05	0.07	0.23	0.05	0.11	0.06	0.11	0.16	0.12
MgO	2.46	2.43	1.85	1.96	3.40	3.00	2.00	1.78	3.08	3.14	2.70
CaO	2.20	2.57	2.35	2.02	3.00	2.85	3.00	3.21	2.79	4.04	1.33
Na ₂ O	3.72	3.60	3.07	3.42	3.78	2.30	2.83	3.68	1.67	1.58	2.24
K ₂ O	2.66	2.42	1.97	3.68	3.44	2.65	4.55	2.25	3.35	2.04	4.30
P ₂ O ₅	0.09	0.12	0.10	0.06	—	—	—	0.19	0.08	0.22	0.08
ППП	0.60	0.80	0.96	0.72	0.78	0.91	0.56	1.22	1.28	0.58	1.66
Сумма	100.32	100.22	98.96	99.02	100.04	100.49	99.75	99.08	99.10	99.76	98.36
ГМ	0.30	0.26	0.23	0.31	0.49	0.36	0.32	0.32	0.35	0.46	0.38
ЖМ	0.42	0.35	0.29	0.34	0.50	0.47	0.29	0.33	0.50	0.50	0.43
ФМ	0.13	0.10	0.08	0.11	0.22	0.16	0.10	0.11	0.16	0.21	0.16
ТМ	0.050	0.044	0.059	0.040	0.076	0.045	0.036	0.038	0.054	0.059	0.044
НКМ	0.47	0.47	0.41	0.48	0.41	0.32	0.46	0.38	0.35	0.20	0.40
a	0.24	0.21	0.20	0.26	0.36	0.27	0.29	0.27	0.26	0.34	0.30
b	0.18	0.17	0.14	0.15	0.26	0.22	0.16	0.17	0.22	0.27	0.19
CIA	52	50	52	53	54	57	52	52	56	60	61
SiO ₂ /Al ₂ O ₃	5.0	5.5	5.9	4.5	3.3	4.3	4.1	4.3	4.5	3.4	3.9

Примечание. 1–21 – Идарский террейн. 1–12 – бассейн р. Кунгус: 1–7 – амфиболовые, биотит-амфиболовые ± гранат гнейсы, 8–12 – биотитовые ± гранат гнейсы; 13–21 – бассейн р. Кинган: 13–15 – мигматизированные биотитовые ± гранат гнейсы тектонической пластины; 16–21 – верхний толща: 16–18 – биотитовые ± гранат гнейсы, 19–21 – амфибол-биотитовые плагиогнейсы. 22–42 – Центральный террейн. 22–31 – междуречье рек Кан, Тукша, Алло: 22–24 – гранат-биотитовые гнейсы, 25 – амфибол-биотитовый гнейс, 26–31 – биотитовые ± гранат гнейсы; 32–42 – бассейн р. Кулижи: 32–40 – биотитовые гнейсы; 41, 42 – гранат-биотитовые гнейсы. Fe₂O₃* – общее железо.

Рис. 112. Классификационная диаграмма А.Н. Неелова (1980) для метатерригенных пород Канского блока. Районы: Центральный террейн: 1 – Канский, 2 – Кулижинский; Идарский террейн: 3 – Кунгусский, 4 – Кингашский. Поля осадочных пород: I – кварцевые песчаники, ультрасилициты; II – олигомиктовые песчаники, силициты; III – песчаники полимиктовые (а), граувакковые (б); IV – алевролиты полимиктовые (а), граувакковые (б), карбонатные (в); V – алевропелиты; VI – пелиты



тема петрохимических модулей (Юдович, 1981; Юдович, Кетрис, 2000). Значения гидролизатного модуля ГМ в гнейсах Канского блока варьируют от 0.23 до 0.50. В основном это нормосиаллиты (ГМ = 0.34–0.48). Среди гнейсов Кулижинского района отмечается гораздо большее, относительно метаморфических других участков, количество разностей, отвечающих силитам (ГМ < 0.3). Во всех районах присутствует некоторое количество «псевдоосадочных» пород с повышенным содержанием MgO (> 3 %) и значениями ФМ > 0.1. По представлениям Я.Э. Юдовича и М.П. Кетрис (2000), породы с подобными характеристиками представляют собой вулканокластические граувакки, т.е. содержат то или иное количество вулканогенного материала основного состава. Максимальное количество таких пород (75 %) наблюдается в Кунгусском районе, а минимальное (~ 30 %) – в Кулижинском (Дмитриева и др., 2006г, 2008).

Для метатерригенных пород исследуемых районов Канского блока характерна хорошо выраженная положительная корреляция между железным и титановым модулями и отрицательная или ее отсутствие – между значениями гидролизатного модуля и модуля нормированной щелочности ($r_{ГМ-НМ}$ от 0.1 до –0.6; $r_{ЖМ-ТМ}$ от 0.7 до 0.8). Исходя из всего сказанного выше метатерригенные породы Канского блока можно рассматривать как породы петрогенные, или «first cycle», и использовать для реконструкции состава размывавшихся в источнике сноса образований.

Редкие и редкоземельные элементы в метатерригенных породах Канского блока

Содержания редких и редкоземельных элементов, а также значения ряда их индикаторных отношений в метатерригенных породах Канского блока приведены в табл. 30. Нормированные на хондрит спектры распределения РЗЭ для метаморфических пород Канского и Кунгусского районов довольно схожи (рис. 113, а, в). Содержания легких РЗЭ в основном ниже, а тяжелых – выше по сравнению с РААС. Значения La_N/Yb_N варьируют от 2.5 до 7.9. Породы Кингашского и Кулижинского районов имеют сходный с РААС облик спектров распределения РЗЭ (рис. 113, б, г). Развитые здесь гнейсы характеризуются более высокими относительно пород Канского и Кунгусского районов величинами La_N/Yb_N (5.4–10.8), причем максимальные значения (соответственно, 20.7 и 11.4) наблюдаются в гнейсах тектонической пластины Кингашского района. Для образцов всех исследованных нами участков характерна в той или иной мере выраженная отрицательная европиевая аномалия ($Eu/Eu^* = 0.4–0.92$).

В целом метатерригенные породы Канского блока по содержанию многих редких элементов имеют значительное сходство с РААС. В то же время гнейсы Кунгусского и Кингашского районов отличаются более высоким средним содержанием V, Cr, Co, Ni (элементов, характерных для основных и ультраосновных пород), максималь-

Содержания редких и редкоземельных элементов в метатерригенных породах Канского блока, г/т

Террейн	Идарский										Центральный													
Район	Кунгусский						Кингашский				Канский								Кулижинский					
№ п.п.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
№ образца	H-15-88	48-88	52-88	24-88	98-88	63-88	A-55-94	57-94	A-135-92	44-94	П-163-93	184-93	A-24-94	19-24	32-94	69-93	68-94	P-210-96	185-96	P-59-97	A-309-82	П-26-95	28-95	122-96
U	0.6	0.8	0.7	0.4	2.9	0.5	1.8	1	2.4	1.7	1.3	0.5	0.9	1.2	1.4	2.5	2	1.8	0.9	0.5	0.9	0.8	1.4	1.7
Th	2.2	5	5.3	4.9	13.8	11.5	15.3	12	12	7.4	9.9	6.6	3.6	2.6	5.2	9.5	20.5	14.7	11.5	14.5	19.8	4.6	17.4	13.4
Rb	27	47	78	59	131	108	126	147	135	160	140	54	110	113	196	96	127	105	170	167	142	123	150	175
Ba	457	354	423	400	377	708	591	1900	570	812	545	121	482	616	600	463	788	80	700	1094	759	353	959	850
Sr	382	194	220	307	173	230	200	463	380	500	218	543	350	599	256	603	157	—	—	191	184	242	185	—
Cr	123	145	109	46	164	91	47	103	220	180	90	168	28	62	114	57	21	64	75	120	41	59	109	160
Ni	40	51	86	20	57	51	30	52	130	70	18	51	17	34	50	31	6	—	—	48	25	5	27	—
Co	23	17	20	3	25	20	19	38	10	23	14	11	14	23	19	13	14	13	10	11.8	17	2	2	19
V	156	144	113	69	188	119	—	138	50	88	100	100	57	143	114	40	114	—	—	75	100	50	113	—
Zr	222	208	174	203	161	129	219	233	361	205	214	240	211	112	290	160	—	—	—	—	—	—	—	—
Hf	—	—	—	—	—	—	7.4	5.9	10.2	6.9	5.6	6.7	5.3	2.8	5.8	4.8	7.7	6	6	5.6	6.3	6.3	7.1	5.5
Ta	—	—	—	—	—	—	1.2	0.68	1.47	1.36	0.88	0.86	0.60	0.44	0.70	0.87	1.8	0.65	0.75	0.63	0.6	0.66	0.67	1.15
Nb	12	12	10	7.8	10	8.7	13.4	9.8	14.5	12.1	13	15	10	10	17	15.2	—	—	—	—	—	—	—	—
Y	35	51	31	32	33	25	23	41	36	34	40	27	48	25	36	35.6	—	—	—	—	—	—	—	—
Sc	39	48	20	25	41	13	21	30	21	16	30	21	14	28	23	15	—	14	12	13	—	11.2	17.5	19
La	22.6	26.8	19	26.4	30.5	42	58	64	49	44	22	26	22	20	18	23	44	40	21	31	19.4	16	47	40
Ce	48.4	69.4	40	51.9	60.7	78.4	116	122	93	88	56.8	52.5	52.5	42	41	56	117	86	58	73	40	31	108	102
Nd	30	41.2	19.5	27	30.7	38	50	53	44	40	17.7	23.5	27.5	26.5	17.5	20.5	49	33	19	29	20	12	44	38
Sm	9	10.6	5.1	5.4	7.5	5.6	8.5	8.8	8.4	7.4	4.96	4.7	3.8	3.1	4.0	4.9	7.05	6.2	2.6	6.9	3.7	2.8	8.6	6
Eu	2.18	2.07	1.6	1.7	1.77	1.5	1.13	1.47	1.36	1.52	0.94	1.13	1.23	1.1	1.20	0.93	1.68	1.2	0.7	0.78	0.9	0.81	1.52	1.2
Gd	9.8	11.6	6.1	6.35	7.3	6.4	8.6	7.3	8.7	7.8	4.7	5.2	4.6	5	4.0	4.0	12	-	-	4.9	2.6	3	7.5	—
Tb	1.6	2.09	1.06	1.1	1.23	1.04	1.13	1.43	1.24	1.12	1.08	0.85	1.00	0.90	0.77	1.03	2.08	0.9	0.45	0.75	0.55	0.54	1.2	0.9
Yb	4.65	7.1	3.7	3.8	4.8	3.6	1.89	3.8	3.6	4.1	5.26	4.3	4.5	2.5	4.5	4.9	6.6	2.5	1.5	2.6	1.89	2	3.6	3
Lu	0.71	1.09	0.54	0.54	0.66	0.51	0.24	0.53	0.51	0.6	0.8	0.55	0.67	0.34	0.65	0.66	1.1	0.38	0.25	0.38	0.27	0.28	0.55	0.45
Eu/Eu*	0.71	0.57	0.88	0.89	0.73	0.77	0.4	0.56	0.49	0.61	0.60	0.70	0.91	0.85	0.92	0.64	0.56	—	—	0.41	0.89	0.85	0.58	—
La _N /Yb _N	3.3	2.5	3.5	4.7	4.3	7.9	20.7	11.4	9.2	7.2	2.8	4.1	3.3	6.9	2.7	3.2	4.5	10.8	9.4	8.0	6.9	5.4	8.8	9.0
Th/Co	0.1	0.3	0.3	1.6	0.6	0.6	0.8	0.3	1.2	0.3	0.7	0.6	0.3	0.1	0.3	0.7	1.5	1.1	1.2	1.2	1.2	2.3	8.7	0.7
Th/Sc	0.1	0.1	0.3	0.2	0.3	0.9	0.7	0.4	0.6	0.5	0.3	0.3	0.3	0.3	0.2	0.6	—	1.1	1.0	1.1	—	0.4	1.0	0.7
La/Co	0.98	1.58	0.95	8.8	1.2	2.1	3.0	1.7	4.9	1.9	1.6	2.4	1.6	0.9	0.95	1.8	3.1	3.1	2.1	2.6	1.1	8.0	23.5	2.1
La/Sc	0.6	0.6	1.0	1.1	0.7	3.2	2.8	2.1	2.3	2.8	0.7	1.2	1.6	0.7	0.8	1.5	—	2.9	1.8	2.4	—	1.4	2.7	2.1
Cr/Th	56	29	21	9.4	12	8	8.6	3.1	18	24	9	26	8	23	22	6	1	4.3	6.5	8.3	2.1	13	6.3	12

Примечание. 1–10 – Идарский террейн; 1–6 – Кунгусский район: 1–4 – гнейсы амфиболовые, биотит-амфиболовые ± гранат, 5–6 – гнейсы биотитовые ± гранат; 7–10 – Кингашский район: 7–8 – гнейсы биотитовые ± гранат мигматизированные из тектонической пластины; 9–10 – верхняя толща: 9 – гнейсы биотитовые ± гранат; 10 – биотитовые амфибол-биотитовый. 11–24 – Центральный террейн: 11–17 – Канский район: 11–12 – гнейсы гранат-биотитовые, 13–17 – гнейсы биотитовые; 18–24 – Кулижинский район: 18–23 – гнейсы биотитовые, 24 – гнейс гранат-биотитовый.

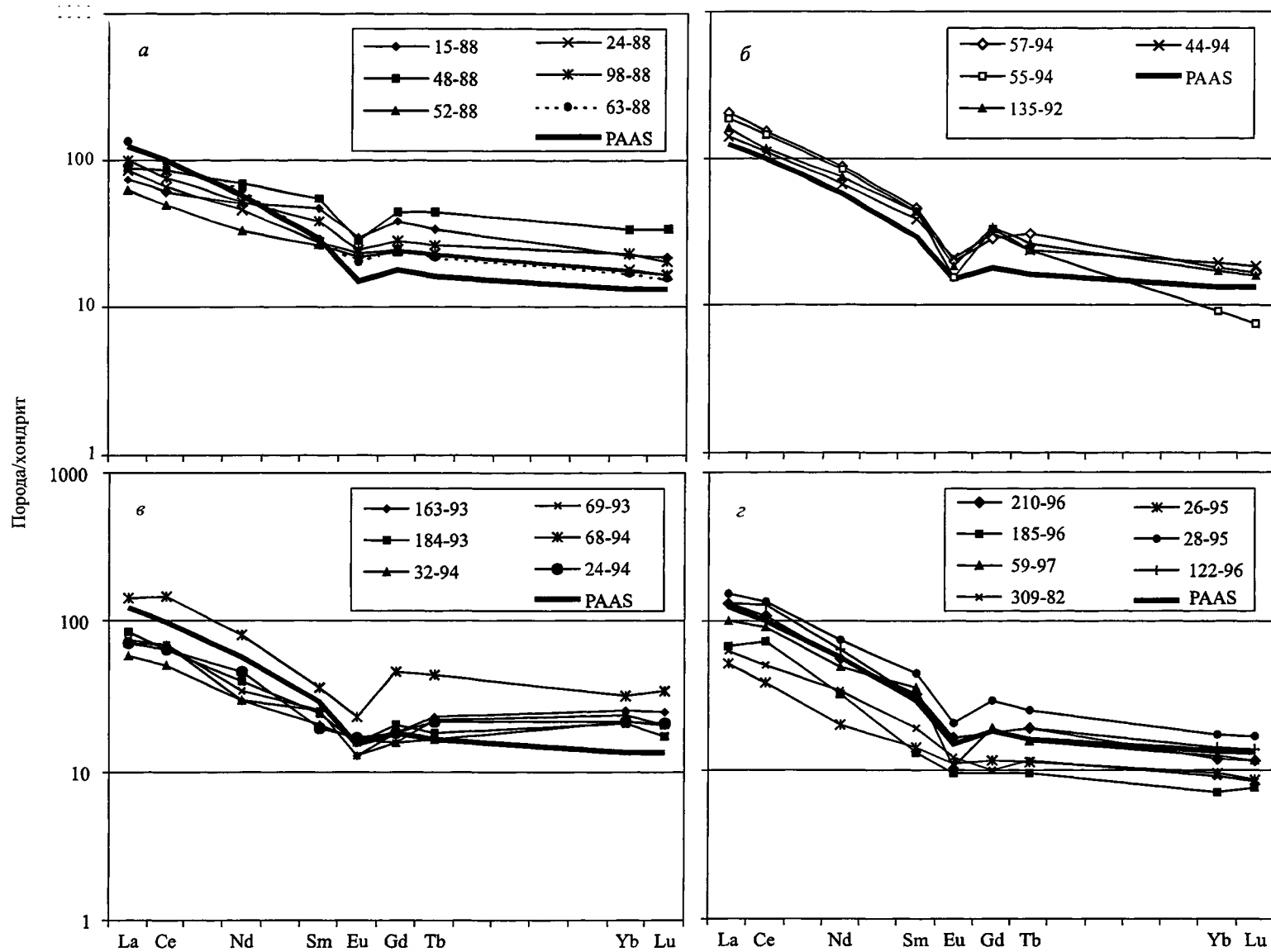


Рис. 113. Нормированное на хондрит распределение РЗЭ для метатерригенных пород Кунгусского (*а*), Кингашского (*б*), Канского (*в*) и Кулижинского (*г*) районов Канского блока

Средние содержания радиоактивных элементов в метатерригенных породах Канского блока

Порода	Кол-во образцов	U, г/т $\frac{\bar{x} \pm \Delta x}{S}$	Th, г/т $\frac{\bar{x} \pm \Delta x}{S}$	K, % $\frac{\bar{x} \pm \Delta x}{S}$	Th/U $\frac{\bar{x} \pm \Delta x}{S}$
Идарский террейн					
Кунгусский район					
Гнейсы амфиболовые, биотит-амфиболовые ± гранат	38	$\frac{0.6 \pm 0.2}{0.3}$	$\frac{5.4 \pm 0.9}{1.5}$	$\frac{1.9 \pm 0.3}{0.4}$	$\frac{2.6 \pm 2.8}{4.5}$
Гнейсы биотитовые ± гранат	27	$\frac{0.9 \pm 0.4}{0.7}$	$\frac{13.2 \pm 3.4}{5.5}$	$\frac{2.6 \pm 0.2}{0.3}$	$\frac{21.3 \pm 8.6}{13.4}$
Кингашский район					
Гнейсы биотитовые, амфибол-биотитовые	10	$\frac{2.1 \pm 0.8}{0.8}$	$\frac{14.1 \pm 1.8}{1.8}$	$\frac{3.5 \pm 0.6}{0.7}$	$\frac{7.6 \pm 3.3}{3.3}$
Центральный террейн					
Канский район					
Гнейсы биотит-амфиболовые	11	$\frac{1.1 \pm 0.4}{0.4}$	$\frac{8.1 \pm 3.8}{3.8}$	$\frac{2.4 \pm 0.5}{0.5}$	$\frac{7.9 \pm 4.9}{5.0}$
Гнейсы биотитовые ± гранат	19	$\frac{1.6 \pm 0.4}{0.6}$	$\frac{11.7 \pm 3.8}{5.6}$	$\frac{2.4 \pm 0.4}{0.6}$	$\frac{7.9 \pm 2.4}{3.5}$
Кулижинский район					
Гнейсы биотитовые ± гранат	22	$\frac{1.4 \pm 0.3}{0.7}$	$\frac{14.2 \pm 5.5}{3.3}$	$\frac{2.9 \pm 0.3}{0.7}$	$\frac{13.5 \pm 3.8}{8.4}$

Примечание. $\bar{x}$ – средний состав, Δx – доверительный интервал, S – стандартное отклонение.

ные средние содержания элементов гранитоидной группы (Th, ЛРЗЭ), напротив, установлены в гнейсах Кулижинского района (Дмитриева и др., 2008) и тектонической пластины Кингашского района (табл. 30, 31).

Реконструкция состава источников сноса метатерригенных пород Канского блока

Значения отношений Th/Sc и Th/Co в гнейсах Кунгусского, Кингашского и Канского районов в среднем ниже, чем в гнейсах Кулижинского района, а отношение Cr/Th выше, особенно для гнейсов Кунгусского и Кингашского (верхняя толща) районов. На диаграмме Co/Th–La/Sc точки составов гнейсов располагаются вдоль линии двухкомпонентного смешения (рис. 114). Как следует из приведенных на графике данных, наибольший вклад кислых пород наблюдается в гнейсах Кулижинского и Кингашского районов, в то время как гнейсы бассейна р. Кунгус образованы, за редким исключением, за счет пород основного состава. Повышенные содержания Cr, Ni в породах Кунгусского и Кингашского районов могут свидетельствовать о наличии тре-

тьего (ультрамафического) компонента в области сноса для Идарского террейна.

Реконструкция геодинамических обстановок формирования метатерригенных пород Канского блока

Поскольку состав граувакк в общем случае зависит от состава пород в источниках сноса, они могут быть использованы в качестве пород-индикаторов геодинамических обстановок питающих провинций. На петрохимических диаграммах $(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO})\text{--Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ и $(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO})\text{--TiO}_2$ (Bhatia, 1983) составы гнейсов Кулижинского района попадают в поля энсиалических и энсиматических островных дуг, а составы гнейсов Кунгусского, Кингашского и Канского районов – преимущественно в поле энсиалических островных дуг (рис. 115). На диаграмме La–Th–Sc (Bhatia, Crook, 1986) составы гнейсов Кулижинского и Канского районов локализованы в основном в поле энсиалических островных дуг, а составы гнейсов Кунгусского района – в поле энсиматических островных дуг, за исключением одного образца гранат-биотитового

Рис. 114. Диаграмма La/Sc-Co/Th , демонстрирующая модель двухкомпонентного смешения, для метатерригенных пород Канского блока. Даци́т – средний метадацит, толеит – высокомагнезиальный толеитовый метабазальт Канского блока. Центральный террейн: 1 – Канский район, 2 – Кулижинский район; Идарский террейн: 3 – Кунгусский район, 4 – Кингашский район

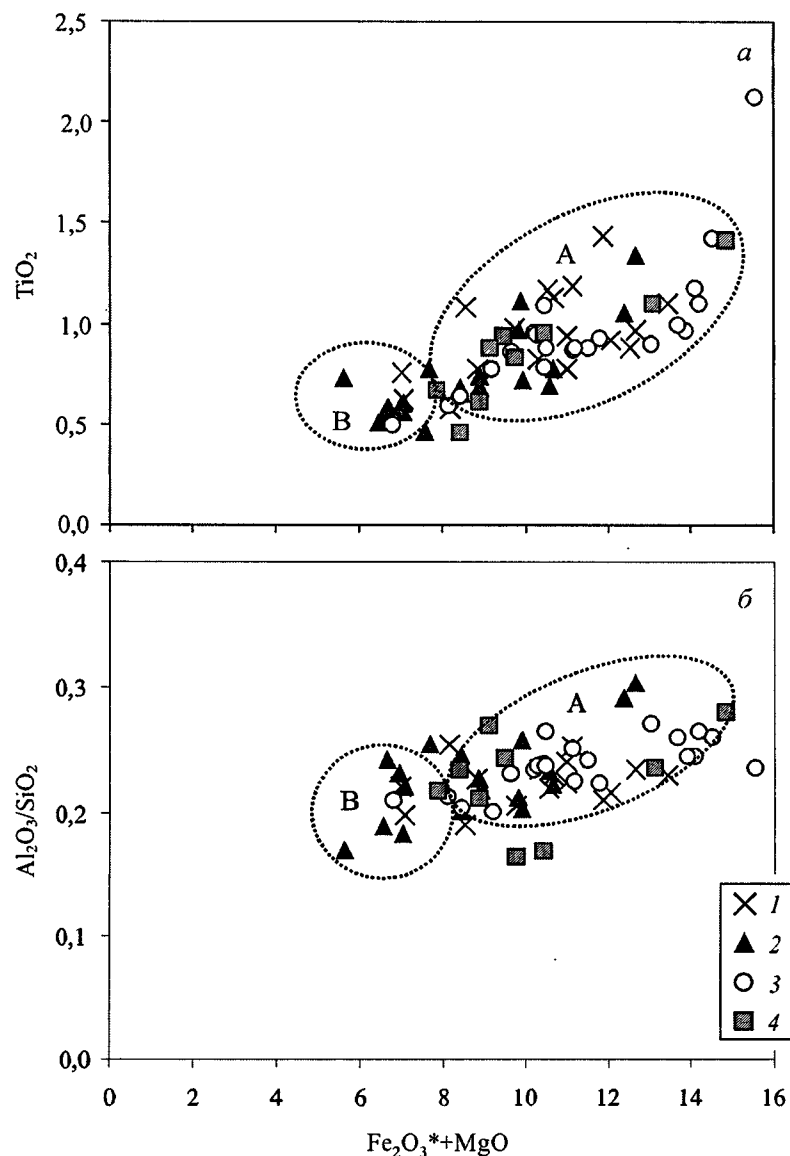
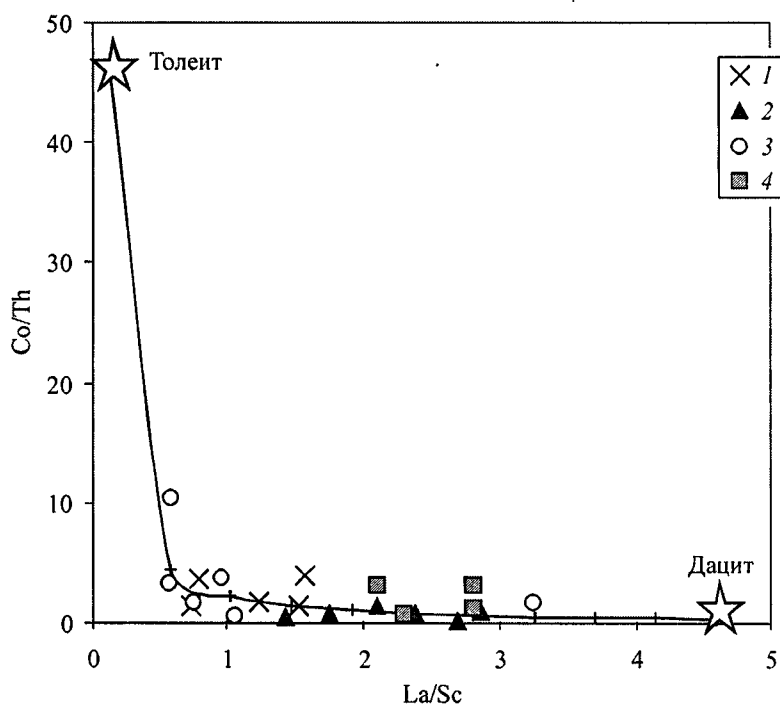


Рис. 115. Положение фигуративных точек составов метатерригенных образований Канского блока на диаграммах $(\text{Fe}_2\text{O}_3^*+\text{MgO})-\text{TiO}_2$ (а) и $(\text{Fe}_2\text{O}_3^*+\text{MgO})-\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ (б) (Bhatia, 1983).

Центральный террейн: 1 – Канский район, 2 – Кулижинский район; Идарский террейн: 3 – Кунгусский район, 4 – Кингашский район. А – энзиматические островные дуги, В – энсиалические островные дуги.
 $\text{Fe}_2\text{O}_3^* = \text{Fe}_2\text{O}_3 + 1.1\text{FeO}$

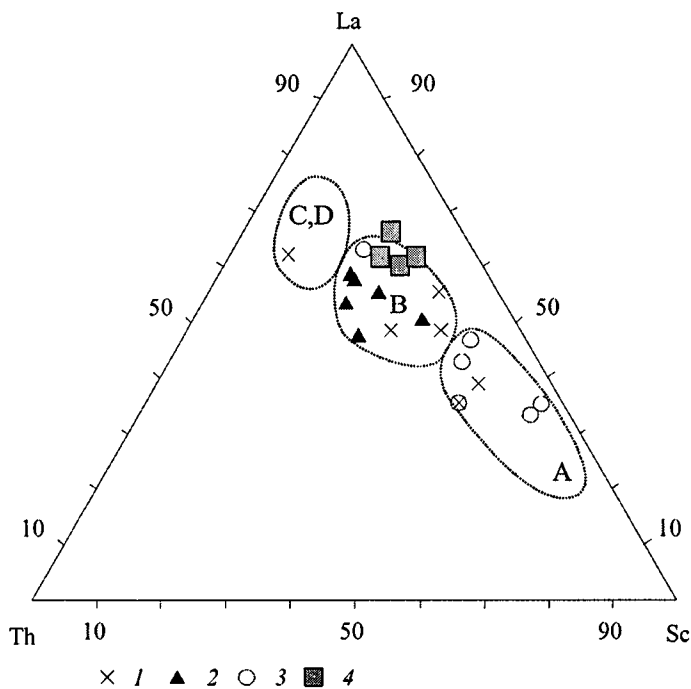


Рис. 116. Положение фигуративных точек составов метатерригенных образований Канского блока на диаграмме La–Th–Sc (Bhatia, Crook, 1986).

Центральный террейн: 1 – Канский район, 2 – Кулжинский район; Идарский террейн: 3 – Кунгусский район, 4 – Кингашский район. А – энсиматические островные дуги; В – энсиалические островные дуги; С – активные континентальные окраины; D – пассивные континентальные окраины

Парагнейсы Идарского террейна характеризуются широким диапазоном значений Nd-модельного возраста. Наиболее древний Nd-модельный возраст ($T_{DM} = 2.5$ млрд лет), близкий к величинам, характерным для пород Центрального террейна, установлен для мигматизированных гнейсов тектонической пластины, которые также отличаются повышенными значениями La_N/Yb_N и содержаниями Th. Эти особенности изотопного и редкоэлементного состава парагнейсов Идарского террейна указывают на сходство состава пород их источников сноса с теми, что являлись поставщиками кластики для метатерригенных пород Центрального террейна.

Преобладающие в Идарском террейне парагнейсы имеют Nd-модельный возраст, варьирующий от 1.3 до 2.2 млрд лет. Это позволяет предполагать, что источниками сноса терригенного материала для них выступали породы мезопротерозойской базитовой и более древней континентальной коры. Такая интерпретация подтверждается изотопной гетерогенностью коры данного террейна, выявленной по ортопородам. Установлено, что жильные тронды, миты и граниты имеют мезопротерозойский ($T_{DM} = 1.0–1.1$ млрд лет) модельный возраст, тогда как ортогнейсы (метадациты) – палеопротерозойский ($T_{DM} = 2.1$ млрд лет) (табл. 32) (Туркина и др., 2007б). Следует отметить, что снижение величин Nd-модельного возраста гнейсов от Кингашского района к Кунгусскому коррелирует с изменением петрохимического и редкоэлементного состава (рост содержания Fe, Mg и уменьшение значений Th/Sc и La/Sc) и, по-видимому, в целом отражает увеличение количества мезопротерозойских мафических породных ассоциаций в составе питающей провинции. Дополнительно в качестве

гнейса с повышенным содержанием La, Th и пониженным Sc, состав которого находится в поле энсиалических островных дуг (рис. 116).

Sm-Nd характеристика метатерригенных пород Канского блока

Данные по изотопному составу Nd дают важную дополнительную информацию о характере источника сноса при образовании метаграувакк (Туркина, Дмитриева, 2006). Так, значения Nd-модельного возраста ($T_{DM} = 2.3–2.6$ млрд лет) парагнейсов Центрального террейна Канского блока (табл. 32) перекрываются с диапазоном значений T_{DM} для ассоциирующих ортогнейсов (кислых метавулканитов) этой структуры (2.4–2.9 млрд лет). Это позволяет предполагать, что формирование метатерригенных пород Центрального террейна происходило за счет локального источника сноса обломочного материала, представленного островодужными вулканическими комплексами этой же структуры. Данный вывод подтверждается и особенностями редкоэлементного состава метатерригенных образований, свидетельствующими о поступлении в область седиментации материала, сформированного за счет размыта кислых и основных магматических пород энсиалических островных дуг.

Sm-Nd изотопные данные для пород Канского блока

Номер образца	Sm, г/т	Nd, г/т	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	T_{DM} , млн лет	Порода
Центральный террейн						
П-70-94	9.12	56.9	0.09694	0.511280±7	2432	Ортогнейс
П-124-93	3.46	19.63	0.10653	0.511363±18	2531	—«—
П-29-93	2.71	14.35	0.114251	0.511228±27	2930	—«—
Канский район						
П-163-93	4.51	22.64	0.120473	0.511737±16	2303	Парагнейс
Кулижинский район						
Р-210-96	6.0	33.38	0.108750	0.511342±16	2614	—«—
П-28-95	12.0	25.56	0.122262	0.512396±7	2784	—«—
Идарский террейн						
А-60-92	5.6	36.61	0.09245	0.512266±22	1112	Трондьемит
А-101-92	3.24	16.21	0.12087	0.511873±14	2092	Ортогнейс
А-108-92	4.77	28.71	0.100463	0.512371±5	1050	Гранит жильный
Кунгусский район						
Н-24-88	5.34	25.56	0.12262	0.512396±7	1263	Парагнейс
Н-48-88	3.70	15.36	0.14563	0.512472±10	1519	—«—
Н-63-88	5.94	35.57	0.10094	0.511542±9	2167	—«—
Кингашский район						
А-55-94	6.47	33.73	0.11595	0.511548±20	2489	Парагнейс
А-44-94	6.54	33.54	0.11789	0.511965±17	1882	—«—

древнего корового источника, очевидно, могли выступать как архейские комплексы юго-западной окраины Сибирского кратона ($T_{\text{DM}} > 2.5$ млрд лет) (Туркина и др., 2007б), так и раннепротерозойские породные ассоциации Центрального террейна Канского блока, обогащенные La и Th за счет пород кислого состава.

В результате проведенных исследований можно сделать следующие выводы. Во-первых, по петрогеохимическому составу метатерригенные породы Канского блока соответствуют грауваккам островных дуг и являются преимущественно петрогенными («first cycle») породами. Для них характерны пониженные значения CIA (50–66) и $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ (3.3–6.1), что свидетельствует о невысокой степени зрелости терригенного материала. Во-вторых, совокупность геохимических и изотопных данных показывает, что отложения Центрального террейна имеют локальный источник сноса, представленный ассоциирующими с ними раннепротерозойскими субдукционными магматическими комплексами. Рост содержаний Th, LP3Э и Rb в метатерригенных образованиях от Канского района к Кулижинскому сви-

детельствует об увеличении вклада кислых магматических пород в формирование терригенного материала. В-третьих, метаосадочные породы Идарского террейна являются, видимо, продуктами смешения терригенного материала, образованного за счет размыва мезо-неопротерозойской океанической (с повышенными содержаниями Cr и Ni) и более древней континентальной коры (с повышенными содержаниями Th и LP3Э). Анализ редкоэлементного состава гнейсов Кунгусского района показывает, что они образованы преимущественно за счет поступления в область осадконакопления продуктов размыва пород основного состава. В формировании метатерригенных пород Кингашского района основную роль играла, напротив, кислая алюмосиликокластика. Повышенные содержания Cr и Ni в метаосадочных породах Идарского террейна могут свидетельствовать о наличии в области сноса блоков (пластин) ультраосновных пород. В качестве древнего корового источника могли выступать как архейские комплексы Сибирского кратона, так и обогащенные La и Th раннепротерозойские образования Центрального террейна Канского блока.

Глава 2. Геохимия и Sm-Nd систематика позднерифейских метатерригенных отложений Арзыбейско-Дербинского блока

Рассматриваемый блок включает два террейна – Арзыбейский и Дербинский, различающихся строением разрезов, но близких по времени корообразующих событий, ряду особенностей состава метатерригенных пород и гранитоидов и имеющих общие черты геологической истории (Туркина, 1997; Ножкин и др., 2003а; Туркина, Ножкин, 2004б; Туркина и др., 2007а, 2007б).

Основные черты геологического строения Арзыбейско-Дербинского блока

Входящие в состав Арзыбейского террейна образования вскрываются в бассейнах рек Мана, Бол. Арзыбей, Мал. Арзыбей и Крол (рис. 117, а). Вдоль северо-восточной окраины террейна метаморфические толщи несогласно с конгломератами в основании перекрыты венд-кембрийскими отложениями Манского прогиба. Юго-западная граница террейна с Дербинским террейном тектоническая. Западная и восточная границы также имеют тектонический характер. В строении стратифицированного разреза выделяют две толщи (Туркина, 2002; Туркина и др., 2004в). Нижняя – метавулканогенная, более распространенная, представлена преобладающими полевошпатовыми амфиболитами, амфиболовыми и биотит-амфиболовыми гнейсами и подчиненными биотитовыми гнейсами. Протолиты толщи, согласно геохимическим рекон-

струкциям, соответствуют островодужным толеитовым базальтам и известково-щелочным вулканитам базальт-андезитового ряда (Ножкин, 1997б; Туркина и др., 1993, 2004в; Румянцев, 2001). Верхняя метаседиментогенная толща, представленная биотитовыми и амфибол-биотитовыми гнейсами с редкими прослоями амфиболитов, слюдистых сланцев и мраморов, обнажается в бассейне р. Крол и в среднем течении р. Мал. Арзыбей (руч. Березовый, Крольский район), залегая в ядерных частях узких синклинальных складок. Кроме того, ее тектонически ограниченный выход с моноклинальным залеганием и падением на юго-запад картируется по северо-восточному краю террейна (нижнее течение р. Мал Арзыбей, руч. Осиновый, Осиновский район). Это, по сути дела, тектоническая пластина, сложенная биотит-амфиболовыми и биотитовыми гнейсами и надвинутая на породы нижней толщи и плагиогранитоиды Большеарзыбейского массива. Осадочное происхождение гнейсов верхней толщи обосновано в работах (Туркина и др., 1993, 2002; Румянцев, 2001). Для гнейсов характерно высокое содержание $\text{Fe}_2\text{O}_3^* + \text{MgO}$ и низкое TiO_2 , отсутствие корреляции между Th и SiO_2 , обогащенность бором, о чем свидетельствует присутствие турмалина. Наличие прослоев карбонатных пород среди гнейсов также согласуется с выводом об осадочном происхождении последних. Докембрийские интрузивные образования Арзыбейского блока представлены породами анортозит-

Рис. 117. Схематические геологические карты Арзыбейского (а) и Дербинского (б – северо-западная, в – юго-восточная части) террейнов (составлены О.М. Туркиной (а) и А.Д. Ножкиным (б, в)).

1 – осадочные отложения венда-кембрия (Манский прогиб); 2 – осадочно-вулканогенные образования верхнего протерозоя, куньинская серия; 3–5 – метатерригенно-карбонатный комплекс верхнего протерозоя, саянская серия (Дербинский блок): 3 – сланцы графитосодержащие слюдисто-кварцевые, биотит- и амфибол-плагиоклазовые, мраморизованные известняки, графитистые кварциты жайминская свита; 4 – мраморы графитосодержащие, прослои сланцев и кварцитов, дербинская свита; 5 – сланцы и гнейсы пироксеновые, биотитовые, биотит-амфиболовые и биотит-амфибол-кальцитовые, прослои мраморов, слюдистых и графитистых кварцитов алыгджерская свита; 6–9 – верхнепротерозойские комплексы Арзыбейского блока: 6 – гнейсовый (метаграувакковый), 7 – амфиболитогнейсовый (метадацит-андезит-базальтовый), 8 – тоналит-протерозойский, 9 – габброидный; 10 – палеозойские граниты и сланцы кутурчинского комплекса; 11 – пластовые, жильные тела и интрузивные массивы раннепалеозойских гранитоидов дербинского комплекса; 12 – вендские граниты Широкологского массива; 13 – геологические границы: а – разломы, б – прочие. На врезках (цифры в кружках): положение неопротерозойского аккреционного пояса в обрамлении Сибирского кратона (1) и структурные элементы докембрия северо-западной Восточного Саяна с контурами карт, показанных на рис. 1 а, в (2). Д – Дербинский, А – Арзыбейский, К – Канский, Б – Бирюсинский блоки

пироксенит-габбрового комплекса, слагающими Аргыджекский, Слюдянский и ряд более мелких массивов, плагиогранитоидами Большееарзбейского и Кувайского и гранитами Широкологского массивов. Габброиды и плагиограниты подвержены совместно с вмещающими толщами деформациям и регрессивному метаморфизму, тогда как граниты Широкологского массива не затронуты названными процессами и являются посттектоническими.

Дербинский террейн располагается в центральной части Восточного Саяна, протягиваясь в северо-западном направлении на расстояние около 500 км от верховьев р. Ия до р. Енисей. Метатерригенно-карбонатные толщи этой структуры имеют северо-западное или субширотное простирание и собраны в линейные крутые складки, обычно опрокинутые на север-северо-восток под углами 50–80°. На севере Дербинский террейн ограничен зоной Главного разлома Восточного Саяна, а на юге — дизъюнктивными надвиговыми типа с падением на юг-юго-восток (Берзин, 1967; Хильтова, Крылов, 1964). Метаосадочный комплекс Дербинского террейна относится к саянской серии докембрия (Ножкин и др., 2003в), в составе которой выделяется три свиты (снизу вверх) — алыгджерская, дербинская и жайминская. Метаморфические толщи отчетливо слоистые и имеют явно первичноосадочную природу. На северо-западе рассматриваемой структуры, в пределах Манского Белогорья (Манский район) (рис. 117, б), алыгджерская свита представлена ритмичным чередованием разнообразных сланцев (амфиболовых, амфибол-пироксеновых, пироксен-амфибол-кальцитовых, гранат-кальцит-амфиболовых) и гнейсов (биотит-амфиболовых, биотитовых, гранат-биотитовых, биотит-пироксен-амфиболовых, амфиболовых, слюдистых), а также амфиболовых мраморов и кальцифиров, слюдистых и графитистых кварцитов. В юго-восточной части Дербинского террейна (Удинский район) (рис. 117, в) эта свита сложена биотит-амфиболовыми, биотит-пироксен-амфиболовыми плагиогнейсами (65 %), амфибол-биотитовыми, гранат-биотитовыми ($\pm$ силлиманит) гнейсами и сланцами (30 %), содержащими прослой графитистых мраморов

и слюдистых метатерригенных кварцитов. Дербинская свита на всем протяжении структуры сложена доминирующими белыми и светло-серыми графитсодержащими средне-крупнокристаллическими кальцитовыми мраморами, графитистыми и графитисто-слюдистыми кварцитами и подчиненными им прослоями биотит-амфиболовых и биотитовых плагиогнейсов и кальцифиров. В верхах разреза среди метаосадочных пород (бассейн р. Уда) отмечены стратифицированные тела плагиоклаз-амфиболовых кристаллосланцев (метабазитов). На севере (район хр. Манское Белогорье) и на юге (бассейн р. Уда) мраморы согласно перекрыты отложениями жайминской свиты, представленной переслаиванием графитистых гнейсов, сланцев, кварцитов, мраморизованных известняков и кальцифиров. Метаморфизм толщ отвечает эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фациям, степень его повышается в юго-западном направлении (Хильтова, Крылов, 1964).

Петрохимические особенности терригенных отложений Арзбейско-Дербинского блока

Петрохимические особенности метатерригенных пород Арзбейско-Дербинского блока рассмотрены на основе более 80 химических анализов, наиболее представительные из которых приведены в табл. 33.

Классификация метатерригенных пород выполнена нами на основе диаграммы А.Н. Неелова (1980) (рис. 118). Для кристаллических сланцев и гнейсов установлены значительные вариации параметра b . Это связано как с изменением общей меланократовости пород, так и с различным содержанием в исходных образованиях карбонатного материала. Максимальные содержания CaO и значения параметра b типичны для метاپород Дербинского террейна, что, очевидно, отражает повышенную карбонатность осадков. Высококальциевые амфиболовые и пироксен-амфиболовые сланцы и гнейсы ($\text{CaO} = 7\text{--}17.7\%$) попадают на диаграмме А.Н. Неелова в поля карбонатных алевролитов, алевритовых карбонатитов, тогда как низкокальциевые ($\text{CaO} = 2.9\text{--}6.0\%$) биотит-амфиболовые гнейсы локализованы

Химический состав (мас. %) и расчетные петрохимические характеристики метатерригенных пород Арзыбейско-Дербинского блока

Террейн	Арзыбейский											
Район	Крольский						Осиновский					
№ п.п.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
№ образца	П-33-92	Н-150-89	П-75-90	П-12-92	П-87-90	П-17-92	Р-81-97	П-25-92	П-230-90	П-159-90	Р-83-97	П-154-90
SiO ₂	61.87	65.10	69.27	69.50	62.52	65.92	63.41	63.71	64.21	65.36	67.37	68.39
TiO ₂	0.87	0.73	0.44	0.45	0.86	0.70	0.32	0.31	0.46	0.36	0.26	0.38
Al ₂ O ₃	14.48	14.41	14.04	14.86	15.30	12.93	13.64	12.71	14.23	13.00	12.50	13.20
Fe ₂ O ₃	7.69	6.32	5.63	4.24	7.60	8.22	7.09	7.23	7.73	6.56	5.61	5.82
MnO	0.17	0.13	0.25	0.13	0.20	0.12	0.14	0.14	0.17	0.11	0.11	0.10
MgO	3.44	2.37	2.12	1.45	2.89	3.57	4.36	4.74	4.43	3.88	3.19	2.75
CaO	6.24	4.63	2.44	2.30	4.59	3.28	5.38	5.31	5.06	3.90	3.84	2.32
Na ₂ O	2.83	3.06	2.91	3.91	3.07	2.66	2.58	2.18	2.89	3.02	3.49	2.83
K ₂ O	0.89	2.37	1.71	2.07	1.90	0.99	1.26	1.14	1.08	2.12	1.99	2.95
P ₂ O ₅	0.13	0.15	0.13	0.10	0.22	0.16	0.12	0.15	0.14	0.14	0.08	0.16
ППП	1.16	1.09	1.15	1.10	1.20	0.94	1.36	1.80	0.60	1.89	0.86	1.58
Сумма	99.77	100.35	100.09	100.11	100.35	99.49	99.66	99.42	101.00	100.34	99.31	100.48
ГМ	0.38	0.33	0.29	0.28	0.38	0.33	0.33	0.32	0.35	0.31	0.27	0.29
ЖМ	0.51	0.43	0.41	0.29	0.48	0.61	0.52	0.57	0.54	0.50	0.45	0.44
ФМ	0.18	0.13	0.11	0.08	0.17	0.18	0.18	0.19	0.19	0.16	0.13	0.13
ТМ	0.060	0.051	0.031	0.030	0.056	0.054	0.023	0.024	0.032	0.028	0.021	0.029
НКМ	0.26	0.38	0.33	0.40	0.32	0.28	0.28	0.26	0.28	0.40	0.44	0.44
ЩМ*	3.18	1.29	1.70	1.89	1.62	2.69	2.05	1.91	2.68	1.42	1.75	0.96
<i>a</i>	0.28	0.26	0.24	0.25	0.29	0.23	0.25	0.24	0.26	0.23	0.22	0.23
<i>b</i>	0.30	0.22	0.17	0.13	0.25	0.25	0.30	0.31	0.30	0.25	0.22	0.18
СИА	—	48	56	54	50	54	—	—	—	48	46	53
SiO ₂ /Al ₂ O ₃	4.3	4.5	4.9	4.7	4.1	5.1	4.6	5.0	4.5	5.0	5.4	5.2

Террейн	Дербинский															
Район	Манский								Удинский							
№ п.п.	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28
№ образца	П-48-92	4580	22702	5271	П-148-91	22424	22335	4406	А-92-86	84-86	71-86	102-86	85-86	83-86	88-86	96-86
SiO ₂	54.30	57.18	57.61	60.63	63.83	65.58	62.39	66.36	60.50	61.48	61.80	61.95	60.10	60.13	55.62	57.80
TiO ₂	0.58	0.88	1.00	0.98	0.88	0.78	0.94	0.80	0.90	0.79	0.78	0.81	0.78	0.78	1.03	0.86
Al ₂ O ₃	12.09	13.30	13.32	13.45	13.53	12.38	14.80	13.12	15.20	14.39	14.65	13.26	16.15	16.65	17.58	17.30
Fe ₂ O ₃	5.42	7.47	7.46	7.91	7.14	6.64	7.43	6.75	8.03	6.78	7.61	7.12	7.81	7.67	8.78	8.04
MnO	0.17	0.34	0.21	0.24	0.14	0.14	0.05	0.10	0.08	0.13	0.10	0.11	0.08	0.10	0.08	0.17
MgO	2.79	4.34	4.46	4.26	3.70	3.51	3.72	3.66	3.82	3.61	3.71	3.49	4.47	3.80	5.41	4.28
CaO	17.68	10.97	11.46	7.67	5.76	5.78	2.89	3.20	5.96	8.78	6.13	8.00	5.48	5.63	3.95	4.04
Na ₂ O	1.36	2.56	3.18	3.21	3.30	3.15	4.16	2.58	1.28	1.68	2.10	1.82	2.22	1.69	2.95	2.58
K ₂ O	0.17	0.15	0.28	0.24	0.77	0.58	2.00	2.02	2.33	1.09	1.52	1.61	2.31	1.80	3.72	3.33
P ₂ O ₅	0.11	0.15	0.14	0.18	0.13	0.14	0.13	0.13	0.15	0.19	0.20	0.17	0.19	0.22	0.21	0.18
ППП	4.96	2.41	0.42	1.19	0.84	1.35	1.22	1.17	2.15	1.01	1.43	0.64	1.67	1.22	0.65	2.04
Сумма	99.63	99.75	99.54	99.96	100.02	100.02	99.73	99.89	100.40	99.93	100.03	98.98	101.26	99.68	99.98	100.62
ГМ	0.34	0.38	0.38	0.37	0.34	0.30	0.37	0.31	0.40	0.36	0.37	0.34	0.41	0.42	0.49	0.46
ЖМ	0.44	0.55	0.54	0.56	0.51	0.52	0.48	0.49	0.50	0.45	0.50	0.51	0.47	0.45	0.48	0.45
ФМ	0.15	0.21	0.21	0.20	0.17	0.15	0.18	0.16	0.20	0.17	0.18	0.17	0.20	0.19	0.26	0.21
ТМ	0.048	0.066	0.075	0.073	0.065	0.063	0.063	0.061	0.059	0.055	0.053	0.061	0.048	0.047	0.059	0.050
НKM	0.13	0.20	0.26	0.26	0.30	0.30	0.42	0.35	0.24	0.19	0.25	0.26	0.28	0.21	0.38	0.34
ЩМ	8.00	17.07	11.36	13.38	4.29	5.43	2.08	1.28	0.55	1.54	1.38	1.13	0.96	0.94	0.79	0.77
a	0.26	0.27	0.27	0.26	0.25	0.22	0.28	0.23	0.30	0.28	0.28	0.25	0.32	0.33	0.37	0.35
b	0.46	0.40	0.41	0.34	0.29	0.28	0.24	0.23	0.30	0.33	0.30	0.32	0.30	0.29	0.32	0.28
СIA	—	—	—	—	—	—	51	52	—	—	—	—	—	—	53	54
SiO ₂ /Al ₂ O ₃	4.5	4.3	4.3	4.5	4.7	5.3	4.2	5.1	4.0	4.3	4.2	4.7	3.7	3.6	3.2	3.3

Примечание. * – ЩМ – щелочной модуль (Na₂O/K₂O) (Юдович, Кетрис, 2000). 1–12 – Арзыбейский террейн: 1–6 – Крольский район, гнейсы биотитовые ± гранат; 7–12 – Осиновский район, гнейсы биотит-амфиболовые. 13–28 – Дербинский террейн: 13–20 – Манский район: 13–15 – кристаллические сланцы амфиболовые, пироксен-амфиболовые; 16–18 – плагиогнейсы амфиболовые, пироксен-амфиболовые; 19–20 – гнейсы биотитовые ± гранат ± амфибол. 21–26 – гнейсы биотит-амфиболовые; 27–28 – гнейсы биотитовые. Fe₂O₃* – общее железо.

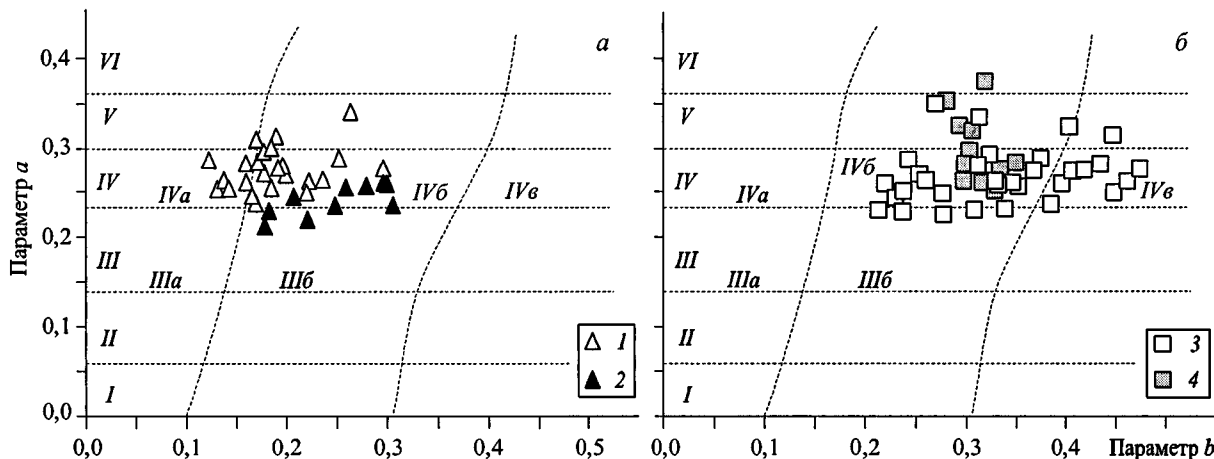


Рис. 118. Положение фигуративных точек составов метатерригенных пород Арзыбейского (а) и Дербинского (б) террейнов на классификационной диаграмме А.Н. Неелова (1980).

Районы: 1 – Крольский; 2 – Осиновский; 3 – Манский; 4 – Удинский. Остальные условные обозначения см. рис. 112

в области граувакковых и карбонатных алевролитов. Судя по содержанию CaO , карбонатность пород алыгджерской свиты Дербинского террейна заметно понижается в юго-восточном направлении. Корректная оценка доли карбонатного материала затруднена, поскольку основная часть Ca сосредоточена в метаморфических минеральных фазах – амфиболе и пироксене, а содержание кальцита в кристаллических сланцах даже с высокими концентрациями CaO составляет первые проценты, о чем свидетельствуют в целом невысокие значения потерь при прокаливании (см. табл. 33).

В целом сланцы и гнейсы Арзыбейского и Дербинского террейнов демонстрируют по величине параметра a (глиноземистый модуль А.Н. Неелова) слабую петрохимическую дифференциацию и располагаются преимущественно в поле алевролитов. Исключением являются некоторые биотитовые и гранат-биотитовые гнейсы, характеризующиеся высокой глиноземистостью ($\text{Al}_2\text{O}_3 = 16\text{--}17.6\%$) и тяготеющие к полю алевропелитов и пелитов. Они же отличаются повышенным, по сравнению с остальными гнейсами и сланцами, содержанием K_2O (1.8–3.7 %, против 0.2–2.9 %).

Геохимические особенности метатерригенных пород Арзыбейско-Дербинского блока свидетельствуют об общей невысокой степени их зрелости. Для пород с низкими концентрациями CaO (< 5 %) значения индекса химического выветривания (CIA) варьируют от 46 до 56, а величина отношения

$\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$, которое не зависит от содержания в породах карбонатного материала и также, как и индекс CIA, является индикатором степени зрелости осадков, изменяется от 3.2 до 5.4. Подобные значения параметра $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ присущи и слабо измененным или неизменным магматическим породам, что указывает на незначительное преобразование кластики на палеоводосборах и в процессе транспортировки.

В соответствии с классификацией (Юдович, Кетрис, 2000), метатерригенные породы Арзыбейско-Дербинского блока относятся в основном к классу сиаллитов ($\text{ГМ} = 0.3\text{--}0.55$), лишь единичные образцы отвечают по составу силитам ($\text{ГМ} < 0.3$). Во всех районах присутствует некоторое количество «псевдоосадочных» пород с повышенным содержанием $\text{MgO} > 3\%$ и значениями фемического модуля > 0.1 . Минимальное количество таких пород наблюдается в Крольском районе, в других же исследованных районах подобные породы преобладают. Для метатерригенных пород всех районов Арзыбейско-Дербинского блока характерна хорошо выраженная положительная корреляция между ЖМ и ТМ и отрицательная или ее отсутствие между значениями модулей ГМ и НКМ ($r_{\text{ГМ-НКМ}} = 0.3\text{--}0.6$; $r_{\text{ЖМ-ТМ}} = 0.5\text{--}0.8$). Таким образом, метатерригенные образования Арзыбейско-Дербинского блока можно рассматривать как прошедшие всего один цикл седиментации («first cycle») и использовать их для реконструкции состава пород на палеоводосборах.

Наибольшие значения ТМ и ЖМ характерны для метатерригенных образований Манского района, что, вероятно, обусловлено эрозией преимущественно основных пород, а в сочетании с максимальными величинами ЩМ (см. табл. 33) указывает на слабую степень выветривания пород источников сноса. Более высокие значения ГМ, K_2O и низкие ЩМ для части метапород Удинского и Крольского районов можно объяснить, по-видимому, присутствием на палеоводосборах более зрелого гранитоидного материала. Псевдосиаллиты и силиты Осиновского района Арзыйейского террейна с минимальными значениями ГМ (0.27–0.35) и ТМ (0.021–0.032), скорее всего, были образованы преимущественно за счет разрушения плагиогранитоидов (тоналитов) (Дмитриева и др., 2006б).

Обобщая полученные результаты, можно сделать вывод, что метатерригенные породы Арзыйейского и Дербинского террейнов по своим литохимическим параметрам довольно схожи. Это определяется, в первую очередь, общностью пород источников сноса, представленных образованиями основного состава и гранитоидами натриевого и калиевого ряда. Установленные же различия связаны с варьирующей ролью этих пород в области эрозии (Дмитриева и др., 2006б).

Распределение редкоземельных и редких элементов в метатерригенных породах Арзыйейско-Дербинского блока

Содержания редких и редкоземельных элементов, а также значения ряда их индикаторных отношений в метатерригенных породах Арзыйейско-Дербинского блока приведены в табл. 34.

Большинство изученных образцов характеризуются слабо фракционированными спектрами распределения РЗЭ, нормированными по хондриту (Boynnton, 1984), с невысоким отношением легких лантаноидов к тяжелым ($La_N/Yb_N = 3-6$) и отчетливой отрицательной европиевой аномалией ($Eu/Eu^* = 0.6-0.9$). Наиболее обогащены легкими РЗЭ гнейсы Крольского участка Арзыйейского террейна и гнейсы Удинского

участка Дербинского террейна, для которых установлены максимальные значения La_N/Yb_N (соответственно, 5.9 и 8.9). По сравнению с РААС все рассмотренные породы обеднены ЛРЗЭ, а сланцы и гнейсы Удинского района обогащены ТРЗЭ (рис. 119, а, 120, а).

Диапазоны вариаций содержаний редких элементов в метатерригенных породах показаны на спайдер-диаграммах (рис. 119, б, 120, б). Для пород Арзыйейского террейна характерны повышенные относительно РААС содержания Sc (12–26 г/т), Sr (208–680 г/т), Nb (3.8–10 г/т) и резко пониженные – Zr (64–184 г/т), Th (1.4–8.4 г/т), Rb (15–69 г/т). Гнейсы Крольского района отличаются от гнейсов Осиновского района более высоким содержанием Th (соответственно, 1.8–8.4 и 1.4–2.5 г/т), Zr (68–184 и 64–74 г/т), La (10–29 и 8.6–11.6 г/т), Nb (7.2–10 и 3.8–5.9) и пониженными концентрациями Sr (208–351 и 228–680 г/т) и Sc (12–24 и 21–26 г/т).

Метатерригенные породы алыгджерской свиты Дербинского террейна по сравнению с РААС существенно обеднены Rb (3–111 г/т), Th (2.4–7.7 г/т) и в меньшей степени Zr (99–279 г/т) и La (7.5–45 г/т), и напротив, обогащены Sr (181–527 г/т), Cr (93–360 г/т), Ni (50–138 г/т), Co (15–62 г/т), Sc (14–46 г/т) – элементами, геохимически связанными с породами основного состава. В направлении с северо-запада (хр. Манское Белогорье) на юго-восток (р. Уда) в метатерригенных породах возрастают содержания радиоактивных (U, Th и K) (табл. 35), а также увеличиваются концентрации ЛРЗЭ, Rb и других некогерентных элементов, характерных для кислых магматических пород (Дмитриева и др., 2006б).

Реконструкция состава источников сноса метатерригенных пород Арзыйейско-Дербинского блока

Сравнение средних значений Th/Co , Th/Sc , La/Co , La/Sc и Eu/Eu^* в изученных нами гнейсах с аналогичными параметрами РААС и отложений, сформированных за счет размыва гранитоидов и пород основного состава (Cullers, 2000), показывает, что отношения Th/Co и Th/Sc в исследованных

Содержания и значения ряда индикаторных отношений некоторых редких и редкоземельных элементов (г/т) в метатерригенных породах Арзыбейско-Дербинского блока

Террейн	Арзыбейский									
Район	Крольский						Осиновский			
№ п.п.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
№ образца	П-33-92	Н-150-89	П-75-90	П-12-92	П-87-90	П-17-92	П-25-92	П-230-90	Р-83-97	П-154-90
U	0.6	0.7	0.9	1.4	1.0	0.8	0.3	0.2	0.2	0.2
Th	3.1	4.5	5.5	8.4	2.5	1.8	1.4	2.4	2.5	1.8
Rb	25	69	44	53	47	27	15	20	31	53
Ba	412	591	547	650	547	330	400	748	606	1225
Sr	320	230	208	286	260	351	566	680	228	376
Cr	110	216	5	58	82	243	120	75	81	44
Ni	55	33	4	20	7	75	10	36	18	9
Co	23	7	3	8	17	20	22	22	16	7
V	133	71	33	20	113	160	150	162	88	83
Zr	—	159	152	184	148	68	64	—	74	74
Hf	3.5	3.8	4.1	5.3	4.0	2.0	1.8	1.2	2.2	1.9
Ta	0.5	0.4	0.45	0.5	0.47	0.23	0.2	0.2	0.25	0.17
Nb	—	9	7.4	10	7.8	7.2	—	—	5.9	3.8
Y	—	22	36	28	33	18	8.1	—	8	8.6
Sc	22	—	17	12.1	24	22	25.6	25	20.8	21
La	14.2	16	24.4	29	15.3	10	8.6	9.2	11.6	8.9
Ce	29	34.5	45	52	30	22	16.3	18	23	18
Nd	16	18	20.5	25	17	16	8.7	9.7	13	8.0
Sm	4.2	4.2	5.3	5.8	4.1	3.1	2.18	2.4	3.0	2.0
Eu	1.3	1.2	1.3	1.16	1.2	1.0	0.59	0.72	0.6	0.61
Gd	5.8	3.7	4.6	5.8	4.0	—	2.2	2.6	2.6	—
Tb	0.99	0.6	0.86	1.0	0.83	0.6	0.36	0.43	0.39	0.32
Yb	3.1	2.3	3.9	3.3	3.7	1.85	0.95	1.1	1.32	1.04
Lu	0.44	0.36	0.56	0.48	0.54	0.24	0.14	0.16	0.18	0.15
Сумма РЗЭ	75.0	80.9	106.4	123.5	76.7	54.8	40.0	44.3	55.7	39.0
Eu/Eu*	0.79	0.93	0.81	0.61	0.91	—	0.82	0.88	0.66	—
La _N /Yb _N	3.1	4.6	4.2	5.9	2.8	3.6	6.1	5.6	5.9	5.8
Th/Co	0.1	0.6	1.8	1.05	0.1	0.09	0.06	0.1	0.2	0.3
Th/Sc	0.1	—	0.3	0.7	0.1	0.08	0.05	0.1	0.1	0.08
La/Co	0.6	2.3	8.1	3.6	0.9	0.5	0.4	0.4	0.7	1.3
La/Sc	0.6	—	1.4	2.4	0.6	0.4	0.3	0.4	0.6	0.4
Террейн	Дербинский									
Район	Манский									
№ п.п.	11	12	13	14	15	16				
№ образца	П-48-92	5271	22424	П-148-91	4406	22335				
U	1.0	1.8	1.1	0.6	1.0	1.1				
Th	3.2	5.0	3.9	3.7	3.3	2.4				
Rb	3	3	18	17	39	56				
Ba	60	120	190	250	370	260				
Sr	527	400	262	291	204	309				
Cr	93	200	142	185	162	172				
Ni	50	60	53	94	75	75				
Co	15	22	19	20	20	25				
V	100	180	100	137	110	110				
Zr	99	162	—	140	128	127				
Hf	2.8	4.9	3.4	4.1	3.6	3.5				
Ta	0.3	0.3	0.3	0.4	0.4	0.4				
Nb	8.8	9	—	7.4	6.7	7				
Y	18	27	20	26	22	18				
Sc	14	22	18	24	19	22				
La	14.7	12.9	10.7	17.9	11.9	12				
Ce	29.7	35.9	30	33	25	25				
Nd	13.4	18.6	13	18.4	14	13.5				

Террейн	Дербинский					
Район	Манский					
№ п.п.	11	12	13	14	15	16
№ образца	П-48-92	5271	22424	П-148-91	4406	22335
Sm	3.5	4.8	3.5	4.4	3.5	3.5
Eu	0.8	1.3	1.0	1.3	1.0	0.9
Gd	3.1	4.5	4.7	4.0	4.2	4
Tb	0.4	0.7	0.7	0.7	0.7	0.6
Yb	1.8	2.7	2.0	2.8	2.4	1.7
Lu	0.2	0.3	0.3	0.4	0.3	0.3
Сумма РЗЭ	82.9	61.2	77.3	57.5	58.8	64.6
La _N /Yb _N	5.4	3.2	3.6	4.3	3.3	4.8
Eu/Eu*	0.73	0.81	0.75	0.94	0.79	0.73
Th/Co	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.09
Th/Sc	0.2	0.2	0.2	0.15	0.2	0.1
La/Co	0.98	0.6	0.6	0.9	0.6	0.5
La/Sc	1.05	0.6	0.6	0.7	0.6	0.5

Террейн	Дербинский							
Район	Удинский							
№ п.п.	17	18	19	20	21	22	23	24
№ образца	А-92-86	84-86	71-86	102-86	85-86	83-86	88-86	96-86
U	3.6	2.7	3.1	1.9	2.2	2.2	2.1	2.9
Th	6.8	6.8	7.3	6.4	7.2	7.7	7.3	7.0
Rb	100	44	58	61	89	76	111	98
Ba	500	—	460	550	437	400	473	—
Sr	322	370	285	247	308	265	257	181
Cr	280	136	275	142	360	186	174	290
Ni	138	87	125	101	132	99	122	88
Co	30	62	21	32	32	28	28	29
V	74	81	67	48	82	76	85	45
Zr	128	279	116	109	109	99	122	118
Hf	5.5	1.5	3.7	5.4	4	3.5	3.9	5.3
Ta	1.2	0.2	0.6	1	0.6	0.7	0.5	0.8
Nb	9.6	7.5	8.6	9.3	7.9	8.6	9.8	11.9
Y	27	25.4	27	26.4	26.4	27.7	26.4	26.5
Sc	18	46	19	19.2	25	20	18	19
La	30	7.5	21	34	28	45	32	27
Ce	64	19	41	68	54	72	55	60
Nd	30	11.8	20	33.5	26	38	27.5	30
Sm	7.0	3.2	5.1	7.7	6.0	8.7	5.8	6.3
Eu	1.4	1.1	1.19	1.6	1.4	1.5	1.2	1.6
Gd	7.3	3.8	—	7.8	6	6.8	—	6.4
Tb	1.1	0.7	0.8	1.3	1.0	1.1	1.0	1.1
Yb	3.5	3.0	3.0	3.8	3.4	3.4	2.7	3.4
Lu	0.5	0.4	0.4	0.5	0.5	0.5	0.4	0.5
Сумма РЗЭ	144.8	50.5	92.5	158.2	126.2	176.9	125.6	136.3
La _N /Yb _N	5.8	1.7	4.7	6.0	5.5	8.9	8.0	5.3
Eu/Eu*	0.69	0.94	—	0.61	0.71	0.59	—	0.77
Th/Co	0.2	0.1	0.3	0.2	0.2	0.3	0.3	0.2
Th/Sc	0.4	0.1	0.4	0.3	0.3	0.4	0.4	0.4
La/Co	1.0	0.1	1.0	1.0	0.9	1.6	1.1	0.9
La/Sc	1.7	0.2	1.1	1.8	1.1	2.2	1.8	1.4

Примечание. 1–10 – Арзыбейский террейн. 1–6 – Крольский район, гнейсы биотитовые ± гранат; 7–10 – Осинковский район, гнейсы биотит-амфиболовые. 11–24 – Дербинский террейн. 11–16 – Манский район: 11 – кристаллический сланец амфиболовый; 12–14 – плагиогнейсы амфиболовые, шроксен-амфиболовые; 15–16 – гнейсы биотитовые ± гранат ± амфибол. 17–24 – Удинский район. 17–22 – гнейсы биотит-амфиболовые; 23–24 – гнейсы биотитовые.

Рис. 119. Нормированные на хондрит спектры распределения РЗЭ (а) и мультиэлементные диаграммы (б) для метатерригенных пород Арзыбейского террейна

породах близки к таковым в осадках, образованных при эрозии пород основного состава, а величины La/Co , La/Sc и Eu/Eu^* предполагают вклад терригенного материала, поступавшего из областей преимущественного развития гранитоидов (табл. 36). Индикаторные отношения La/Sc , La/Co , Th/Sc и Th/Co заметно различаются в породах разных участков. Эти отношения увеличиваются в метатерригенных породах Арзыбейского террейна от Осиновского района к Крольскому. В Дербинском террейне они выше в метатерригенных породах Удинского района, чем в аналогичных образованиях Манского Белогорья. Рост значений La/Sc , La/Co , Th/Sc и Th/Co связан, очевидно, с увеличением доли терригенного материала, образованного при эрозии магматических и метаморфических пород кислого состава, обогащенных некогерентными редкими элементами (Дмитриева и др., 2006б).

Положение фигуративных точек составов на диаграмме $Co/Th-La/Sc$ (рис. 121) свидетельствует о том, что большинство рассматриваемых метатерригенных пород могло сформироваться при смешении кластики, образованной за счет эрозии основных (толеитовые базальты) и кислых (тоналиты) магматических пород, обнаженных в

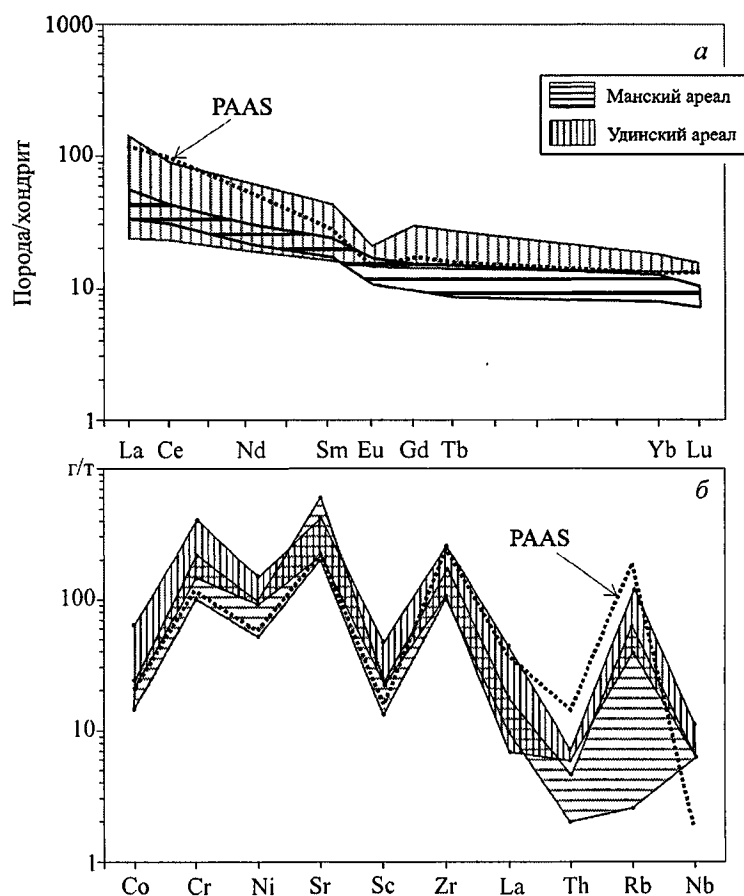
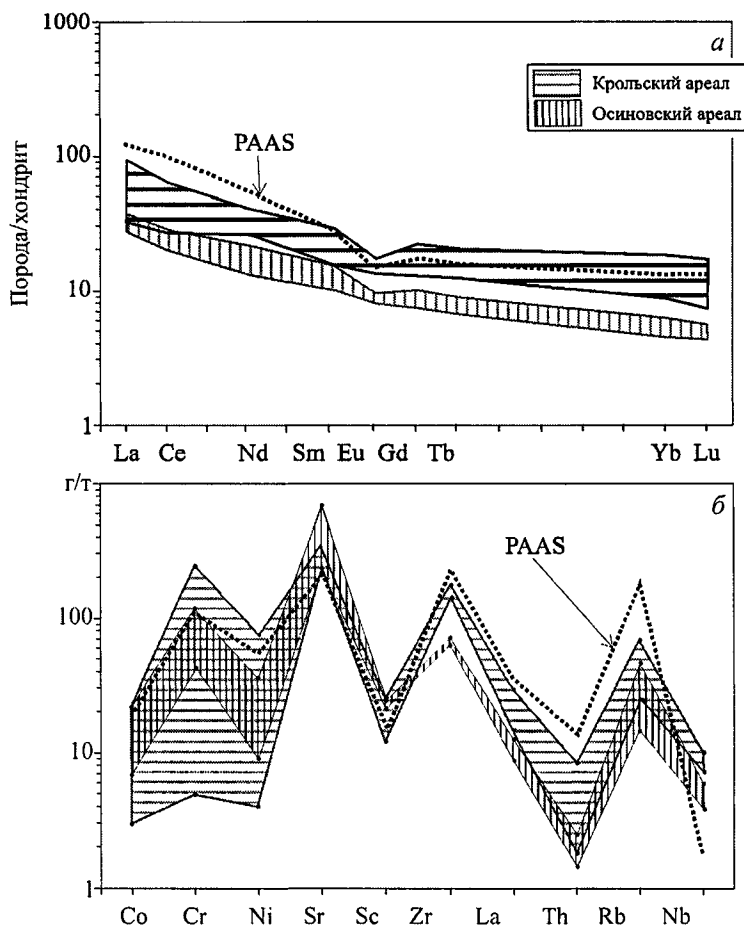


Рис. 120. Нормированные на хондрит спектры распределения РЗЭ (а) и мультиэлементные диаграммы (б) для метатерригенных пород Дербинского террейна

**Средние содержания радиоактивных элементов в метатерригенных породах
Арзыйско-Дербинского блока**

Порода	Количество образцов	U, г/т $\frac{(\bar{x} \pm \Delta x)}{S}$	Th, г/т $\frac{(\bar{x} \pm \Delta x)}{S}$	K, % $\frac{(\bar{x} \pm \Delta x)}{S}$	Th/U $\frac{(\bar{x} \pm \Delta x)}{S}$
Арзыйский террейн					
Крольский район					
Гнейсы биотитовые	30	$\frac{0.8 \pm 0.1}{0.3}$	$\frac{5.0 \pm 0.8}{1.9}$	$\frac{1.7 \pm 0.2}{0.5}$	$\frac{7.1 \pm 2.1}{4.7}$
Гнейсы гранат-биотитовые	7	$\frac{0.9 \pm 0.1}{0.1}$	$\frac{3.7 \pm 1.6}{1.8}$	$\frac{1.7 \pm 0.5}{0.6}$	$\frac{4.3 \pm 1.6}{1.8}$
Осиновский район					
Гнейсы биотит-амфиболовые	23	$\frac{0.4 \pm 0.1}{0.2}$	$\frac{2.1 \pm 0.4}{0.6}$	$\frac{1.5 \pm 0.4}{0.6}$	$\frac{7.3 \pm 2.1}{3.5}$
Дербинский террейн					
Удинский район					
Плаггиогнейсы биотит-амфиболовые	14	$\frac{2.6 \pm 0.5}{0.9}$	$\frac{6.2 \pm 0.9}{1.9}$	$\frac{1.3 \pm 0.2}{0.3}$	$\frac{2.8 \pm 0.7}{1.4}$
Гнейсы биотитовые	7	$\frac{2.8 \pm 0.6}{0.7}$	$\frac{8.0 \pm 3.4}{3.2}$	$\frac{2.7 \pm 0.2}{0.2}$	$\frac{2.6 \pm 0.9}{1.2}$
Манский район					
Сланцы амфиболовые, пироксен-амфиболовые	12	$\frac{1.7 \pm 0.2}{0.4}$	$\frac{3.1 \pm 0.6}{1.0}$	$\frac{0.3 \pm 0.06}{0.1}$	$\frac{1.9 \pm 0.5}{0.8}$
Гнейсы амфиболовые, биотит-амфиболовые	22	$\frac{1.3 \pm 0.2}{0.5}$	$\frac{3.9 \pm 0.5}{1.2}$	$\frac{0.8 \pm 0.2}{0.4}$	$\frac{3.2 \pm 0.6}{1.3}$
Гнейсы гранат-амфибол-биотитовые, гранат-биотитовые	8	$\frac{0.8 \pm 0.2}{0.5}$	$\frac{2.7 \pm 0.9}{1.0}$	$\frac{1.9 \pm 0.2}{0.7}$	$\frac{3.7 \pm 1.1}{1.0}$

Примечание. $\bar{x}$ – средний состав, Δx – доверительный интервал, S – стандартное отклонение.

Таблица 36

Элементные отношения в метатерригенных породах Арзыйско-Дербинского блока, РААС и предельные значения их в отложениях, образованных при разрушении гранитов и базитов

Террейн	Арзыйский		Дербинский		Предельные отношения элементов в осадках, образованных за счет разрушения*		РААС
Район	Крольский	Осиновский	Удинский	Манский	гранитов	базитов	
Th/Co	0.09–1.8	0.06–0.3	0.1–0.3	0.09–0.2	0.3–7.5	0.04–1.4	0.6
Th/Sc	0.08–0.7	0.05–0.1	0.1–0.4	0.1–0.2	0.6–18	0.05–0.4	0.9
La/Co	0.5–8.1	0.4–1.3	0.1–1.6	0.5–0.98	1.4–22	0.1–0.4	1.6
La/Sc	0.4–2.4	0.3–0.6	0.2–2.2	0.5–1.05	0.7–27.7	0.4–1.1	2.4
Eu/Eu*	0.6–0.9	0.6–0.8	0.6–0.9	0.7–0.9	0.3–0.8	0.7–1.0	0.7

* – По данным из работы (Cullers, 2000).

Арзыйском террейне. В то же время в формировании гнейсов Дербинского и части пород Арзыйского (Крольский район) террейнов, несомненно, принимали участие

более геохимически зрелые, обогащенные La и Th породы, например древние метаморфические комплексы и гранитоиды фундамента краевой зоны Сибирского кратона

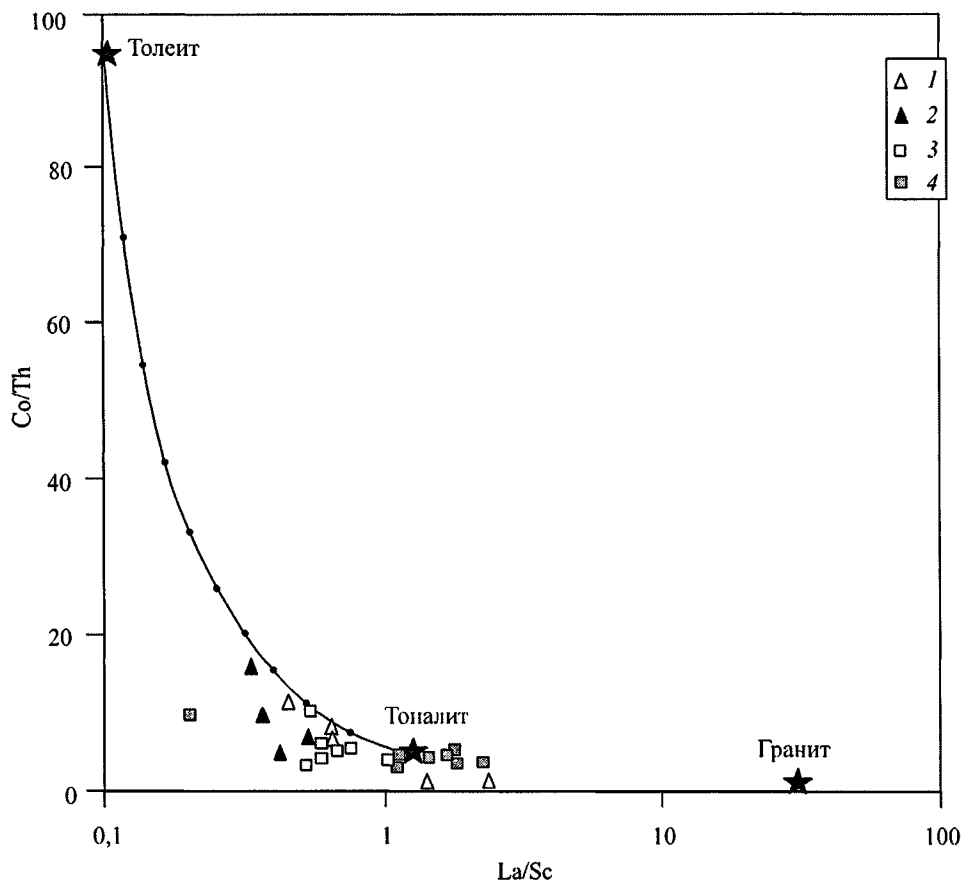


Рис. 121. Диаграмма La/Sc–Co/Th, демонстрирующая модель двухкомпонентного смешения, для метатерригенных пород Арзыбейского и Дербинского террейнов.

Районы: 1 – Крольский, 2 – Осинковский, 3 – Манский, 4 – Удинский. Тоналит – средний тоналит Большеарзыбейского массива, толейт – средний толейтовый метабазальт Арзыбейского блока, гранит – Na-K гранит Бирюсинского блока (№ 17-00). Составы см. табл. 37

(Дмитриева и др., 2005). Оценить соотношение основных и кислых пород, в том числе и раннепротерозойских Na-K гранитов, в области сноса, можно по содержаниям в метатерригенных породах относительно нефракционирующихся в осадочном процессе элементов-примесей, таких как Co, Th, La и Sc. Состав пород – возможных источников сноса для метаграувакк Арзыбейского и Дербинского террейнов – приведен в табл. 37, а результаты количественной оценки суммированы в табл. 38. Выполненные нами расчеты показывают, что в составе метаосадков Арзыбейского террейна доля продуктов разрушения кислых пород (преимущественно плагиогранитного состава) достигает 70 %, в то время как в метаграувакках Дербинского террейна заметно выше (до 55 %) доля кластики, образованной при размыве пород основного состава в области питания. Подтверждением сказанному являются и повышенные содержания Sr и Ni в парапородах Дербинского террейна.

Реконструкция геодинамических обстановок формирования метатерригенных пород Арзыбейско-Дербинского блока

По редкоэлементному составу метатерригенные породы обоих террейнов Арзыбейско-Дербинского блока близки грауваккам субдукционных обстановок (Ножкин и др., 2003б; Дмитриева и др., 2004, 2005, 2006а). Гнейсы Осинковского района Арзыбейского террейна сопоставимы с граувакками энсиматических островных дуг, тогда как породы остальных участков по содержаниям Rb, La и Zr приближаются к грауваккам энсиалических островных дуг (рис. 122). Это заключение подтверждается и положением фигуративных точек составов метатерригенных пород на дискриминационных диаграммах $(Fe_2O_3^*+MgO)-(Al_2O_3/SiO_2)$ и La–Th–Sc (Bhatia, 1983; Bhatia, Crook, 1986) (рис. 123). Здесь, как и в случае Канского блока, состав терриген-

**Геохимический состав различных типов пород, использованных для моделирования
и построения графиков (оксиды, мас. %, редкие элементы, г/т)**

Компонент	Риодацит	Толент	Тоналит	Толентовый базальт	Гранит	РААС	OIA	CIA
SiO ₂	71.69	57.00	67.35	49.76	70.3	62.4	58.83	70.69
TiO ₂	0.59	1.09	0.30	1.40	0.56	0.99	1.06	0.64
Al ₂ O ₃	12.51	14.31	16.17	14.86	12.86	18.78	17.11	14.04
Fe ₂ O ₃ *	4.73	12.98	3.48	12.98	5.24	7.18	8.01	4.78
MnO	0.06	0.19	0.08	0.22	0.05	0.11	0.15	0.1
MgO	2.24	7.43	1.25	5.84	0.81	2.19	3.65	1.97
CaO	2.16	10.38	4.36	9.38	1.56	1.29	5.83	2.68
Na ₂ O	1.91	1.83	4.50	3.07	2.38	1.19	4.10	3.12
K ₂ O	3.16	0.69	1.12	0.71	5.70	3.68	1.60	1.89
P ₂ O ₅	0.14	0.11	0.14	0.17	0.12	0.16	0.26	0.16
Th	17.4	0.8	1.3	0.4	39.0	14.6	2.3	11.1
Rb	161	8.9	15	9	369	160	18	67
Ba	744	112.5	657	257	550	650	370	444
Sr	154	140	1025	372	75	200	637	250
Cr	39	141	24.5	95	14	110	37	51
Ni	20	86	10	32	5	55	11	13
Co	6	38	6	38	5	23	18	12
V	57	271	49	345	Не опр.	150	131	89
La	55	7.0	7.3	4.0	92	38.2	8.7	24.4
Ce	91	13.3	14	11.3	180	79.6	22	50.5
Nd	33.5	8.5	8.25	8.3	72	33.9	11	20.8
Sm	8.1	2.3	1.8	2.8	12	5.6	Не опр.	Не опр.
Eu	1.08	0.91	0.6	1.08	1.0	1.1	—«—	—«—
Gd	5.7	3.05	1.76	3.9	13	4.7	—«—	—«—
Tb	0.81	0.55	0.2	0.68	1.9	0.77	—«—	—«—
Yb	2.4	2.3	0.7	2.71	5.2	2.8	—«—	—«—
Lu	0.37	0.34	0.1	0.46	0.7	0.43	—«—	—«—
Zr	Не опр.	47	49	82	338	210	96	229
Hf	8	1.8	2.1	2.2	10	5	2.1	6.3
Ta	1	0.29	0.2	0.1	1.1	Не опр.	Не опр.	Не опр.
Nb	Не опр.	4.6	2.9	2.9	25	1.9	2	8.5
Y	—«—	23	7	22	77	27	19.5	24.2
Sc	12	60	5.8	40	3	16	19.5	14.8

Примечание. Риодацит – типичный биотитовый гнейс (образец № 150-93); толент – средний состав высокомагнезиальных амфиболитов (метабазальтов), развитых в Канском районе (Ножкин и др., 2001); тоналит – средний тоналит Большеарзыбейского массива; толент – средний толентовый метабазаит Арзыбейского блока; гранит – типичный Na-K гранит Бирюсинского блока (образец № 17-00); РААС – по (Тейлор, МакЛеннан, 1988); OIA – грауваки океанических островных дуг; CIA – грауваки континентальных островных дуг (Bhatia, 1983; Bhatia, Crook, 1986); Fe₂O₃* – общее железо.

Соотношение пород в источнике сноса для метаграувакк Арзыбейского и Дербинского террейнов

Вклад пород в источнике сноса, %	Модельные концентрации, г/т				Содержания в граувакках, г/т			
	Co	Th	La	Sc	Co	Th	La	Sc
Арзыбейский террейн, Осиновский район								
Тоналиты 69, толеиты 30, Na-K граниты 1	15	1.4	7	16	7–22 (16)	1.4–2.5 (2)	8.6–11.6 (9)	21–25 (23)
Арзыбейский блок, Крольский район								
Тоналиты 54, толеиты 34, Na-K граниты 12	17	5.5	16	17	3–23 (13)	1.8–8.4 (5)	10–29 (18)	12–24 (19)
Дербинский блок, Манский район								
Тоналиты 47, толеиты 45, Na-K граниты 8	20	4	13	21	19–25 (21)	2.4–5 (3)	10.7–17.9 (13)	18–24 (21)
Дербинский блок, Удинский район								
Тоналиты 30, толеиты 55, Na-K граниты 15	24	6.6	18	24	21–62 (32)	6.4–7.7 (7)	7.5–45 (28)	18–46 (23)

Примечание. Состав возможных источников сноса для метаграувакк Арзыбейского и Дербинского террейнов приведен в табл. 37. В скобках указаны средние содержания.

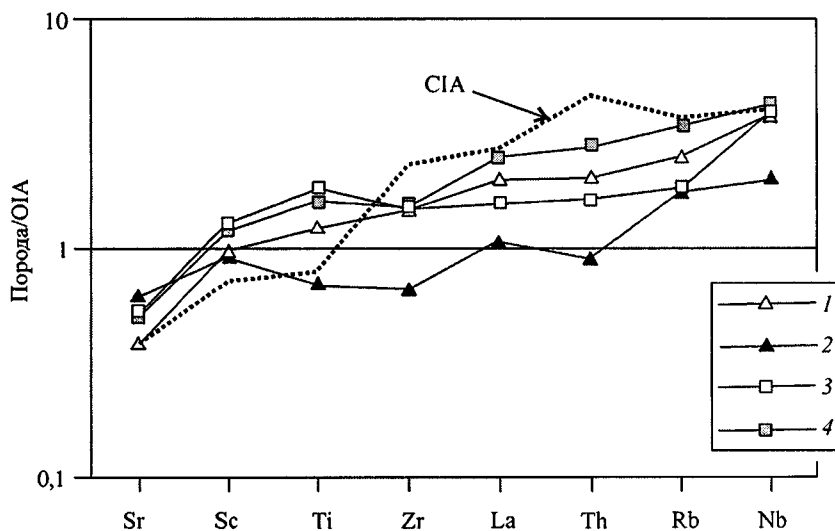
ных осадков отражает геодинамические условия формирования магматических пород в области эрозии.

Sm-Nd характеристика метатерригенных пород Арзыбейско-Дербинского блока

Ранее на основании Sm-Nd изотопных данных и ряда геохимических особенностей состава гранитоидов и метатерригенных образований было показано, что кристаллическое основание Дербинского террейна может быть представлено породными ассоциациями, аналогичными развитым в Арзыбейском террейне (Туркина, 1997; Туркина, Ножкин, 2004б; Ножкин и др., 2005а, 2005б). Раннепа-

леозойские гранитоиды, интрузирующие метаосадочные породы Дербинского террейна, по составу соответствуют гранитам I типа, и, следовательно, их формирование происходило за счет плавления ортопород, слагающих кристаллическое основание стратифицированных толщ. По результатам петрогеохимического моделирования (Туркина, 1997), образование этих натрокалиевых гранитов могло быть связано с плавлением тоналитового источника, близкого по редкоземельному составу плагиогнейсам и тоналитам Арзыбейского террейна, что подтверждается и Sm-Nd изотопными данными.

Рис. 122. Мультиэлементные спектры для метатерригенных пород (средние значения) Арзыбейского и Дербинского террейнов и граувакк энциалических островных дуг (CIA), нормированные по составу граувакк энциалических островных дуг (OIA) (Bhatia, Crook, 1986)



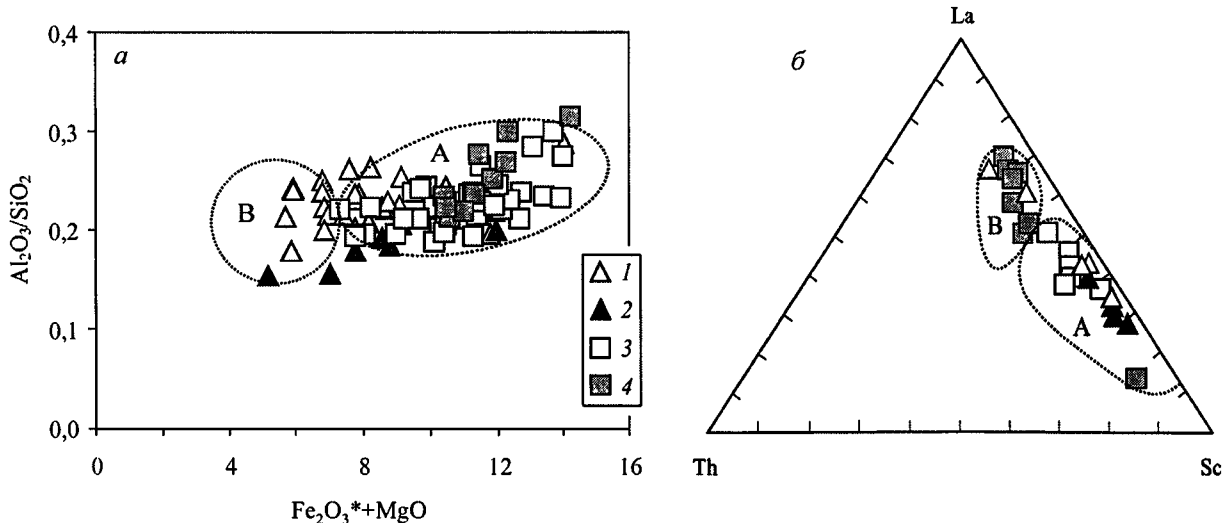


Рис. 123. Положение фигуративных точек составов метатерригенных пород Арзыбейского и Дербинского террейнов на дискриминационной диаграмме $(\text{Fe}_2\text{O}_3^* + \text{MgO}) - \text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ (Bhatia, 1983) (а) и $\text{La} - \text{Th} - \text{Sc}$ (Bhatia, Crook, 1986) (б).

А – энзиматические островные дуги, В – энсалические островные дуги. $\text{Fe}_2\text{O}_3^* = \text{Fe}_2\text{O}_3 + 1.1\text{FeO}$. Районы: 1 – Крольский, 2 – Осиновский (Арзыбейский террейн); 3 – Манский, 4 – Удинский (Дербинский террейн)

ми. Островодужные тоналиты и трондьемиты, а также посттектонические граниты Арзыбейского террейна характеризуются Nd-модельным возрастом $T_{\text{DM}} = 974 - 1130$ млн лет (Туркина и др., 2004). Для гранитоидов Дербинского террейна установлен диапазон Nd-модельных возрастов преимущественно в интервале 930–1060 млн лет (Туркина, Ножкин, 2004б). Таким образом, изотопные данные свидетельствуют об аналогии островодужного комплекса Арзыбейского и пород кристаллического фундамента Дербинского террейнов, формирование которых, очевидно, было связано с мезонеопротерозойским этапом корообразующих событий.

Данные по изотопному составу Nd дают важную дополнительную информацию о характере источника сноса при образовании метаграувакк. Для метатерригенных пород Арзыбейского и Дербинского террейнов установлен Nd-модельный возраст T_{DM} в диапазоне 1022–2009 млн лет при вариациях величины ϵ_{Nd} от -4.9 до $+7.6$ на $T = 1000$ млн лет (табл. 39). Островодужный тоналит-трондьемитовый комплекс Арзыбейского террейна характеризуется величиной $T_{\text{DM}} = 1130 - 1090$ млн лет и значениями ϵ_{Nd} в интервале $+6.7 \dots +6.8$ на $T = 1000$ млн лет (Туркина и др., 2004б). Очевидно, что метаморфизованные осадки с величинами

модельного возраста 1022–2009 млн лет не могут быть получены только за счет эрозии мезонеопротерозойской островодужной коры Арзыбейского и фундамента Дербинского террейнов. Приведенные выше данные по Nd-модельным возрастам метатерригенных пород могут быть интерпретированы как результат смешения кластики, образованной в результате эрозии островодужных магматических ассоциаций, подобных развитым в Арзыбейском террейне, и более древнего кратонического материала, представленного гранитоидами и метаморфическими комплексами фундамента Сибирского кратона. В качестве потенциального источника сноса в приведенной модели могут рассматриваться метаморфические и гранитоидные комплексы Бирюсинского блока, характеризующиеся диапазоном Nd-модельных возрастов $T_{\text{DM}} = 2565 - 2535$ млн лет и значениями $\epsilon_{\text{Nd}} = -13.5 \dots -14$ на $T = 1000$ млн лет (Туркина, Ножкин, 2004а).

Для количественных оценок нами использована модель бинарного смешения (Jahn et al., 2000), описываемая уравнением: $X_c = ((\epsilon_{\text{mx}} - \epsilon_a)\text{Nd}_a) / (\epsilon_{\text{mx}}(\text{Nd}_a - \text{Nd}_c) - (\epsilon_a\text{Nd}_a - \epsilon_c\text{Nd}_c))$, где ϵ_{mx} , ϵ_c и ϵ_a – значения ϵ_{Nd} для результирующей смеси (метатерригенных пород), кратонического и островодужного компонентов, соответственно, Nd_c и Nd_a

Sm-Nd изотопные данные для метатерригенных и магматических пород Арзыбейско-Дербинского и Бирусинского блоков

Порода, номер образца	Sm, г/г	Nd, г/г	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	T^* , млн лет	T_{DM} , млн лет	ϵ_{Nd}	Доля кратонического материала ¹
Арзыбейский террейн, Осиновский район								
Парагнейс (П-25-92)	1.96	8.99	0.131973	0.512442 ± 10	1000	1322	+4.5	2 %
Парагнейс (П-230-90)	1.91	9.65	0.119663	0.512521 ± 24	1000	1022	+7.6	0 %
Арзыбейский террейн, Крельский район								
Парагнейс (П-12-92)	4.80	25.05	0.115900	0.511858 ± 12	1000	2009	-4.9	16 %
Парагнейс (П-17-92)	3.04	13.01	0.141350	0.512480 ± 20	1000	1413	+4.0	3 %
Дербинский террейн, Удинский район								
Парагнейс (А-88-86)	5.07	26.64	0.114984	0.511922 ± 20	1000	1893	-3.5	13 %
Парагнейс (71-86)	4.93	23.49	0.126999	0.512272 ± 22	1000	1543	+1.8	5 %
Дербинский террейн, Манский район								
Парагнейс (П-148-91)	4.35	20.04	0.131257	0.512432 ± 19	1000	1329	+4.4	2 %
Бирусинский блок								
Гранит (17-00)	12.52	71.74	0.105480	0.511321 ± 4	1000	2565	-14	

Примечание. T^* – возраст, принятый для расчета ϵ_{Nd} . ¹ – параметры, принятые для оценки доли кратонического материала по модели бинарного смешения, приведены в тексте.

содержание Nd в кратоническом и островодужном компонентах, X_c – доля кратонического компонента. В качестве одного из конечных членов смешения использован изотопный состав Nd метаграувак Крельского района Арзыбейского террейна, обладающих наиболее высокими величинами ϵ_{Nd} и минимальным модельным возрастом (обр. 230-90). По своим изотопно-геохимическим параметрам эти метатерригенные породы максимально близки к островодужным тоналитам Арзыбейского террейна. Вторым конечным членом модели смешения, характеризующим кратонический материал, выступают Na-K граниты Бирусинского блока. Типичные Sm-Nd изотопные данные для метатерригенных и магматических пород Арзыбейско-Дербинского и Бирусинского блоков приведены в табл. 39.

Результаты расчета по модели бинарного смешения показывают, что осадки Удинского (Дербинский террейн) и Крельского (Арзыбейский террейн) районов со-

держат максимальную примесь (до 16 %) материала, образованного при эрозии древней континентальной коры. Участие кратонического материала в формировании метатерригенных пород Удинского и Крельского районов подтверждается повышенными концентрациями в них Th и ЛРЗЭ.

Имеющиеся в нашем распоряжении геологические, геохимические и Sm-Nd изотопные данные позволяют сделать следующие выводы. Во-первых, метатерригенные породы Арзыбейского и Дербинского террейнов характеризуются невысокой степенью зрелости. Они имеют низкие, соответствующие таковым для невыветрелых или слабо преобразованных процессами выветривания магматических пород, значения индекса CIA (46–56) и отношения $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ (3.2–5.4). Во-вторых, по содержанию главных, редких и редкоземельных элементов метатерригенные породы обоих террейнов соответствуют грауваккам субдукционных обстановок. В-третьих, наиболее вероятным

источником сноса для рассматриваемых образований могли быть магматические породы островных дуг с высокими содержаниями ($\text{Fe}_2\text{O}_3^* + \text{MgO}$), Sr, Sc и Co, и при том или ином участии материала, поступавшего в конечные водоемы стока за счет эрозии более зрелых, геохимически дифференцированных пород с повышенными содержаниями K_2O , ЛРЗЭ, Th и Rb, характерными для гранитоидов и метаморфических комплексов фундамента Сибирского кратона. В-четвертых, расчет по содержаниям Co, Th, La и Sc соотношения различных магматических пород на палеоводосборах показывает, что в составе метатерригенных пород Арзыбейского террейна доля продуктов разрушения кислых пород (преимущественно плагиогранитов) составляет 65–70 %, тогда как в граувакках Дербинского террейна более заметен вклад обломочного материала, образованного при эрозии пород основного состава (45–55 %). В-пятых, установленный нами диапазон Nd-модель-

ных возрастов метатерригенных пород ($T_{\text{DM}} = 1022\text{--}2009$ млн лет) подтверждает участие древнего кратонического материала в их образовании. Доля кратонического материала максимальна (до 16 %) в метаморфизованных осадках Удинского (Дербинский террейн) и Крольского (Арзыбейский террейн) районов. В-шестых, по петрогеохимическим и изотопным данным выявлено сходство состава, условий образования и источников сноса для метатерригенных отложений Арзыбейского и Дербинского террейнов. Формирование указанных образований происходило, вероятно, в окраинном бассейне за счет эрозии пород мезопротерозойских островных дуг и краевой зоны Сибирского кратона. Таким образом, Арзыбейский и Дербинский террейны имеют общие черты в последовательности формирования коры, включающей образование мезо-неопротерозойских магматических ассоциаций островодужного типа и последующее осадконакопление.

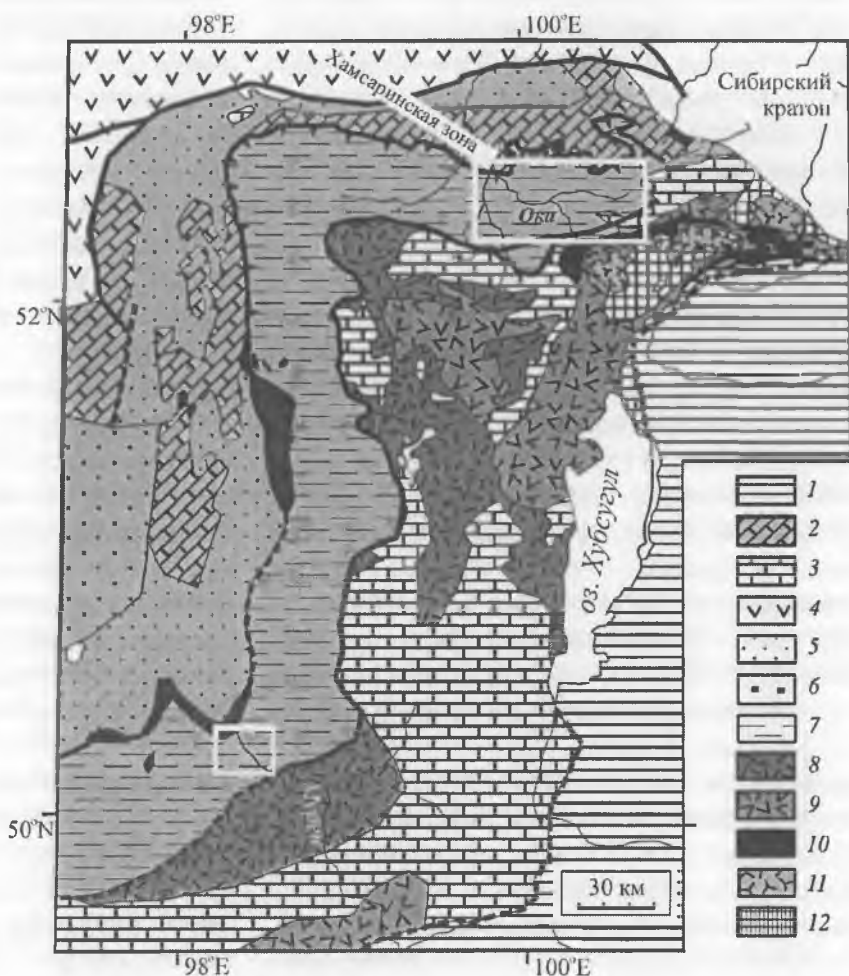
Тувино-Монгольский (Боксон-Хубсугул-Дзабханский) микроконтинент имеет достаточно четкие пространственные и временные границы. Главной его особенностью является двухъярусное строение – фундамент и осадочный чехол (Беличенко и др., 1999). Наиболее полно в пределах микроконтинента представлен венд-кембрийский чехол, слагающий обширные площади в юго-восточной части Восточного Саяна и Западном Прихубсугулье (рис. 124). Входящие в состав этого чехла отложения со стратиграфическим несогласием перекрывают сложнопостроенный фундамент, включающий как древние архейско-раннепротерозойские кристаллические образования, так и породы офиолитовой ассоциации и карбонатные и терригенно-карбонатные отложения рифея.

Раннедокембрийский комплекс Тувино-Монгольского микроконтинента соответствует породам Гарганской глыбы, представленным гранатовыми, биотитовыми, клинопи-

роксеновыми кристаллическими сланцами, амфиболитами и плагиогнейсами. Ассоциация клинопироксена с альмандин-пироповым гранатом указывает на принадлежность пород к гранулитам (Кузьмичев, 2004). Плагиогнейсы испытали высокоградный метаморфизм на рубеже ~ 2.66 млрд лет (U-Pb метод по циркону) (Kovach et al., 2004). Породы офиолитовой ассоциации, как упоминалось выше, включены в строение фундамента Тувино-Монгольского микроконтинента. На сегодняшний день они структурно представлены в виде фрагментов единого деформированного и эродированного тектонического покрова на Гарганской глыбе. В пределах последней офиолитовый аллохтон залегает как на кристаллическом фундаменте, так и на различных горизон-

Рис. 124. Геологическая схема северо-западной части Тувино-Монгольского массива (по: Кузьмичев, 2004) с дополнениями).

1 – каледониды; 2 – кембрийские карбонатные отложения Хамсаринского террейна; 3 – венд-кембрийские карбонатные отложения чехла Тувино-Монгольского массива; 4–5 – осадочно-вулканогенные породы Хамсаринского террейна; 6 – осадочно-вулканогенные породы Тувинского террейна; 7 – породы окинской аккреционной призмы, в том числе окинская серия и хайсуинская свита; 8 – неопротерозойская вулканогенная сархойская серия; 9–10 – породы Дунжугурского офиолитового комплекса; 11 – тоналиты Сумсунурского комплекса; 12 – кристаллические образования позднеархейской Гарганской глыбы. Прямоугольником показан район работ



тах рифейского чехла. Формирование чехла Гарганской глыбы и обдукция на нее офиолитового аллохтона произошли не ранее 790 млн лет назад. На это указывает возраст прорывающих тоналитов Сумсунурского комплекса (812 ± 18 млн лет, Rb-Sr метод, 785 ± 11 млн лет, U-Pb метод по циркону) (Кузьмичев и др., 2000). Возраст офиолитовых плагиогранитов, образующих линзовидные жилы в габбровом и полосчатом комплексах (Дунжугур), определенный U-Pb и Pb-Pb методами по циркону, составляет 1010–1020 млн лет (Khain et al., 2002). Позднее тоналитовый магматизм сменился известково-щелочным, который проявился в условиях активной окраины Гарганского блока. В результате был сформирован надсубдукционный магматический комплекс, представленный вулканитами сархойской и дархатской серии (Беличенко и др., 2003). Эти серии сложены пестроцветными мелководно-морскими и наземными разнофациальными отложениями и породами известково-щелочного вулканического комплекса. Возраст сархойской серии, определенный по Rb-Sr валовой изохроне, составляет 718 ± 30 млн лет (Буякайте и др., 1989).

Карбонатные отложения рифея слагают первый чехол микроконтинента. Они сохранились в обрамлении Гарганской глыбы и в ее пределах, где со стратиграфическим несогласием залегают на кристаллических породах фундамента и перекрываются пластинами надвинутых офиолитов. Тоналиты Сумсунурского комплекса (см. выше) прорывают и карбонатные отложения иркутной свиты и перекрывающие офиолиты (Кузьмичев, 2004). Карбонатонакопление в рифее происходило в пределах шельфа мелких блоков, возникших сразу же после деструкции раннедокембрийского суперконтинента (Летникова, Гелетий, 1997).

Таким образом, в структуре довендского цоколя Тувино-Монгольского микроконтинента имеются фрагменты древней континентальной коры, игравшие роль фундамента небольших террейнов с рифейским карбонатным чехлом, и рифейские образования океанической ассоциации. В результате предвендской коллизии, при-

ведшей к амальгамации мелких террейнов разного типа в единую более крупную структуру, возникли благоприятные условия для накопления шельфовых карбонатных отложений венда-кембрия (второй чехол микроконтинента). Последние закартированы на больших площадях в пределах Тувино-Монгольского микроконтинента и представлены боксонской и хубсугульской сериями в Боксон-Сархойском районе и горлыкской и араошейской свитами в Тункинских гольцах.

Во фронте активной континентальной окраины Тувино-Монгольского микроконтинента примерно 800–600 млн лет назад сформировалась надсубдукционная аккреционная призма, представленная породами окинской серии (Кузьмичев, 2004). Принадлежность терригенных образований (окинская, хугейнская серии и др.), известных в краевых частях Тувино-Монгольского массива, к его структуре до сих пор оставалась дискуссионной. Это связано с тем, что в разрезах названных серий выделялось как минимум три комплекса отложений. Первый комплекс, соответствующий флишоидной толще, рассматривался как автохтонный; второй, осадочно-вулканогенный – как тектонический покров, сложенный офиолитами, островодужными вулканитами и ассоциирующими породам; третий комплекс в объеме пестроцветной толщи интерпретировался либо как олистострома, либо считался неоавтохтоном и сопоставлялся с девонскими молассами (Геология и метаморфизм..., 1988). Следует отметить, что аккреционная призма представляет собой тектоническое образование, а не осадочный бассейн, в котором происходило первоначальное накопление входящих в ее состав отложений. Поэтому для реконструкции обстановок седиментогенеза и восстановления источников сноса для терригенных отложений краевых частей Тувино-Монгольского массива были проведены геохимические и Sm-Nd изотопные исследования. Объектами изучения послужили породы флишоидной и осадочно-вулканогенной толщи окинской серии (Восточный Саян, Россия) и хайсуинской свиты (верховья р. Мурен, Северная Монголия) (см. рис. 124).

Флишoidная толща³¹. В разрезе толщи выделяется две группы пород: 1) неравномерно рассланцованные алевролиты, аргиллиты и мелкозернистые песчаники; 2) массивные песчаники. В некоторых разрезах отмечаются маломощные ($n \times 10$ см) прослои глинистых известняков.

Первая группа пород представлена преимущественно серыми и темно-серыми сланцами. Присущая им линзовидная и конволютная слоистость подчеркнута неправильными прерывистыми прослоями кварцевого алевролита и мелкозернистого песчаника мощностью от нескольких миллиметров до нескольких сантиметров среди темно-серых сланцев. Присутствуют также неяснослоистые разности. Наблюдаются лежащие и опрокинутые складки, обрывки пластов и прочие структуры, свидетельствующие о деформациях слаболитифицированного осадка. Местами присутствуют хаотические структуры со слепыми замками складок и фрагменты пластов оползневого происхождения. Иногда в основании песчаных прослоев этой группы пород наблюдаются блюдцеобразные структуры давления осадка, следы размыва подстилающего аргиллита и градационная сортировка песчаного материала. По мнению А.Б. Кузьмичева, перечисленные текстурно-структурные особенности пород позволяют рассматривать их как образования турбидитовых потоков, частично переработанных подводными течениями на склонах подводного поднятия и(или) у его подножия.

Массивные песчаники образуют однородные пласты мощностью до 7–10 м, иногда объединенные в пачки мощностью до 50 м. Они представляют собой грубо- и неяснослоистые крупно-среднезернистые породы серого, зеленовато-серого или буровато-серого цвета. Сортировка обломочного материала в них – от плохой до средней, иногда наблюдается нечетко выраженная градационная слоистость с изменением зернистости в разных направлениях. Встречаются разрозненные обломки черных аргиллитов – интракласты подстилающих

осадков. Пласты массивных песчаников предположительно интерпретируются как отложения зерновых или высококонцентрированных турбидитовых потоков.

Верхняя часть разреза флишoidной толщи имеет более пестрый состав. Кроме описанных разностей, в ней присутствуют: 1) массивные однородные светло-серые мелкозернистые туфопесчаники; 2) пачки и линзовидные прослои зеленых сланцев, переходящих в туфоконгломераты; 3) горизонты однородных кремнистых сланцев; 4) пачки буроватых карбонатсодержащих алевритов; 5) контрастные по окраске пачки плитчатых черных аргиллитов и светло-серых кварцевых алевролитов.

Таким образом, в целом флишoidная толща сложена преимущественно отложениями турбидитовых и зерновых потоков. Более зрелый петрографический состав мелкозернистых пород, возможно, свидетельствует о переработке материала подводными течениями.

Вулканогенно-осадочная толща. Большая часть вулканогенно-осадочной толщи сложена массивными и слабосланцованными туффитами кислого или смешанного состава. Грубообломочные разности состоят из тесно прижатых комковатых или линзовидных, реже остроугольных обломков вулканитов размером до $n \times 1$ см.

Вулканомиктовые песчаники имеют схожее строение, но содержат большее количество кристаллокластов, обычно лучше сортированы и иногда слоисты. В верхней части разреза присутствуют пласты хорошо сортированных литокристаллокластических туфов мощностью до 10 м, представляющие собой однородные, очень прочные, неслоистые, массивные желтовато-серые породы.

В составе обломочного материала доминирует кислая пирокластика. Литокласты сложены плагиопорфирами, кварцевыми порфирами и перекристаллизованными фельзитами. Кристаллокласты представлены обломками кварца и плагиоклаза. Зерна кварца часто относительно круп-

³¹ Строение и текстурно-структурные особенности пород окинской серии приводятся по А.Б. Кузьмичеву (2004).

ные (1–2 мм) и хорошо видны невооруженным глазом. Наряду с этим отмечаются зеленые в разной степени рассланцованные туфоконгломераты и туффиты, содержащие переменное количество обломков эффузивов среднего и основного состава. Они сильно изменены и состоят из агрегата хлорита, эпидота, альбита, лейкоксена и карбоната. Обломки осадочных пород представлены уплощенной плохо окатанной галькой темно-серых алевролитов, менее распространены фрагменты пепловых туфов, пестроцветных сланцев, вулканомиктовых песчаников, яшм и известняков. Пирокластический материал в породах вулканогенной толщи представлен переотложенными продуктами эксплозивных извержений, типичных для кислых магм. Не исключено, что среди отложений данной толщи присутствуют и собственно продукты подводных эксплозивных извержений.

Неслоистые и несортированные обломочные прослои с незакономерной ориентировкой уплощенных и удлинённых обломков либо являются отложениями грязекаменных потоков, образовавшихся при смешивании материала вулканических выбросов с морской водой, либо представляют собой неперемеренные накопления пирокластического материала. Присутствие в некоторых разностях уплощенных обломков алевролитов, вероятно, указывает на эрозию подстилающих образований при перемещении над ними высококонцентрированных обломочных потоков. Такие потоки могли формироваться в результате обрушения нестабильных масс пирокластики. В толще также встречаются прослои относительно отсортированных вулканомиктовых песчаников, аналогичных породам флишоидной толщи. Неслоистые однородные пепловые туфы являются непосредственным результатом осаждения неперемеренной пепловой взвеси. Градационно-слоистые пепловые прослои со следами размывов в подошве формировались, по-видимому, из вторичных турбидитовых потоков.

Возраст окинской серии имеет принципиальное значение для геодинамических построений в этом регионе. Для получения данных о верхней возрастной границе окинской серии U-Pb методом по циркону было

проведено датирование порфировидных кварцевых монзонитов, секущих нижнюю часть ее разреза в стратотипическом районе – бассейне рек Тустук и Даялык. Полученные данные указывают на то, что возраст окинской серии не моложе 476 ± 4 млн лет (ранний ордовик).

По данным Rb-Sr метода, породы окинской серии испытали высокотемпературный метаморфизм 640 ± 20 млн лет назад (Геология и рудоносность..., 1989). Sm-Nd минеральная изохрона по габброидам из силлов, прорывающих осадочную толщу окинской серии, составляет 736 ± 43 млн лет (Кузьмичев, Журавлев, 1999). Датировки этих же силлов U-Pb методом по циркону соответствуют уровню 753 ± 16 млн лет (Кузьмичев, 2004). Приведенные данные позволяют считать, что возраст окинской серии соответствует второй половине позднего рифея.

Хайсуинская свита (аналог хугейнской серии) хорошо обнажена в приустьевой части р. Хайсуин-Гол и в береговых обнажениях р. Мурэн-Гол (см. рис. 124). Свита представлена чередованием черных аргиллитов, зеленовато-серых алевролитов и песчаников. Преобладают тонкозернистые и глинистые породы, фрагментарно развиты линзы кремнистых пород. Характер слоистости типично контуритовый. Слои песчаников мощностью 10–15 см с четкой мелкой косой и косоволнистой слойчатостью однозначно свидетельствуют о нормальном залегании толщи на этом участке и пологом падении ее под известняки мурэнской (агарингольской) толщи (Гибшер, Бат-Ирэдуи, 1990).

Восстановить характер строения хайсуинской свиты ниже устья р. Хайсуин-Гол сложно из-за контактового метаморфизма. Здесь она превращена в зеленые хлоритовые и актинолитовые плейчатые сланцы и роговики по терригенным и, возможно, вулканогенным породам, осложняется складками и прорвана множеством даек. Сланцеватость имеет выраженное северо-западное падение. Более определенная информация о строении верхней части хайсуинской свиты и соотношении ее с вышележащей мурэнской толщей получена на междуречье Мурэн-Гол и Бутуин-Гол. Здесь среди тер-

ригенных пород хайсуинской свиты отмечены линзы и пачки черных известняков, иногда доломитизированных и брекчиевидных. В 450 м ниже кровли свиты обнаружен непротяженный пласт мелкогалечных конгломератов и гравелитов видимой мощностью до 40 м.

Нижняя часть мурэнской толщи представлена переслаиванием пачек и линз черных известняков с зелеными и серыми сланцами по аргиллитам и алевролитам, черными углеродистыми и кремнистыми сланцами, но в процентном отношении в разрезе преобладают карбонатные породы. Приведенные факты свидетельствуют о постепенном характере смены терригенных образований карбонатными породами и, соответственно, процессов терригенного осадконакопления карбонатной седиментацией.

Геохимические и петрохимические особенности пород окинской серии

Изучение петрохимических характеристик позволило выделить в разрезе окинской серии пять типов терригенных отложений: алевролиты, три группы песчаников, в том числе аркозовых, и глинистые сланцы, которые при последующих геохимических исследованиях были определены как туффиты. Следует отметить, что указанные типы терригенных образований в разных объемах присутствуют и во флишоидной, и в осадочно-вулканогенной толщах окинской серии. Среди осадочных пород хайсуинской свиты выделены аркозовые песчаники и алевролиты и, в подчиненном количестве, вакки. Необходимо указать, что изученные нами аркозовые песчаники в большинстве случаев характеризуются повышенным содержанием Na_2O относительно K_2O (табл. 40). Это свидетельствует о преобладании среди пород источников сноса плагиогранитоидов.

По значениям гидролизатного модуля породы окинской серии и хайсуинской свиты принадлежат четырем классам (по классификации Я.Э. Юдовича и М.П. Кетрис, 2000): 1) миосилитам; 2) нормосиллитам; 3) нормосилитам; 4) гипогидролизатам (табл. 41, 42). По значениям железистого модуля глинистые сланцы определяются как

гипержелезистые и гиперфемические, что указывает, скорее, на их вулканогенную природу, так как для нормально-осадочных отложений подобные особенности не характерны. Для них также типично в основном повышенное содержание глинозема и вариации суммы щелочей в довольно узких пределах. На модульной диаграмме НКМ–ГМ (рис. 125) для поля, отвечающего глинистым сланцам, отмечена своеобразная петрохимическая характеристика, которая выражается в повышенном содержании глинозема при соответствующем содержании щелочей, что еще раз свидетельствует в пользу присутствия в исходных осадках достаточно большого количества пирокластического материала. На этом же графике точки составов аркозов сгруппированы в области пониженных значений гидролизатного модуля, но при существенных содержаниях щелочей ($\text{НКМ} > 0.4$). Это следствие доминирования в алюмосиликатной части пород полевых шпатов или продуктов их изменения, таких как цеолиты и глинистые минералы. Среднее содержание щелочей для всех выделенных групп колеблется в пределах 0.30–3.60 %, причем в группе пирокластических пород наблюдается очень низкое содержание K_2O по сравнению с содержанием Na_2O , что типично для глинистых пород, генетически связанных с вулканитами. Величина НКМ имеет большой разброс и для пород флишоидной толщи, варьируя в пределах 0.28–0.43.

На графиках соотношений титанового, гидролизатного и фемического модулей (рис. 126, 127) фигуративные точки, отвечающие песчаникам, образуют две самостоятельные области, и это позволяет разделить их на две группы, различающиеся по химическому составу. Для второй группы песчаников флишоидной толщи отмечена положительная корреляция ТМ с ФМ. Такие взаимоотношения характерны для отложений, где железо имеет вулканогенную природу накопления (Юдович, Кетрис, 2000).

Положение фигуративных точек составов на классификационной диаграмме $\text{K}_2\text{O}-\text{Na}_2\text{O}$ (рис. 128) показывает, что в большей части рассматриваемых пород окинской серии и хайсуинской свиты преобладает натриевый плагиоклаз и лишь в части

**Петрогенные (мас. %) и редкоземельные элементы (г/т) в представительных образцах
терригенных пород окинской серии и хайсуинской свиты**

Серия, свита	Окинская					Хайсуинская	
Порода	Аркозовые песчаники		Песчаники	Алевролиты	Пирокластическая порода	Аркозы	Вакки
Компонент	C40/97	C32/97	n20/97	11/97н	44/97н	C11/05	C45/05
SiO ₂	72.09	75.61	62.32	64.90	36.61	66.45	72.24
TiO ₂	0.39	0.23	0.57	0.52	1.20	0.72	0.46
Al ₂ O ₃	12.80	10.75	16.45	13.63	12.43	15.6	14.7
Fe ₂ O ₃	1.73	0.96	1.67	0.78	1.68	1.27	1.53
FeO	1.22	1.48	3.44	4.05	6.75	3.52	0.88
MnO	0.08	0.12	0.08	0.07	0.17	0.09	0.07
MgO	0.75	1.00	3.07	2.34	6.58	1.79	0.47
CaO	4.01	2.06	2.27	2.96	15.68	2.14	0.63
Na ₂ O ₃	4.21	2.77	4.18	2.92	2.31	2.35	6.41
K ₂ O	0.39	1.53	1.61	1.58	0.46	3.42	1
P ₂ O ₅	0.07	0.07	0.11	0.14	0.16	0.17	0.06
H ₂ O	0.20	0.33	0.09	-	0.12	0.05	0.01
ППП	1.08	2.32	2.49	1.73	3.53	2.1	0.86
CO ₂	1.32	0.22	1.21	3.96	12.10	0.11	0.77
Сумма	100.34	99.45	99.56	99.58	99.78	99.78	100.09
La	18.03	17.9	20.84	13.57	8.68	25.9	22.26
Ce	32.49	34.45	60.85	28.06	40.27	52.73	48.81
Pr	3.76	4.51	4.48	3.21	2.36	6.78	6.12
Nd	14.94	18.25	17.71	13.53	10.89	27.98	25.95
Sm	3.09	3.65	3.42	2.84	3.17	5.30	5.32
Eu	0.98	0.87	1.05	0.66	1.06	1.73	1.14
Gd	2.94	3.39	2.70	2.00	3.87	5.03	5.32
Tb	0.49	0.57	0.33	0.26	0.69	0.8	0.78
Dy	2.94	3.78	1.71	1.18	4.47	4.87	4.86
Ho	0.58	0.83	0.32	0.21	0.95	1.05	1.07
Er	1.67	2.37	0.89	0.61	2.57	2.96	3.27
Tm	0.27	0.37	0.14	0.12	0.43	0.44	0.51
Yb	1.43	2.27	0.90	0.89	2.16	2.73	3.33
Lu	0.20	0.34	0.14	0.17	0.27	0.41	0.49
Hf	0.92	1.56	1.02	1.44	0.35	2.36	3.37
Ta	0.50	0.38	0.57	0.24	1.48	31.28	0.40
W	0.66	0.35	0.96	52.59	0.76	25.73	0.36
Th	2.42	4.62	3.09	2.56	0.81	5.82	4.52
U	0.40	0.98	0.50	0.72	0.16	1.18	1.10

Примечание. Содержания петрогенных оксидов определены рентген-флюорисцентным методом в АЦ ИЗК СО РАН (аналитик Г.В. Бондарева), содержания РЗЭ в породах окинской серии – там же, ICP-MS (аналитики В.В. Маркова, С.В. Пантеева), хайсуинской свиты – ICP-MS, ИГГ УрО РАН (аналитики О.П. Лепихина, Г.А. Лепихина).

Терригенные породы окинской серии в системе литохимических модулей

Модуль	Флишoidная толща		
	Алевролиты	Песчаники (I)	Песчаники (II)
ГМ	Миосилиты	(Псевдо)нормосиаллиты	(Псевдо)нормосиаллиты
ФМ	Нормофемические	Нормофемические	Нормофемические
ТМ	Нормотитанистые	Нормотитанистые	Нормотитанистые
НКМ	Нормощелочные	Нормощелочные	Нормощелочные
ЦМ	Гипернатровые	Супернатровые	Супернатровые
ЖМ	Норможелезистые	Норможелезистые	Норможелезистые
Модуль	Вулканогенно-осадочная толща		
	Аркозы	Аркозы	
ГМ	Нормосилиты	Нормосилиты	
ФМ	Гипофемические	Гипофемические	
ТМ	Гипотитанистые	Гипотитанистые	
НКМ	Нормощелочные	Нормощелочные	
ЦМ	Гипернатровые	Гипернатровые	
ЖМ	Гипожелезистые	Гипожелезистые	

Таблица 42

Терригенные породы хайсуинской свиты в системе литохимических модулей

Модули	Алевролиты	Песчаники	Аркозы
ГМ	Миосилиты	Нормосиаллиты	Миосилиты
ФМ	Гипофемические	Нормофемические	Гипофемические
ТМ	Нормотитанистые	Нормотитанистые	Нормотитанистые
НКМ	Нормощелочные	Нормощелочные	Суперщелочные
ЦМ	Гипернатровые	Гипернатровые	Гиперщелочные
ЖМ	Норможелезистые	Норможелезистые	Гипожелезистые

образцов алевролитов и песчаников наблюдается доминирование калиевых минералов. Такое разнообразие в геохимических характеристиках предполагает различные области питания.

На диаграмме $\log(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3) - \log(\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O})$ М. Хирона (Herron, 1988) фигуративные точки аркозов вулканогенно-осадочной толщи расположены в одноименном классификационном поле (рис. 129). Пирокластические породы окинской серии по своим геохимическим параметрам отвечают железисто-глинистым сланцам. Фигуративные точки алевролитов флишoidной толщи образуют поле, вытянутое вдоль границы раздела вакк и аркозов. Обе группы песчаников окинской серии располагаются в поле вакк.

Реконструкция состава пород источников сноса

Для определения состава источника сноса материала нами использованы диаграммы $\text{K}_2\text{O}-\text{Na}_2\text{O}-\text{CaO}$ М. Бхатия (Bhatia, 1983) и $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})-(\text{CaO}+\text{MgO})-\text{SiO}_2/10\text{C}$. Тейлора и С. МакЛеннана (1988) (рис. 130, 131). В результате установлено, что для терригенных отложений окинской серии и хайсуинской свиты источником материала служили породы преимущественно гранодиоритового и в меньшей мере андезитового состава. Пирокластические образования вулканогенно-осадочной толщи унаследовали свои геохимические характеристики от пород основного состава. Все это свидетельствует об образовании обломочного карка-

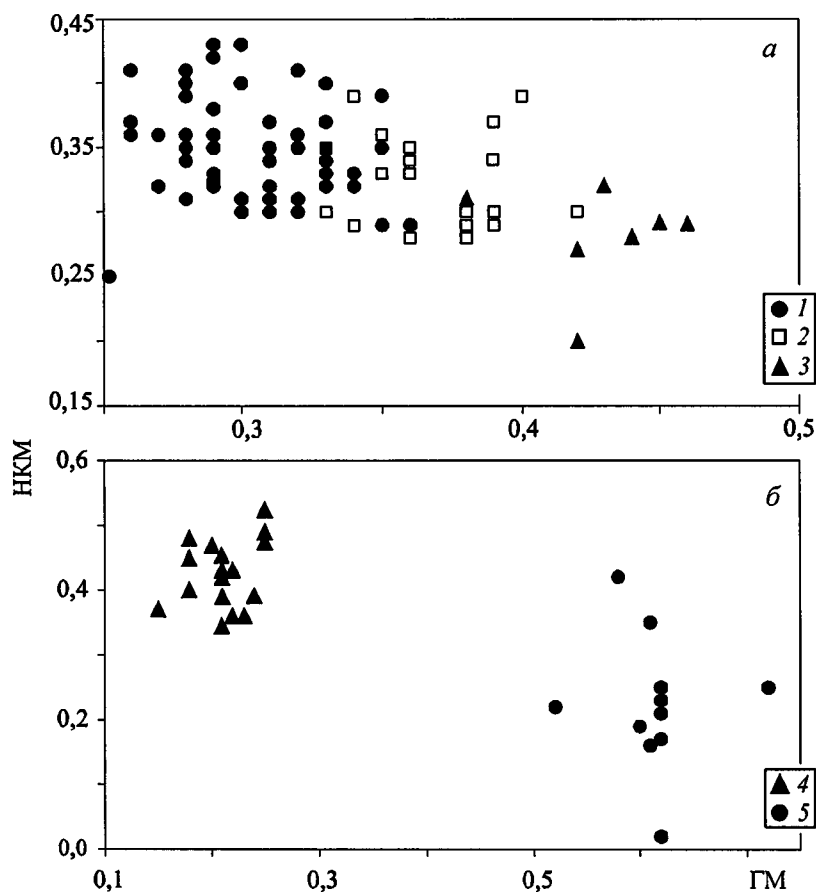


Рис. 125. Модульные диаграммы ГМ–НКМ для отложений окинской серии (а) и хайсуинской свиты (б).

1 – алевролиты; 2 – песчаники (I); 3 – песчаники (II); 4 – аркозы; 5 – глинистые сланцы (пирокластические породы)

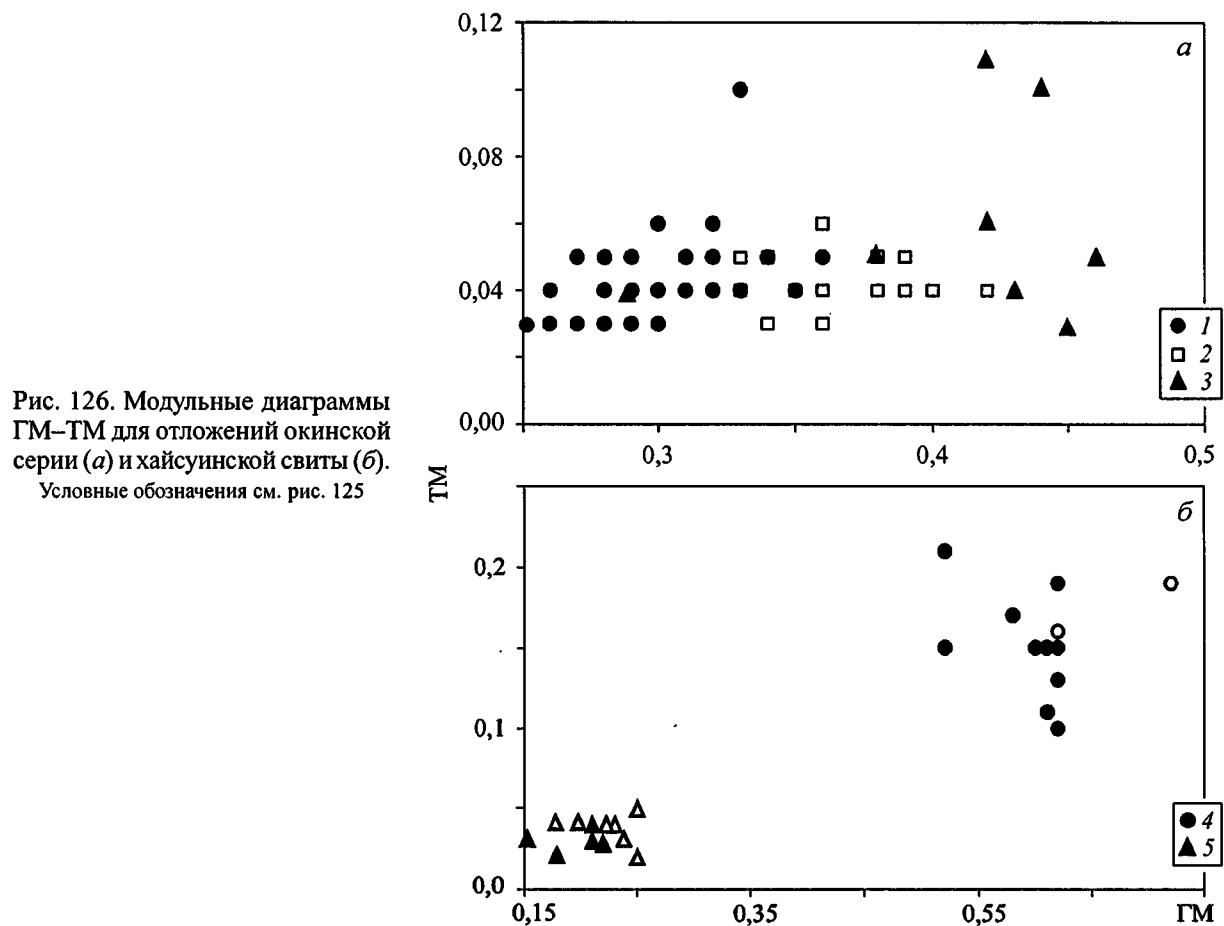


Рис. 126. Модульные диаграммы ГМ–ТМ для отложений окинской серии (а) и хайсуинской свиты (б).
Условные обозначения см. рис. 125

Рис. 127. Модульные диаграммы ФМ–ТМ для отложений окинской серии (а) и хайсуинской свиты (б). 1 – алевриты; 2 – песчаники (I); 3 – песчаники (II); 4 – метаалевриты; 5 – метапесчаники; 6 – аркозы; 7 – пирокластические породы; 8 – метааркозы; 9 – метапирокластические породы

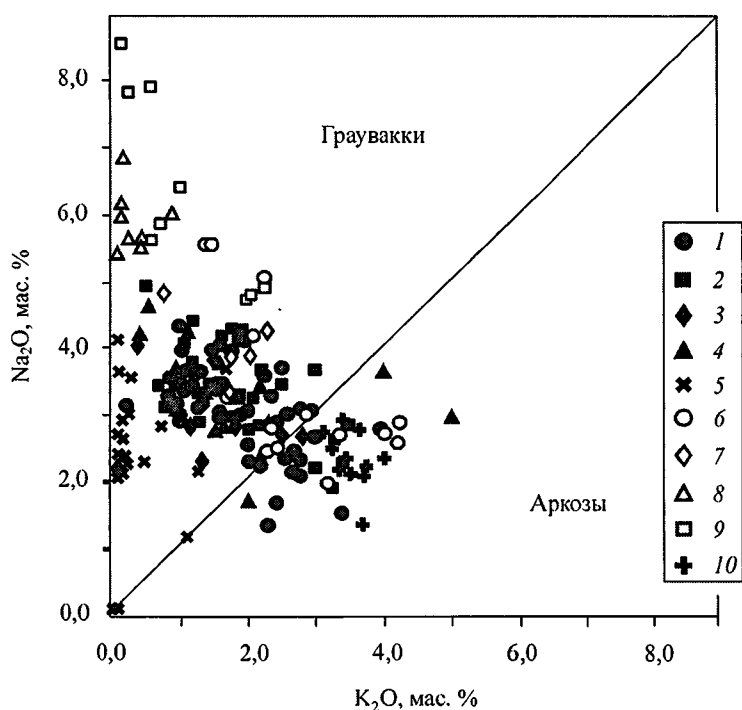
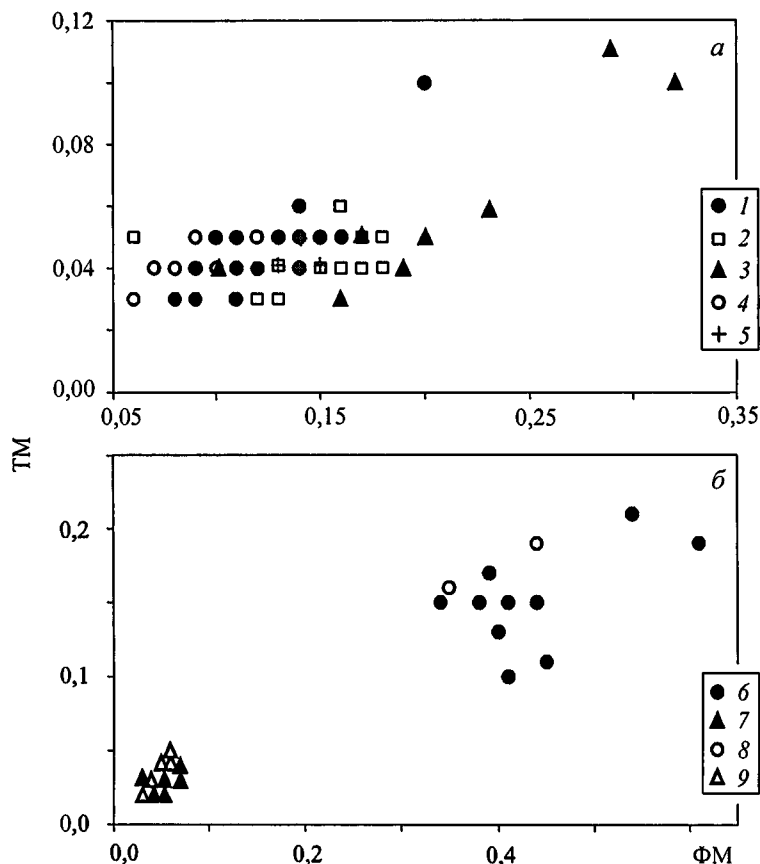


Рис. 128. Диаграмма K_2O-Na_2O (Петтиджон и др., 1976) для отложений окинской серии и хайсуинской свиты. 1–5 – окинская серия: 1 – алевриты, 2 – песчаники (I), 3 – песчаники (II), 4 – аркозы, 5 – пирокластическая; 6–10 – хайсуинская свита: 6 – алевриты, 7 – кварцевые песчаники (I), 8 – кварцевые песчаники (II), 9 – вакки, 10 – аркозы

са рассматриваемых нами пород за счет смещения кластиков, поступавшей из различных областей сноса.

Для реконструкции тектонического режима источников сноса во время фор-

мирования отложений окинской серии и хайсуинской свиты нами также были использованы диаграммы М. Бхатия (Bhatia, 1983) (рис. 132). В результате проведенных исследований установлено, что алев-

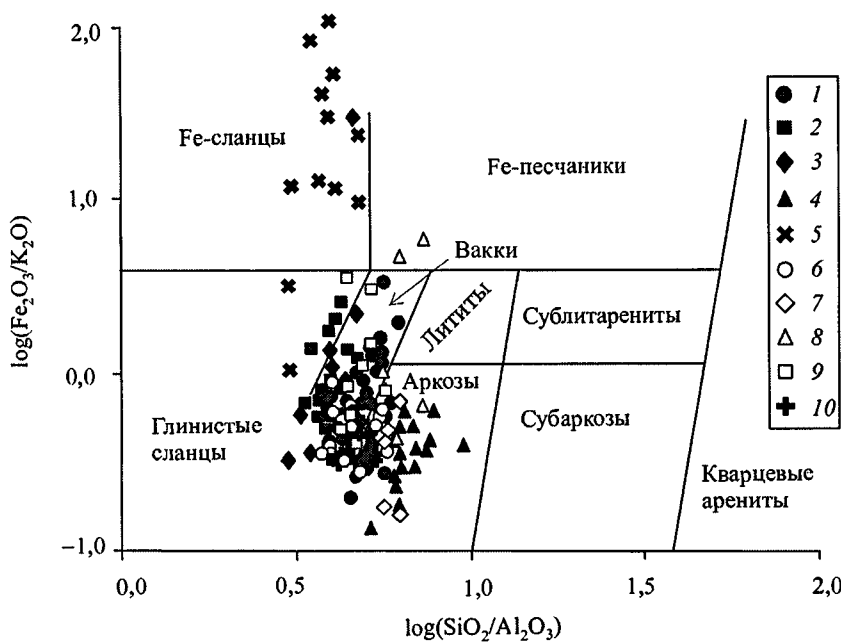


Рис. 129. Диаграмма $\log(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3) - \log(\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O})$ (Herron, 1988) для отложений окинской серии и хайсуинской свиты. Условные обозначения см. рис. 128

Рис. 130. Диаграмма $\text{K}_2\text{O} - \text{Na}_2\text{O} - \text{CaO}$ (Bhatia, 1983) для терригенных отложений окинской серии и хайсуинской свиты. А – андезиты; D – дациты; Gr – гранодиориты; G – граниты; R – рециклированные осадки. Остальные условные обозначения см. рис. 128

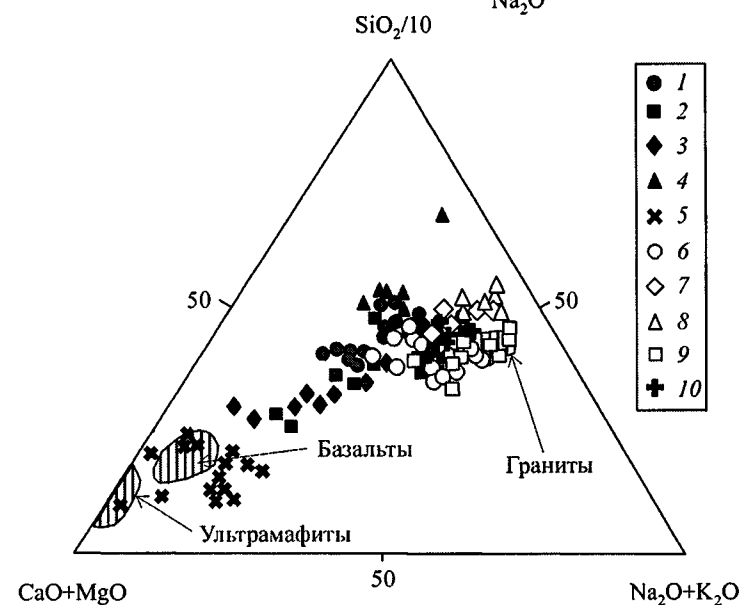
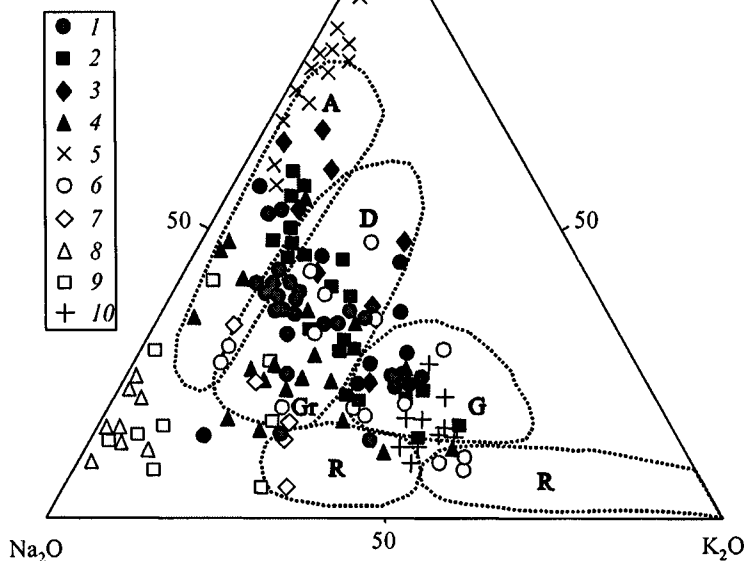


Рис. 131. Диаграмма $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - (\text{CaO} + \text{MgO}) - \text{SiO}_2/10$ (Тейлор, МакЛеннан, 1988) для терригенных пород окинской серии и хайсуинской свиты. Условные обозначения см. рис. 128

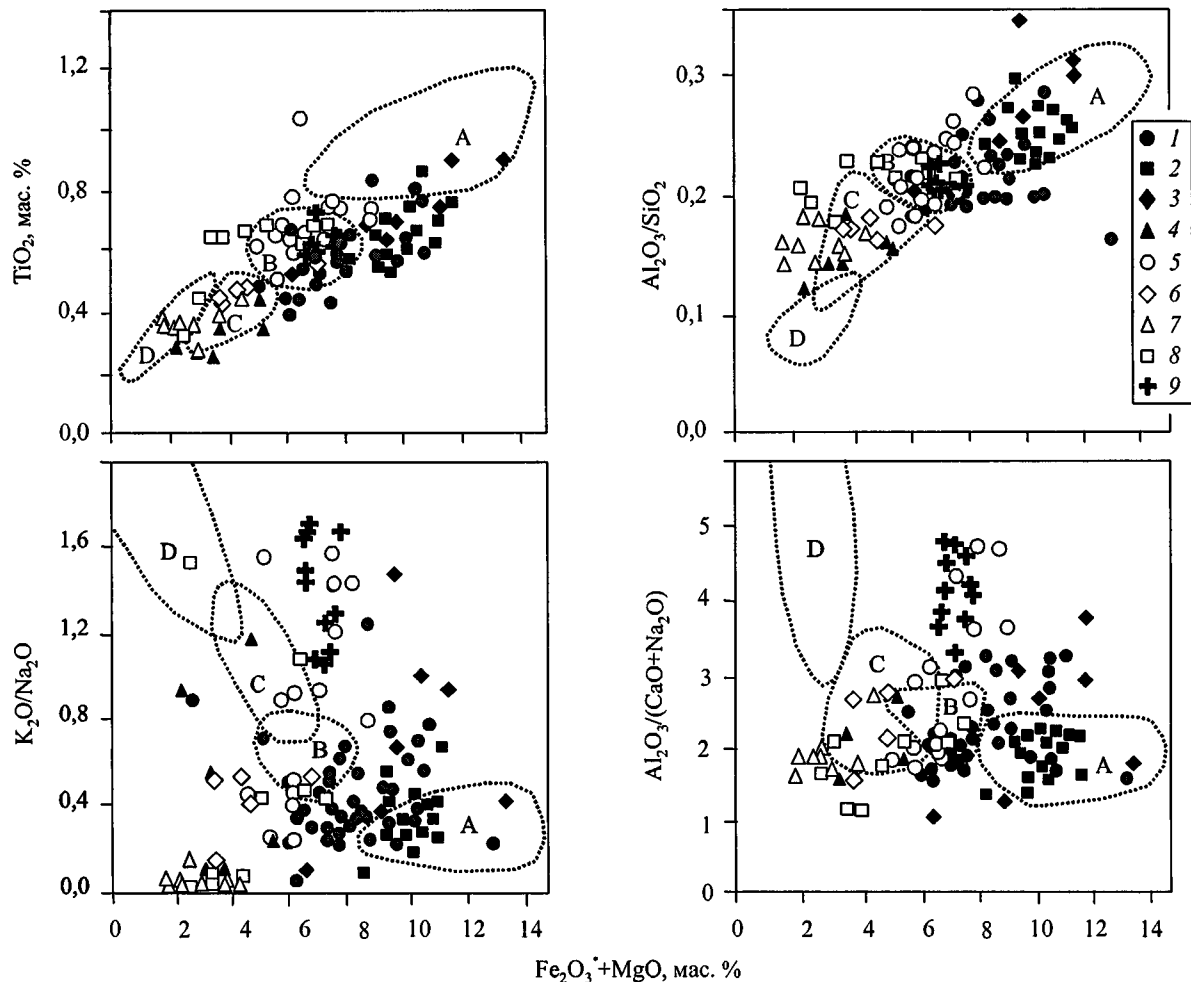


Рис. 132. Положение фигуративных точек составов метатерригенных пород окинской серии и хайсуинской свиты на диаграммах М. Бхатия (Bhatia, 1983).

A – океаническая островная дуга; B – континентальная островная дуга; C – активная континентальная окраина; D – пассивная континентальная окраина. Окинская серия: 1 – алевролиты, 2 – песчаники (I), 3 – песчаники (II), 4 – аркозы; хайсуинская свита: 5 – алевролиты, 6 – кварцевые песчаники (I), 7 – кварцевые песчаники (II), 8 – вакки, 9 – аркозы. $\text{Fe}_2\text{O}_3^* = \text{Fe}_2\text{O}_3 + 1.1\text{FeO}$

ролиты флишеидной толщи, вакки, аркозы и алевролиты хайсуинской свиты унаследовали геохимические характеристики пород континентальных дуг. Песчаники окинской серии образовались за счет разрушения пород океанических дуг. Аркозы вулканогенно-осадочной толщи окинской серии и кварцевые песчаники хайсуинской свиты имеют характеристики, сходные с характеристиками отложений активных континентальных окраин. Группы пород, содержащих пирокластический материал, не относятся к песчаникам и поэтому не могут быть рассмотрены на указанных выше диаграммах, но на том основании, что материалом для их образования послужили основные вулканы, можно предположить, что они связаны с островными дугами.

Таким образом, источниками сноса для терригенных пород окинской серии и хайсуинской свиты являлись породы активной континентальной окраины, континентальной и океанической дуг.

Распределение РЗЭ в породах окинской серии

Для выделенных выше литотипов окинской и хайсуинской свиты установлено три типа нормированных на хондрит спектров распределения РЗЭ (рис. 133). Первый тип присущ только породам окинской серии и характеризуется отчетливым обеднением тяжелыми РЗЭ и наиболее высокими значениями La_N/Yb_N (11.3–23.2) при практическом отсутствии европиевого минимума ($\text{Eu}/\text{Eu}^* - 0.80-1.01$). Такой тип

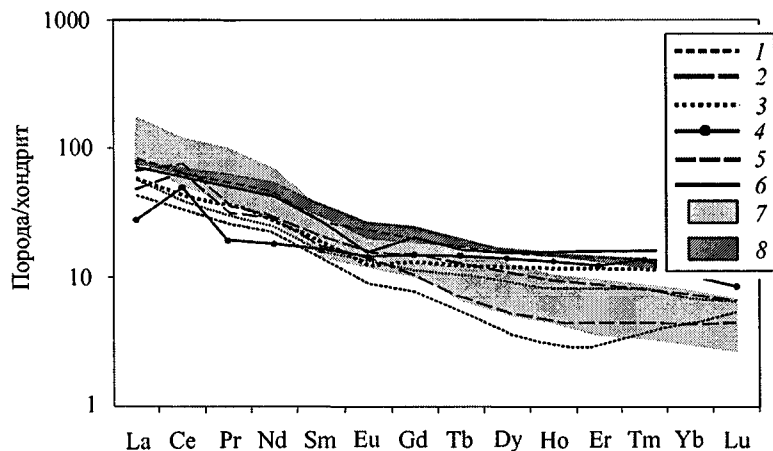


Рис. 133. Типы распределения нормированных на хондрит РЗЭ в метатерригенных породах окинской серии и хайсуинской свиты.

I тип – алевролиты (1), песчаники окинской серии (2); II тип – пирокластика окинской серии (4); III тип – аркозы окинской серии (3) и хайсуинской свиты (5), вакки хайсуинской свиты (6); 7 – поле плагиогнейсов и плагиогранитов раннедокембрийской Гарганской глыбы; 8 – поле неопротерозойских вулканитов сархойской серии (по: Кузьмичев, 2004)

спектров характерен для архейских терригенных образований, в качестве источников кластики для которых выступали главным образом породы ТТГ-ассоциаций (Тейлор, МакЛеннан, 1988). Аналогичное распределение лантоноидов ($La_N/Yb_N = 16-50$) имеют позднеархейские плагиогнейсы и плагиогранитоиды Гарганского блока, что позволяет рассматривать их в качестве наиболее вероятного источника сноса для терригенных пород с первым типом спектров распределения РЗЭ. Второй тип спектров наблюдается в туффитах окинской серии, обладающих наиболее низкими концентрациями ЛРЗЭ и относительно пологим общим характером распределения нормированных на хондрит содержаний РЗЭ ($La_N/Yb_N = 4.02$), что отличает его от остальных литотипов окинской серии и хайсуинской свиты. Указанный характер спектров РЗЭ, типичный для пород основного состава, подтверждает генетическую связь туффитов с продуктами базальтоидного вулканизма. Для пирокластических пород также отмечено отсутствие отрицательной Eu аномалии ($Eu/Eu^* = 0.92$), что является чертой, унаследованной от материнских образований. Третий тип распределения РЗЭ, свойственный аркозовым песчаникам и ваккам, не обнаруживает резкого деплетирования ТРЗЭ, что, в свою очередь, делает спектры этих литотипов более крутыми ($La_N/Yb_N = 9.5-12.1$). Отрицательная европиевая аномалия в названных литотипах также практически отсутствует (среднее $Eu/Eu^* = 0.92$). Этот тип спектров, по сути, занимает промежуточное положение между двумя первыми и сходен с таковым пород сархойской серии (см. рис. 133). Аркозовые песча-

ники и вакки хайсуинской свиты незначительно обеднены ТРЗЭ, что делает тренд распределения в них РЗЭ достаточно пологим ($La_N/Yb_{\text{Наркозы}} = 6.48$, $La_N/Yb_{\text{Нвакки}} = 5.51$). Аркозы характеризуются отсутствием Eu аномалии ($Eu/Eu^* = 1.00$), тогда как для вакк она достаточно хорошо выражена ($Eu/Eu^* = 0.64$).

Следует отметить, что алевролиты и песчаники окинской серии и хайсуинской свиты обладают пониженным содержанием легких РЗЭ по сравнению с вулканитами сархойской серии и позднеархейскими плагиогнейсами и плагиогранитоидами Гарганского блока, что свидетельствует об участии базитовых источников сноса в образовании слагающего их терригенного материала. Для песчаников и пирокластических пород окинской серии характерна также ярко выраженная положительная Се аномалия (Ce/Ce^* , соответственно, 1.45–1.59 и 2.11).

Выполненный нами анализ особенностей распределения РЗЭ в терригенных отложениях окинской серии и хайсуинской свиты позволяет ограничить их вероятные источники сноса раннедокембрийскими породами Гарганского блока, неопротерозойскими вулканитами сархойской серии, а также породами Дунжугурского офиолитового комплекса, служившими поставщиком наиболее мафического терригенного материала.

Так как для пород окинской серии характерно три различных источника сноса материала, то это в полной мере отразилось на трендах распределения РЗЭ данных литотипов. Ни один из трендов РЗЭ выделенных литотипов окинской серии и концентрации радиоактивных элементов не сопоставим с РААС (табл. 43). Так, у песча-

**Содержание радиоактивных, редкоземельных элементов в терригенных породах
окинской серии и PAAS, г/т**

	U	Th	Th/U	La _N /Yb _N	Eu/Eu*	La/Th	Th/Sc	La/Sc	Ce/Ce*
PAAS	3.1	14.6	4.71	9.2	0.66	2.8	0.9	2.4	
Флишоидная толща									
Алевролиты	0.72	2.56	3.56	15.25	0.80	5.30	0.12	0.65	0.99
Песчаники (I)	0.5	3.09	6.18	23.16	1.01	6.74	0.11	0.77	1.45
Песчаники (II)	0.47	2.62	5.57	9.83	0.86	5.81	0.10	0.56	1.59
Вулканогенно-осадочная толща									
Аркозы	0.4	2.42	6.05	12.61	0.97	7.45	0.22	1.64	0.90
Пирокластические породы	0.16	0.81	5.06	4.02	0.99	10.72	0.03	0.36	2.11

ников флишоидной толщи наблюдается отсутствие отрицательной Eu аномалии (рис. 134). Алевролиты характеризуются резким обеднением тяжелыми РЗЭ. Для пород вулканогенно-осадочной толщи отмечается практически плоский тренд распределения РЗЭ. В аркозовых песчаниках и пирокластических породах этой толщи проявлено обеднение по сравнению с PAAS легкими РЗЭ (рис. 135).

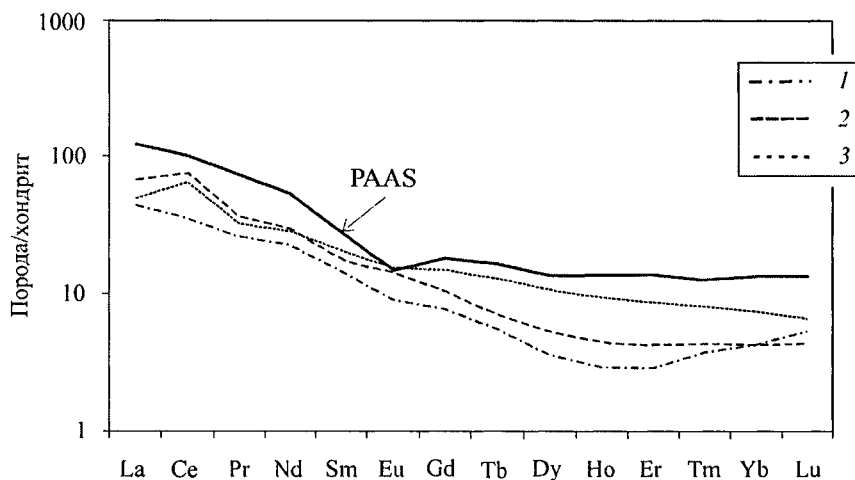
Таким образом, терригенные отложения окинской серии практически полностью наследуют состав РЗЭ трех типов исходных пород, имеющих типоморфные для каждого из них геохимические характеристики, отличающие их от PAAS, пород фундамента и осадочных образований чехла Сибирской платформы. Это позволяет предполагать, что накопление пород названной серии происходило не в пределах активной континентальной окраины Сибирской платформы, а в локальном бассейне в краевой части Тувино-Монгольского микроконтинента, где отсутствовали условия для усреднения состава кластики или, иными словами, осадконакопление имело проксимальный характер.

Рис. 134. Нормированные на хондрит спектры распределения РЗЭ в породах флишоидной толщи окинской серии.

1 – алевролиты; 2 – песчаники (I);
3 – песчаники (II)

Sm-Nd изотопные характеристики терригенных образований окинской серии и хайсуинской свиты

В целях более корректной оценки вероятных источников сноса исследован изотопный состав Sm и Nd терригенных пород окинской серии и хайсуинской свиты, а также потенциальных пород питающей провинции – пород фундамента Гарганской глыбы и среднекислых вулканитов сархойской серии. При расчете Nd-модельного возраста и значений ϵ_{Nd} использованы современные величины отношений для деплетированной мантии (DM) и CHUR (Goldstein, Jacobsen, 1988; Jacobsen, Wasserburg, 1984). Значения параметра ϵ_{Nd} рассчитаны на $t = 800$ млн лет, что соответствует верхней возрастной границе осадконакопления и вулканизма в регионе исходя из возраста прорывающих стратифицированные образования тоналитов Сумсунурского комплекса (U-Pb возраст циркона ~ 800 млн лет (Кузьмичев, 2004).



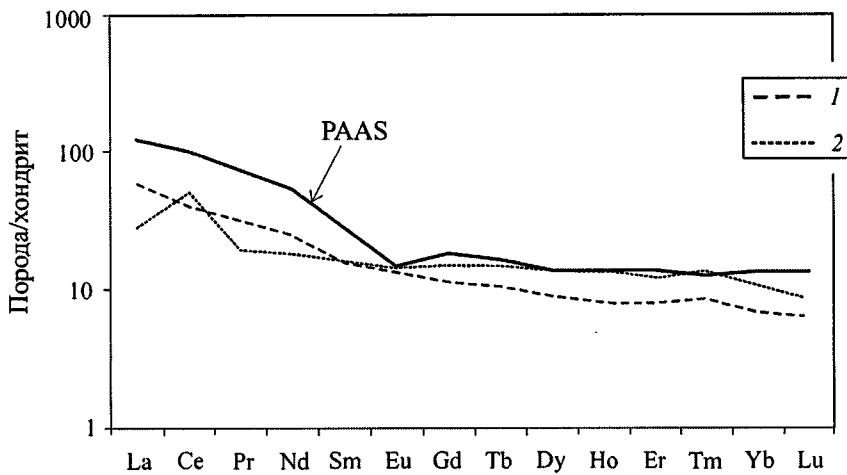


Рис. 135. Нормированные на хондрит спектры распределения РЗЭ в породах вулканогенно-осадочной толщи окинской серии.
1 – аркозы; 2 – пирокластические образования

лет, не обнаруживая закономерных вариаций в зависимости от пространственного положения отобранных для исследований образцов.

В результате проведенных исследований установлено, что раннедокембрийские плагиогнейсы и плагиогранитоиды тоналит-трондьемитового состава Гарганского блока имеют мезоархейский Nd-модельный возраст ($T_{DM} = 2.8\text{--}3.0$ млрд лет, табл. 44). Неопротерозойские среднекислые вулканы сархойской серии характеризуются отрицательными значениями $\epsilon_{Nd}(800)$ (от -1.4 до -5.5) и $T_{DM} = 1.6\text{--}2.0$ млрд лет, что указывает на значительный вклад в их образование мезоархейской коры фундамента Гарганского блока и согласуется с заключением о развитии вулканизма в обстановке активной континентальной окраины (Кузьмичев, 2004). Терригенные породы окинской серии и хайсуинской свиты имеют существенные вариации изотопных параметров: $\epsilon_{Nd}(800)$ от -0.5 до -9.1 и $T_{DM} = 1.5\text{--}2.3$ млрд

Близкий диапазон Nd-модельного возраста (T_{DM} от 2.2 до 1.3 млрд лет) в целом характерен для метатерригенных пород микроконтинентов Центрально-Азиатского складчатого пояса (Коваленко и др., 2003). Nd-модельный возраст метатерригенных образований и присущие им величины $\epsilon_{Nd}(800)$ частично перекрываются с таковыми вулканитов сархойской серии, что может быть расценено как доминирование последних на палеоводосборах во время накопления отложений сархойской серии. Вместе с тем наличие пород как с более древним (2.3 млрд лет), так и более молодым (1.5 млрд лет) Nd-модельным возрастом в сравнении с породами сархойской серии указывает на вклад других источников сноса в их образование. Раннедокембрийским коровым источником, скорее всего, служили плагиогнейсы

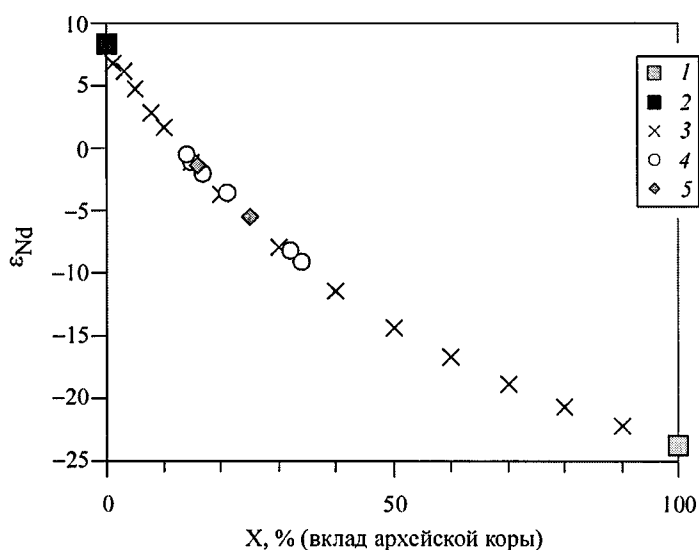
Таблица 44

Sm-Nd изотопные данные для пород Тувино-Монгольского блока

№ п.п.	Номер образца	Sm, г/г	Nd, г/г	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	T_{DM} , млн лет	$\epsilon_{Nd}(800)$	Порода
1	11/97	2.9	14.9	0.1180	0.512202 ± 13	1510	-0.5	Алевриты
2	P-20/97	3.1	17.7	0.1041	0.511735 ± 3	1964	-8.2	Песчаники
3	C-32/97	3.5	17.2	0.1215	0.512141 ± 9	1667	-2.0	Аркозы
4	C-40/97	2.8	13.7	0.1233	0.511789 ± 6	2288	-9.1	—«—
5	C-45/05	5.1	23.5	0.1310	0.512238 ± 17	1680	-1.1	Песчаники
6	C-11/05	5.5	27.5	0.1210	0.512055 ± 6	1798	-3.6	Аркозы
7	1079/1-87	4.9	21.4	0.1220	0.512173 ± 4	1623	-1.4	Риодациты
8	167/1-01	6.8	32.6	0.1261	0.511988 ± 5	2018	-5.5	Андезиты
9	P-21-05	5.5	31.0	0.1077	0.511113 ± 4	2913	-20.7	Плагиогнейсы
10	P-15-05	3.2	19.1	0.1021	0.510968 ± 2	2963	-22.9	—«—
11	P-30-05	2.0	16.1	0.0764	0.510594 ± 18	2822	-27.6	Плагиограниты

Примечание. 1–6 – терригенные породы; 7–8 – вулканы сархойской серии; 9–11 – архейские породы фундамента Гарганского блока. Значение $\epsilon_{Nd}(800)$ рассчитано для $t = 800$ млн лет.

Рис. 136. Вклад различных источников сноса в образование метатерригенных пород окинской серии и хайсуинской свиты. Источники сноса: 1 – архейский коровый; 2 – неопротерозойский базитовый; 3 – линия смешения; 4 – терригенные осадки окинской серии и хайсуинской свиты; 5 – среднекислые вулканиты сархойской серии



и плагиогранитоиды Гарганского блока, поскольку их возможное участие в формировании алюмосиликокластики позволяет также объяснить присущие алевrolитам и песчаникам заметно фракционированные спектры РЗЭ с повышенными значениями La_N/Yb_N . Снижение Nd-модельного возраста до 1.5 млрд лет может быть следствием присутствия в области эрозии неопротерозойских основных пород Дунжугурского офиолитового комплекса или Сархойской палеодуги. Участие раннедокембрийской коры окраины Сибирского кратона представляется менее вероятным. Раннедокембрийские породы метаморфических комплексов и гранитоиды выступов фундамента юго-западной окраины Сибирского кратона характеризуются, как правило, преимущественно калиевым типом щелочности и обладают отчетливой отрицательной Eu аномалией, которая проявлена и на редкоземельных спектрах как ранне- и позднедокембрийских метапелитов окраины кратона (Ножкин и др., 2003), так и пород позднедокембрийских метаграувакковых комплексов, образованных при участии терригенного материала, поступавшего с кратона (Дмитриева и др., 2006г).

Возможный вклад различных источников сноса в формирование терригенных пород окинской серии и хайсуинской свиты рассчитан по модели бинарного смешения, описываемой уравнением $X_2 = ((\epsilon_1 - \epsilon_{mix})Nd_1) / (\epsilon_{mix}(Nd_2 - Nd_1) - (\epsilon_2 Nd_2 - \epsilon_1 Nd_1))^{32}$. Для количественной оценки в качестве конечных членов смешения рассмотрены мезоархейские породы фундамента Гарганской глыбы ($\epsilon_{Nd}(800) = -23.7$, $Nd = 24$ г/т) и

неопротерозойские основные вулканиты Сархойской палеодуги и Дунжугурского офиолитового комплекса ($Nd = 6-10$ г/т), для которых величина $\epsilon_{Nd}(800) = +8.3$ принята равной деплетированной мантии соответствующего времени. При указанных параметрах вклад мезоархейской коры в области питающей провинции составляет от 14 до 34 % (рис. 136). Такая оценка должна рассматриваться как максимальная, поскольку частично может быть компенсирована значительно большим участием среднекислых вулканитов сархойской серии при пропорциональном снижении вклада неопротерозойских пород основного состава.

Таким образом, распределение петрогенных и редкоземельных элементов в неопротерозойских терригенных отложениях окинской серии и хайсуинской свиты и их Sm-Nd-систематика находят логическое объяснение в том случае, если их накопление происходило в осадочных бассейнах, непосредственно сопряженных с Тувино-Монгольским микроконтинентом. Источником сноса обломочного материала, с одной стороны, служили породные ассоциации раннедокембрийского фундамента массива и его активной континентальной окраины, а с другой – основные вулканиты Дунжугурской островной дуги.

³² Здесь ϵ_{mix} , ϵ_1 и ϵ_2 – значения ϵ_{Nd} для результирующей смеси (осадков), первого (древнего корового) и второго (неопротерозойского базитового) компонентов, соответственно, Nd_1 и Nd_2 – содержание Nd в двух компонентах, X_2 – доля второго компонента.

На основе обширного оригинального авторского банка данных о химическом составе и геохимических особенностях тонкозернистых алюмосиликокластических пород (аргиллитов, глинистых сланцев и метапелитов) наиболее полных на территории Северной Евразии разрезов рифея Южного Урала, Камско-Бельского авлаогена, Учуро-Майского региона и Енисейского кряжа выполнено их сопоставление и установлены основные закономерности формирования.

Анализ кларков концентрации широкого спектра элементов-примесей в тонкозернистых терригенных породах рифея дал возможность рассмотреть особенности геохимической специализации различных литостратиграфических уровней всех названных выше регионов, а также стратонов рифея и осадочных мегапоследовательностей в целом.

Показаны особенности долговременных изменений состава размывавшейся в рифее верхней континентальной коры, а также соотношение петрогенной и литогенной алюмосиликоккластики в ряде рифейских мегапоследовательностей.

Результаты проведенных исследований достаточно многоплановы; в первом приближении их можно суммировать следующим образом.

Установлено, что литохимические особенности тонкозернистых терригенных пород рифея изученных регионов указывают на преобладание среди них хлорит-гидрослюдистых образований. В то же время на ряде уровней в исходном составе глинистых сланцев и аргиллитов можно предполагать присутствие существенной доли монтмориллонита и(или) калиевых полевых шпатов. Последнее являлось ранее одним из основных аргументов в пользу предположения о формировании осадочных последо-

вательностей рифея преимущественно в условиях семигумидного(семиаридного) климата. В настоящее время эта точка зрения подкреплена данными о медианных значениях индекса химического изменения (CIA): для глинистых сланцев и аргиллитов рифея Южного Урала медианное значение CIA составляет ~ 66, для тонкозернистых терригенных пород рифея Учуро-Майского региона указанный параметр равен ~ 70, для метапелитов и глинистых сланцев Енисейского кряжа – 72. Только для аргиллитов Камско-Бельского авлаогена медианная величина CIA заметно ниже (~ 61), что указывает, наряду с данными о величине отношения K_2O/Al_2O_3 , на существенную роль в данной мегапоследовательности петрогенной тонкой алюмосиликоккластики.

По величине гидролизатного модуля подавляющее большинство глинистых пород всех мегапоследовательностей рифея является, по классификации (Юдович, Кетрис, 2000), нормо- и суперсиаллитами; подчиненная роль принадлежит силитам, гипосиаллитам и гидролизатам (число последних несколько выше в разрезах Учуро-Майского региона и Енисейского кряжа). Наибольшее медианное значение ГМ (0.43) характерно для глинистых пород рифея Енисейского кряжа, почти такое же значение характерно для тонкозернистых терригенных пород Учуро-Майского региона (0.42), тогда как глинистые сланцы и аргиллиты эталона рифея имеют заметно пониженное медианное значение ГМ (0.37). Наибольшей дисперсией величины Na_2O+K_2O характеризуется тонкая алюмосиликоккластика рифея Учуро-Майского региона, наименьшей – исходно глинистые породы рифея Енисейского кряжа. Все сказанное достаточно хорошо коррелируется с данными по индексу CIA и позволяет сделать вывод, что наиболее зрелыми в литохимическом от-

ношении являются глинистые породы рифея Енисейского крыжа.

Вариации отношения K_2O/Al_2O_3 в рассмотренных нами мегапоследовательностях характеризуются несколько различными тенденциями. В эталонном разрезе рифея два интервала (низы нижнего рифея и низы верхнего рифея) обладают относительно высокими значениями K_2O/Al_2O_3 (0.2–0.55); они разделены продолжительным интервалом (верхи нижнего и практически весь средний рифей) формирования отложений с более низкими величинами K_2O/Al_2O_3 (0.15–0.35). На верхних уровнях каратавия (инзерская свита) медианная величина отношения K_2O/Al_2O_3 возрастает до ~ 0.42.

Таким образом, на протяжении рифея в область седиментации, располагавшуюся в пределах современного западного склона Южного Урала, дважды поступал относительно слабо преобразованный на палеоводосборах и путях транспортировки тонкозернистый терригенный материал (преимущественно петрогенный). В гипостратотипе рифея вверх по разрезу отчетливо выражен тренд последовательного снижения значений K_2O/Al_2O_3 , что указывает на постепенную смену относительно слабо преобразованной на палеоводосборах тонкой алюмосиликокластики петрохимически более зрелой (начиная примерно с тоттинского уровня). В разрезе рифея Енисейского крыжа доминирует достаточно зрелый в петрохимическом отношении (рециклированный) материал; какие-либо значительные вариации K_2O/Al_2O_3 здесь отсутствуют.

По содержаниям Sc и величине отношения Th/Sc подавляющее большинство глинистых сланцев и аргиллитов всех исследованных нами разрезов рифея существенно отличаются от «среднего архейского аргиллита», приближаясь к средним значениям для постархейских глинистых сланцев.

Содержания Cr и Ni в подавляющем большинстве тонкозернистых терригенных пород рифея Башкирского мегантиклинория, Камско-Бельского авлакогена, Учуро-Майского региона и Енисейского крыжа также соответствуют тем, что типичны для постархейских составов. Положение фигуративных точек глинистых сланцев на диаграмме Ni–Cr свидетельствует, что мафические субстраты с высокими содержаниями Cr и Ni не играли значительной роли при формировании осадочных мегапоследовательностей рифея. Этот же вывод следует и из анализа содержаний в тонкозернистых терригенных образованиях рифея всех названных регионов Th и La.

Весьма показательно также и то, что по соотношению Co/Hf и Ce/Cr, с одной стороны, а также Gd_N/Yb_N и Eu/Eu^* , с другой, тонкозернистые терригенные породы всех мегапоследовательностей рифея могут быть позиционированы как образования, не имеющие в своем составе значительной доли продуктов размыва примитивных архейских субстратов.

Из сказанного выше, а также с учетом пониженных значений La/Th и относительного обогащения проанализированных нами осадочных образований Hf, очевиден вывод о том, что источник подавляющей части тонкой алюмосиликокластики для осадочных мегапоследовательностей рифея изученных регионов можно определить как зрелый сиалический; роль вулканитов основного и среднего состава как поставщиков обломочного материала была существенно менее значимой.

Вместе с тем распределение РЗЭ в глинистых сланцах и метапелитах рифея Башкирского мегантиклинория, Камско-Бельского авлакогена, Учуро-Майского региона и Енисейского крыжа демонстрирует ряд особенностей, которые можно рассматривать как в определенной мере связанные с изменением состава пород источников сноса во времени. Так, в стратотипе рифея тонкозернистые терригенные породы с максимально высокими значениями отношения La_N/Yb_N , указывающими на преобладание в областях размыва гранитоидов, наблюдаются на саткинском (~ 1550 млн лет), бакальском (~ 1430 млн лет) и катавском (~ 950–900 млн лет) уровнях. Низкие же значения указанного параметра в мелкозернистых алевролитах и глинистых сланцах зиган-гинской (~ 1300 млн лет) и миньярской (~ 840 млн лет) свит позволяют предполагать присутствие в эти отрезки времени на палеоводосборах пород основного состава. В Учуро-Майском регионе максимальное на

сокие значения La_N/Yb_N характерны для тонкозернистых терригенных образований базальных уровней рифейской мегапоследовательности (1600–1500 млн лет); вверх по разрезу величина La_N/Yb_N в глинистых сланцах последовательно снижается. К началу позднего рифея (уйское время), исходя из значений La_N/Yb_N порядка 5.8–7.1 можно считать, что в областях сноса заметная роль принадлежала породам основного состава. Это является независимым аргументом в пользу представлений о проявлении на рассматриваемой территории в самом начале позднего рифея процессов рифтогенеза. Основываясь на характере спектров РЗЭ, можно также считать, что при формировании рифейской мегапоследовательности Енисейского кряжа источниками сноса служили и кислые, и основные субстраты (медиана $La_N/Yb_N = 8.43$), а соотношение между ними в течение большей части сухопитского и тунгусикского времени кардинальным образом не менялось. Исключением являются отложения основания рифейского разреза (кординская свита) и чингасанский уровень верхнего рифея, глинистые породы которых характеризуются максимальными значениями La_N/Yb_N , свидетельствующими о доминировании гранитоидного материала на палеоводосборах.

Анализ Sm-Nd систематики тонкозернистых терригенных пород осадочных мегапоследовательностей рифея выявил преобладание у них значений модельного возраста в диапазоне 2.5–1.7 млрд лет, что, на первый взгляд, свидетельствует о формировании их за счет преимущественно раннепротерозойских субстратов. Вместе с тем, учитывая существенную роль в формировании верхней континентальной коры процессов рециклинга, более вероятным представляется участие архейских комплексов, но в значительной мере трансформированных в раннем протерозое, а также образованных за их счет осадков. Дополнительным источником сноса на протяжении рифея, очевидно, служил ювенильный мафический материал, вклад которого фиксируется понижением величин Nd-модельного возраста на определенных уровнях. Наиболее ярко это выражено для глинистых сланцев и аргил-

литов рифея Южного Урала. В составе рифейских отложений Учуро-Майского региона также доминируют исходно глинистые породы с раннепротерозойскими модельными возрастами, однако в конце среднего и начале позднего рифея в областях сноса в размыв вовлекался ювенильный мантийный материал. Анализ Sm-Nd систематики метапелитов и глинистых сланцев Енисейского кряжа показал, что метапелиты нижней части сухопитской серии имеют Nd-модельный возраст 2.4 млрд лет и $\epsilon_{Nd}(T) = -6.1$, а средней – соответственно, 2.2–2.0 млрд лет и $-4.4 \dots -2.9$.

Таким образом, питающей провинцией в начале сухопитского времени были гранитогнейсовые блоки Сибирского кратона. В среднесухопитское время наряду с продуктами разрушения раннедокембрийских кратонных источников в область седиментации поступал и ювенильный материал. В метапелитах верхней части серии Nd-модельный возраст увеличивается до 2.4–2.3 млрд лет, а $\epsilon_{Nd}(T)$ снижается до $-6.6 \dots -7.2$. Следовательно, можно предполагать, что в эту эпоху на палеоводосборах вновь преобладали раннедокембрийские гранитогнейсовые ассоциации, в том числе и высокотермические. Алеврито-глинистые отложения тунгусикской серии, имеющие примесь вулканогенного материала, характеризуются более низкими Nd-модельными возрастами (~ 1.8 млрд лет) и повышенными, в сравнении с метапелитами погоруйской свиты, величинами $\epsilon_{Nd}(T) = -2.8 \dots -4.4$, что, вероятно, обусловлено относительно быстрым (недолгим) размывом ювенильного источника. Метапелиты верхневороговской и глушихинской (кайтбинской) серий, сформированные в постколлизийную (после 0.85 млрд лет) стадию развития Енисейского кряжа, обладают $T_{Nd}(DM)$ порядка 1.9–2.1 млрд лет и значениями $\epsilon_{Nd}(T)$ от -3.5 до -6.6 . Более низкое значение $T_{Nd}(DM)$ 1.8 млрд лет и более высокая величина $\epsilon_{Nd}(T) = -0.9$ в метапелитах оленьинской свиты указывает, вероятно, на присутствие в их составе существенной доли ювенильного туфогенного материала. Неоднократное гранитообразование в предчингасанскую эпоху не только нашло отражение в характере распределения РЗЭ в чингасанских метапелитах, но и

сопровождается более древним Nd-модельным возрастом по сравнению с тонкозернистыми обломочными образованиями тунгусикской и верхневороговской серий ($T_{Nd}(DM) = 2.4$ млрд лет, $\epsilon_{Nd} = -13.9 \dots -14.1$). Все вместе это позволяет предполагать эрозию в конце позднего рифея более глубоких уровней коры и вовлечение в осадконакопление материала позднеархейско-раннепротерозойских комплексов.

Более высокие, нежели в PAAS, содержания Th и U в тонкозернистых терригенных породах рифея Енисейского кряжа позволяют предполагать, что размывавшиеся при их формировании субстраты были заметно более зрелыми, чем те, что являлись источниками тонкой алюмосиликоккластики для осадочных мегапоследовательностей Южного Урала и Учуро-Майского региона. Высокая зрелость – геохимическая дифференцированность раннедокембрийской коры юго-западной окраины Сибирского кратона (Ангарио-Канский, Бирюсинский, Китойский блоки) подтверждается петролого-геохимическим исследованием гранулитогнейсовых, мигматит-гнейсовых и гранитоидных комплексов, обогащенных радиоактивными и редкими (PЗЭ, Zr, Hf и др.) элементами.

На примере наиболее полных разрезов позднего докембрия Северной Евразии на существенно более представительной, чем ранее, аналитической базе и с учетом методически надежных изотопных датировок в значительной степени уточнены особенности долговременных вариаций значений отношений Th/Sc, La/Sc, LPЗЭ/TPЗЭ и Eu/Eu* в тонкозернистых терригенных осадках. Установлено, что только величина Eu/Eu* в тонкозернистой алюмосиликоккластике рифея практически тождественна ее оценке для постархейских осадочных пород мира, данной в работах С. Тейлора и С. МакЛеннана (1988 и др.). Три других параметра обнаруживают на протяжении рифея (и венда) ряд экскурсов в сторону меньших и больших значений, что, по-видимому, связано с локальными изменениями состава питающих провинций, а также характера поступающего с палеоводо-сборов материала и особенностями палеогеографии, палеоклимата и палеотектоники, в той

или иной мере контролировавшимися таким фактором, как сборка и распад суперконтинента Родиния. Возможно, заметную роль в этом играло и прогрессирувавшее на протяжении позднего докембрия рециклирование осадочного материала.

Полученные нами новые данные позволяют предполагать, что изотопно-геохимические особенности тонкой алюмосиликоккластики в различных регионах Северной Евразии на протяжении более 1.1 млрд лет контролировались факторами, по преимуществу локальными. Вместе с тем для ряда эпох, например для интервала 1400–1350 млн лет (в типовой местности рифея это так называемое «машакское рифтогенное событие») или начала позднего рифея (наиболее ярко это событие выражено в гипостратотипической местности рифея), можно предполагать наложение на них факторов субглобальных, связанных с крупномасштабными рифтогенными и тому подобными событиями.

Анализ литогеохимических особенностей метатерригенных образований Канского, Арзыбейско-Дербинского и Тувино-Монгольских блоков южного обрамления Сибирской платформы позволил показать, что метатерригенные породы Канского блока соответствуют грауваккам островных дуг и являются по преимуществу петрогенными, или «first cycle» породами. Характерные для них пониженные значения CIA (50–66) и SiO_2/Al_2O_3 (3.3–6.1) свидетельствуют о невысокой степени зрелости терригенного материала. Совокупность геохимических и изотопных данных указывает также, что отложения Центрального террейна Канского блока сформированы за счет размыва локального источника сноса, представленного в основном раннепротерозойскими субдукционными магматическими комплексами, тогда как метаосадочные образования Идарского террейна этого же блока образованы в результате смешения кластики, поступающей из областей развития мезоэопротерозойской океанической и архейско(?)–палеопротерозойской континентальной коры.

Метатерригенные породы Арзыбейского и Дербинского террейнов, напротив, по своим литохимическим параметрам до-

вольно схожи. Это определяется в первую очередь общностью пород источников сноса (вулканы основного состава и Na-K гранитоиды). Метатерригенные породы Арзыбейского и Дербинского террейнов, также как и Канского блока, характеризуются невысокой степенью зрелости ($CIA \sim 46-56$, $SiO_2/Al_2O_3 \sim 3.2-5.4$). По содержанию петрогенных, редких и редкоземельных элементов метатерригенные породы обеих структур соответствуют грауваккам субдукционных обстановок. Наиболее вероятными источниками обломочного материала для них могли выступать породы островных дуг с высокими содержаниями ($Fe_2O_3^* + MgO$), Sr, Sc и Co с добавлением материала, образованного при эрозии более зрелых, геохимически дифференцированных пород с повышенными содержаниями K_2O , ЛРЗЭ, Th и Rb, характерными для гранитоидов и метаморфических комплексов фундамента Сибирского кратона. Проведенные нами расчеты показали, что в метатерригенных породах Арзыбейского террейна доля продуктов разрушения кислых пород составляет 65–70 %, тогда как граувакки Дербинского террейна примерно на 45–55 % состоят из тонкой алюмосиликокластики «основного» состава. Диапазон вариаций Nd-модельных возрастов метатерригенных пород равен 1022–2009 млн лет, что подтверждает участие древнего кратонического материала в их составе. Доля последнего максимальна (до 15–16 %) в метаморфизованных осадках Удинского (Дербинский террейн) и Крольского (Арзыбейский террейн) районов.

Имеющиеся в нашем распоряжении петрогеохимические и изотопные данные позволяют предполагать сходство состава, условий образования и источников сноса для метатерригенных отложений Арзыбейского и Дербинского террейнов. Формирование их имело место за счет разрушения пород мезопротерозойских островных дуг и краевой зоны Сибирского кратона в бассейне, имевшем черты окраинного.

Для неопротерозойских терригенных отложений краевых частей Тувино-Монгольского массива на основе новых геохимических и Sm-Nd изотопных данных восстановлен состав пород питающих провин-

ций, что позволило доказать их накопление в осадочных бассейнах, непосредственно обрамлявших этот древний континентальный блок. Значительные вариации в распределении РЗЭ в изученных терригенных отложениях, в том числе широкий диапазон La_N/Yb_N отношений (от 4 до 23), позволяют ограничить их вероятные источники сноса раннедокембрийскими образованиями Гарганской глыбы, неопротерозойскими вулканидами сархойской серии, а также породами Дунжугурского офиолитового комплекса, служившими поставщиком наиболее мафического терригенного материала. Исследованные терригенные породы имеют существенные вариации изотопных параметров: ϵNd_{800} от -0.5 до -9.1 и $T_{Nd}(DM) = 1.5-2.3$ млрд лет, которые частично перекрываются с таковыми вулканидов сархойской серии – $\epsilon Nd(800)$ от -1.4 до -5.5 и $T_{Nd}(DM) = 1.6-2.0$ млрд лет. Вместе с тем наличие пород как с более древним (2.3 млрд лет), так и более молодым (1.5 млрд лет) Nd модельным возрастом в сравнении с породами сархойской серии, указывает на вклад в их образование плагиогнейсов и плагиогранитоидов Гарганской глыбы ($T_{Nd}(DM) = 2.8-3.0$ млрд лет) и неопротерозойских основных пород Дунжугурского офиолитового комплекса. Величина вклада продуктов размытия позднеархейской коры, по нашим оценкам, составляет от 14 до 34 % и должна рассматриваться как максимальная, поскольку частично может быть компенсирована значительно большим участием средне-кислых субдукционных вулканидов сархойской серии при пропорциональном снижении вклада неопротерозойских пород основного состава.

Установленные в процессе исследований особенности распределения петрогенных и редкоземельных элементов в неопротерозойских терригенных отложениях окинской серии и хайсуинской свиты и их Sm-Nd изотопный состав находят свое логическое объяснение в том случае, если их накопление происходило в осадочных бассейнах, непосредственно сопряженных с Тувино-Монгольским микроконтинентом. Источниками обломочного материала в указанной ситуации служили, с одной стороны, породные ассоциации раннедокембрий-

ского фундамента микроконтинента и его активной континентальной окраины, а с другой – основные вулканиты Дунжугурской островной дуги.

Таким образом, осадки, накапливавшиеся в краевых частях древних платформ, являются зрелыми, нередко рециклированными образованиями, которые по своим геохимическим характеристикам хорошо сопоставимы как между собой, так и с модельным составом постархейских глинистых сланцев, принятым за средний состав верх-

ней континентальной коры. Осадочные образования отдельных докембрийских блоков в обрамлении древних платформ, напротив, не несут черт, характерных для зрелых осадков. Накопление их происходило в локальных бассейнах, имевших тесные связи с источниками сноса. Все это препятствовало полной гомогенизации (перемешиванию) тонкой алюмосиликокластики и усреднению состава осадков и вело к сохранению их геохимической и изотопной индивидуальности.

- Аблизин Б.Д., Ключина М.Л., Курбацкая Ф.А., Курбацкий А.М. Верхний рифей и венд западного склона Среднего Урала. М.: Наука, 1982. 140 с.
- Алексеев А.А. Рифейско-вендский магматизм западного склона Южного Урала. М.: Наука, 1984. 136 с.
- Алексеев А.А., Алексеева Г.В., Галиева А.Р. и др. Белорецкий эклогитоносный метаморфический комплекс (Южный Урал) – представитель особой фациальной серии метаморфизма // Докл. АН. 2002. Т. 383. № 3. С. 366–370.
- Аксенов Е.М. История геологического развития Восточно-Европейской платформы в позднем протерозое: Дис. ... докт. геол.-мин. наук. СПб: ИГГД РАН, 1998. 106 с.
- Аксенов Е.М., Солонцов Л.Ф. Рифей и венд востока Русской плиты // Докембрийские вулканогенно-осадочные комплексы Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1986. С. 117–127.
- Аксенов Е.М., Власов В.В., Волкова С.А. К палеогеографии валдайской серии северо-востока Волго-Камского края // Новые данные по геологии и нефтеносности Волго-Камского края. Казань: ГИ Мингео СССР, 1971. С. 346–353.
- Аксенов Е.М., Баранов В.В., Кавеев И.Х. и др. Новые данные по верхнему докембрию востока Русской плиты // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1984. № 7. С. 144–148.
- Аксенов Е.М., Изотов В.Г., Ситдикова Л.М., Гатиятуллин Н.С. Секвенс-стратиграфический анализ рифей-вендских формаций Камско-Бельского и Сергиевско-Абдулинского авлакогенов // Стратиграфия, палеонтология и перспективы нефтегазоносности рифея и венда восточной части Восточно-Европейской платформы: Тез. докл. Ч. 2. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 1999. С. 3–4.
- Аксенов Е.М., Келлер Б.М., Соколов Б.С. и др. Общая схема стратиграфии верхнего докембрия Русской платформы // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1978. № 12. С. 17–34.
- Акульмина Е.П., Ивановская А.В., Казанский Ю.П. Осадконакопление в позднем докембрии // Геология докембрия. Докл. сов. геологов. 24 сес. МГК. Проблема 1. Л.: Наука, 1972. С. 17–23.
- Алиев М.М., Морозов С.Г., Постникова И.Е. и др. Геология и нефтегазоносность рифейских и вендских отложений Волго-Уральской провинции. М.: Недра, 1977. 157 с.
- Андреев Ю.В., Иванова Т.В., Келлер Б.М. и др. Стратиграфия верхнего протерозоя восточной окраины Русской плиты и западного склона Южного Урала // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1981. № 10. С. 57–68.
- Анфимов Л.В. Рудообразование в рифейских осадочных толщах Башкирского мегантиклинория // Геология зоны сочленения Урала и Восточно-Европейской платформы. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1984. С. 109–112.
- Анфимов Л.В. Литогенез и эпигенетическое рудообразование в рифейских осадочных толщах Башкирского мегантиклинория (Южный Урал): Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1988. 33 с.
- Анфимов Л.В. Литогенез в рифейских осадочных толщах Башкирского мегантиклинория (Ю. Урал). Екатеринбург: УрО РАН, 1997. 288 с.
- Анфимов Л.В. Литогенез в эталонном разрезе рифея Северной Евразии // Проблемы литологии, геохимии и осадочного рудогенеза. М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001. С. 139–153.
- Анфимов Л.В., Крупенин М.Т., Петрищева В.Г. Микроэлементы и их корреляционное значение в карбонатных породах рифея Башкирского мегантиклинория на Южном Урале // Геохимия вулканических и осадочных пород Южного Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1987. С. 47–56.
- 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.
- Анфимов Л.В., Огородников О.Н., Коророва Е.В. Источники обломочного кварца рифейских пород на Южном Урале // Общие проблемы стратиграфии и геологической истории ри-

- фея Северной Евразии: Тез. докл. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1995. С. 13–14.
- Башарин А.К., Фрадкин Г.С., Беляев С.Ю., Хамхоева Т.М.* Проблема рифтов и надрифтовых структур в чехлах древних платформ Лавразии в связи с нафтидогенезом // Эволюция тектонических процессов в истории Земли: Материалы совещ. Т. 1. Новосибирск: Гео, 2004. С. 44–46.
- Беккер Ю.Р.* Позднедокембрийская моласса Южного Урала. Л.: Недра, 1968. 160 с.
- Беккер Ю.Р.* Венд Урала // Вендская система. Историко-геологическое и палеонтологическое обоснование. Т. 2. Стратиграфия и геологические процессы. М.: Наука, 1985. С. 76–83.
- Беккер Ю.Р.* Молассы докембрия. Л.: Недра, 1988. 288 с.
- Беличенко В.Г., Летникова Е.Ф., Гелетий Н.К.* Геологические особенности карбонатных отложений чехлов Тувино-Монгольского микроконтинента // Докл. АН. 1999. Т. 364. № 1. С. 80–83.
- Беличенко В.Г., Резницкий Л.З., Гелетий Н.К., Баращ И.Г.* Тувино-Монгольский массив (к проблеме микроконтинента Палеоазиатского океана) // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 6. С. 554–565
- Белоконь Т.В., Балашова М.М., Горбачев В.И.* Перспективы изучения нефтегазоносности верхнедокембрийских отложений востока Русской платформы // Отечественная геология. 1994. № 3. С. 3–10.
- Белоконь Т.В., Балашова М.М., Сиротенко О.И. и др.* Геодинамические условия формирования и преобразования рифейских толщ востока Русской платформы // Общие вопросы стратиграфии и геологической истории рифея Северной Евразии: Тез. докл. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1995. С. 18–19.
- Белоконь Т.В., Горбачев В.И., Балашова М.М.* Строение и нефтегазоносность рифейско-вендских отложений востока Русской платформы. Пермь: ИПК «Звезда», 2001. 108 с.
- Белякова Л.Т., Степаненко В.И.* Магматизм и геодинамика байкалитид фундамента Тимано-Печорской синеклизы // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 12. С. 106–117.
- Берзин Н.А.* Зона Главного разлома Восточного Саяна. М.: Наука, 1967. 147 с.
- Берзин Н.А., Колман Р.Г., Добрецов Н.Л. и др.* Геодинамическая карта западной части Палеоазиатского океана // Геология и геофизика. 1994. Т. 35. № 7–8. С. 8–28.
- Богатиков О.А., Богданова С.В., Борсук А.М. и др.* Магматические горные породы. Т. 6. М.: Наука, 1987. 438 с.
- Богданова С.В.* Земная кора Русской плиты в раннем докембрии (на примере Волго-Уральского сегмента). М.: Наука, 1986. 224 с.
- Богданова С.В.* Восточно-Европейский кратон: структура и докембрийская эволюция // Углеводородный потенциал фундамента молодых и древних платформ. Перспективы нефтегазоносности фундамента и оценка его роли в формировании и перестроении нефтяных и газовых месторождений: Матер. междунар. науч. конф. Казань: Изд-во Казанского ун-та, 2006. С. 38–40.
- Борукаев Ч.Б.* Структура докембрия и тектоника плит. Новосибирск: Наука, 1985. 190 с.
- Буякайте М.И., Кузмичев А.Б., Соколов Д.Д.* 718 млн лет – Rb-Sr эрохрона сархойской серии Восточного Саяна // Докл. АН СССР. 1989. Т. 309. № 1. С. 150–154.
- Вендская система. Историко-геологическое и палеонтологическое обоснование. Т. 2. Стратиграфия и геологические процессы. М.: Наука, 1985. 237 с.*
- Верниковская А.Е., Верниковский В.А., Вингейт М.Т.Д. и др.* Древнейшие гранитоиды Заангарья Енисейского кряжа: U-Th-Pb данные по цирконам // Докл. АН. 2004. Т. 397. № 2. С. 225–230.
- Верниковская А.Е., Верниковский В.А., Сальникова Е.Б. и др.* Неопротерозойские постколлизийные гранитоиды глушихинского комплекса, Енисейский кряж // Петрология. 2003. Т. 11. № 1. С. 53–67.
- Верниковский В.А., Верниковская А.Е.* Тектоника и эволюция гранитоидного магматизма Енисейского кряжа // Геология и геофизика. 2006. Т. 147. № 1. С. 35–52.
- Верниковский В.А., Метелкин Д.В.* К проблеме положения Сибири в структуре Родинии: анализ мезо-неопротерозойских континентальных окраин и палеомагнитных данных // Эволюция тектонических процессов в истории Земли: Материалы совещ. Т. 1. Новосибирск: Гео, 2004. С. 80–83.
- Верниковский В.А., Верниковская А.Е., Ножкин А.Д., Пономарчук В.А.* Рифейские офиолиты Исаковского пояса (Енисейский кряж) // Геология и геофизика. 1994. Т. 35. № 7–8. С. 169–180.
- Верниковский В.А., Верниковская А.Е., Черных А.М. и др.* Порожнинские гранитоиды Приенисейского офиолитового пояса – индикаторы неопротерозойских событий на Енисейском кряже // Докл. АН. 2001. Т. 381. № 6. С. 806–810.

- Верхний докембрий восточных районов Татарстана и перспективы его нефтегазоносности. Уфа: УНЦ РАН, 1995. 218 с.
- Витте Л.В. Типы континентальной земной коры и история их развития. Новосибирск: Наука, 1981. 208 с.
- Витте Л.В. Проблемы эволюции континентальной коры. Новосибирск: Наука, 1983. 180 с.
- Владимиров В.Г., Королук В. И., Лепезин Г.Г. Особенности метаморфизма Канской глыбы (Восточный Саян) // Геология и геофизика. 1984. № 3. С. 66–75.
- Галиева А.Р. Геология, петрология и условия образования эклогитов и вмещающих их пород Белорецкого метаморфического комплекса (Южный Урал): Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Сыктывкар: ИГ КомиНЦ УрО РАН, 2004. 19 с.
- 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. Геохимия и условия формирования отложений миньярской свиты Южного Урала // Стратиграфия, литология и геохимия верхнего докембрия Южного Урала и Приуралья. Уфа: БФАН СССР, 1986. С. 50–58.
- Гареев Э.З. Типизация черносланцевых отложений стратотипического разреза рифея на основе петрохимических данных // Геохимия, минералогия и литология черных сланцев. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО СССР, 1987. С. 29–30.
- Гареев Э.З. Геохимия осадочных пород стратотипического разреза рифея. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: ГЕОХИ, 1989. 24 с.
- Гареев Э.З. Петрохимические и геохимические особенности и эволюция состава осадочных пород стратотипического разреза рифея на Южном Урале // Рифей Северной Евразии. Геология. Общие проблемы стратиграфии. Екатеринбург: УрО РАН, 1997. С. 171–182.
- Гареев Э.З., Веретенникова Т.Ю. Петрохимия и геохимия авзянской свиты на Южном Урале // Микроэлементы в магматических, метаморфических и рудных формациях Урала. Уфа: БНЦ УрО АН СССР, 1987. С. 61–68.
- 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.
- Гаррис М.А. Этапы магматизма и метаморфизма в доюрской истории Урала и Приуралья. М.: Наука, 1977. 295 с.
- 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.
- Геологическая карта Восточно-Европейской платформы и ее складчатого обрамления (в границах бывшего СССР). Довендские образования. М-б 1:2500000 / Отв. ред. Ю.Р. Беккер. СПб.: Роскомнедра, 1996. 4 л.
- Геология и металлогения Енисейского рудного пояса. Красноярск: СНИИГГиМС, 1985. 291 с.
- Геология и метаморфизм Восточного Саяна / Отв. ред. Н.Л. Добрецов. Новосибирск: Наука, 1988. 190 с.
- Геология и рудоносность Восточного Саяна / Отв. ред. Н.Л. Добрецов. Новосибирск: Наука, 1989. 125 с.
- Гибшер А.С., Бат-Ирээдуй Я. Стратиграфия позднего докембрия-раннего кембрия мурэнской зоны Западного Прихубсугулья // Поздний докембрий и палеозой Сибири. Вопросы региональной стратиграфии. Новосибирск: ОИГТМ СО АН СССР, 1990. 169 с.
- Глубинное строение и геодинамика Южного Урала (проект Уралсейс). Тверь: ГЕРС, 2001. 286 с.
- Горожанин В.М. Новые геохронологические данные по верхнему докембрию Татарии (скв. 20005 Карачевская) // Стратиграфия и литология верхнего докембрия и палеозоя Южного Урала и Приуралья. Уфа: БФАН СССР, 1983. С. 48–51.
- Горожанин В.М. К вопросу о нижней границе венда на Южном Урале // Верхний докембрий Южного Урала и востока Русской плиты. Уфа: БНЦ УрО АН СССР, 1988. С. 41–45.
- Горожанин В.М. Геохронология нижнего венда Южного Урала // Стратиграфия верхнего протерозоя СССР (рифей и венд): Тез. докл. Уфа: БНЦ УрО АН СССР, 1990. С. 51–52.
- Горожанин В.М. Rb-Sr метод в решении проблем геологии Южного Урала: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1995. 23 с.
- Горожанин В.М. Rb-Sr данные по вулканитам аршинской свиты (Южный Урал) // Ежегодник-1996. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 1998. С. 175–178.
- Горожанин В.М., Кутявин Э.П. Рубидий-стронциевое датирование глауконита укской свиты // Докембрий и палеозой Южного Урала. Уфа: БНЦ УрО АН СССР, 1986. С. 60–63.

- Горошко М.В. Основные черты тектоники и металлогении Улканского вулканогенного прогиба Алданского щита // Тихоокеанская геология. 1991. № 4. С. 78–85.
- Горошко М.В. Рифейские депрессионные структуры древних платформ и массивов юго-востока России: геология и ураноносность: Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. Хабаровск: ИТГ ДВО РАН, 2001. 48 с.
- Горошко М.В., Гурьянов В.А. Рудная минерализация зоны предрифейского структурно-стратиграфического несогласия и нижнерифейского платформенного чехла Учуро-Майской впадины (юго-восток Сибирской платформы) // Тихоокеанская геология. 2007. Т. 26. № 6. С. 93–110.
- Горошко М.В., Осипов А.Л., Кириллов В.Е., Соломатин Г.Б. Предпосылки выявления новых видов полезных ископаемых в юго-восточной части Алданского щита // Тихоокеанская геология. 1995. Т. 14. № 2. С. 111–118.
- Гражданкин Д.В. Строение и условия осадконакопления вендского комплекса в Юго-Восточном Беломорье // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2003. Т. 11. № 4. С. 3–34.
- Гражданкин Д.В., Бронников А.А. Новое местонахождение остатков поздневендских мягкотелых организмов на Онежском полуострове // Докл. АН. 1997. Т. 357. № 6. С. 792–796.
- Гражданкин Д.В., Краюшкин А.В. Ископаемые следы жизнедеятельности и верхняя граница венда в Юго-Восточном Беломорье // Докл. РАН. 2007. Т. 416. № 4. С. 514–518.
- Гражданкин Д.В., Подковыров В.Н., Маслов А.В. Палеоклиматические обстановки формирования верхневендских отложений Беломорско-Кулойского плато (Юго-Восточное Беломорье) // Литология и полез. ископаемые. 2005. № 3. С. 267–280.
- Гурьянов В.А. Геология и особенности металлогении Улканского вулканогенного прогиба (юго-восток Сибирской платформы). Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Хабаровск: ИТГ ДВО РАН, 2001. 25 с.
- Гурьянов В.А. Геология и металлогения Улканского района (Алдано-Становой щит). Владивосток: Дальнаука, 2007. 227 с.
- Гурьянов В.А., Карсаков Л.П., Горошко М.В., Осипов А.Л. Золотоносность докембрийских комплексов Учуро-Уянского района и его перспективы (юго-восток Сибирской платформы) // Тихоокеанская геология. 1998. Т. 17. № 5. С. 98–105.
- Диденко А.Н., Моссаковский А.А., Печерский Д.М. и др. Геодинамика палеозойских океанов Центральной Азии // Геология и геофизика. 1994. № 7–8. С. 42–48.
- Дистанов Э.Г., Пономарев В.Г. О геолого-генетических особенностях Горевского свинцово-цинкового месторождения // Геология и геофизика. 1980. № 12. С. 27–36.
- Дмитриева Н.В., Ножкин А.Д., Туркина О.М. Метатерригенные отложения алыгджерской свиты саянской серии Дербинского блока // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского складчатого пояса от океана к континенту: Матер. совещ. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2004. С. 117–120.
- Дмитриева Н.В., Ножкин А.Д., Туркина О.М. Метакарбонатно-терригенные отложения саянской серии Дербинского микроконтинента: строение, состав, геохимические особенности // Осадочные процессы, седиментогенез, литогенез, рудогенез (эволюция, типизация, диагностика, моделирование): Матер. IV Всерос. литол. совещ. М.: GEOS, 2006а. Т. 1. С. 317–319.
- Дмитриева Н.В., Туркина О.М., Ножкин А.Д. Метатерригенные породы Арзыбейско-Дербинского блока: петрогеохимический состав и источники сноса // Петрография XXI века: Матер. Междунар. петрограф. совещ. Т. 4. Метаморфизм, космические, экспериментальные и общие проблемы петрологии. Апатиты: КНЦ РАН, 2005. С. 98–100.
- Дмитриева Н.В., Туркина О.М., Ножкин А.Д. Геохимические особенности метатерригенных пород Арзыбейского и Дербинского блоков неопротерозойского аккреционного пояса юго-западного обрамления Сибирского кратона: реконструкция источников сноса и условий образования осадков // Литосфера. 2006б. № 3. С. 28–44.
- Дмитриева Н.В., Туркина О.М., Ножкин А.Д. Метатерригенные породы Арзыбейско-Дербинского блока: литохимическая характеристика // Литохимия в действии: Матер. II Всерос. школы по литохимии. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2006в. С. 114–116.
- Дмитриева Н.В., Туркина О.М., Ножкин А.Д. Петрохимия метатерригенных пород Канского блока. Геодинамические реконструкции // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Матер. совещ. по Программе фундаментальных исследований. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2006г. С. 86–89.

- Дмитриева Н.В., Туркина О.М., Ножкин А.Д. Петрогеохимические особенности метатерригенных пород Канского блока Восточного Саяна: реконструкция источников сноса и условий образования осадков // Литология и полез. ископаемые. 2008. № 2. С. 186–201.
- Древние платформы Евразии. Новосибирск: Наука, 1977. 312 с.
- Добрецов Н.Л. Введение в глобальную петрологию. Новосибирск: Наука, 1980. 200 с.
- Добрецов Н.Л. Эволюция структур Урала, Казахстана, Тянь-Шаня и Алтае-Саянской области в Урало-Монгольском поясе (Палеоазиатский океан) // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 1–2. С. 5–27.
- Докембрийская геология СССР. Л.: Наука, 1988. 440 с.
- Загребина А.И., Булгаков Р.Б. Глубинное строение Южного Урала по данным сейсморазведки последних лет // Геология, геофизика и полезные ископаемые Южного Урала и Приуралья. Уфа: БНЦ УрО АН СССР, 1991. С. 74–81.
- Зайдис Б.Б. Использование гидрослюдистых минералов для исследования катагенеза и метаморфизма пород: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Киев: ИГН АН УССР, 1973. 18 с.
- Зайцева Т.С., Ивановская Т.А., Горохов И.М. и др. Rb-Sr возраст и ЯГР-спектры глауконитов укской свиты, верхний рифей, Южный Урал // Изотопное датирование геологических процессов: новые методы и результаты. М.: ГЕОС, 2000. С. 144–147.
- Земная кора восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1978. 232 с.
- Иванова З.П., Веселовская М.М., Клевцова А.А. и др. Нефтегазоносные и перспективные комплексы центральных и восточных областей Русской платформы. Т. I. Доордовикские отложения центральных и восточных областей Русской платформы. Л.: Недра, 1969. 168 с.
- Иванова Т.В. Некоторые вопросы седиментогенеза нижнерифейских отложений северо-западной Башкирии // Стратиграфия и литология палеозоя Волго-Уральской области. Казань: Казанский ФАН СССР, 1970. С. 7–14.
- Иванова Т.В., Андреев Ю.В., Масагутов Р.Х. и др. К истории тектонического развития востока Русской плиты на рифейском этапе // Верхний докембрий Южного Урала и востока Русской плиты. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 1993. С. 85–94.
- Интерпретация геохимических данных. М.: Интернет Инжиниринг, 2001. 288 с.
- Ишерская М.В., Романов В.А. К стратиграфии рифейских отложений Западной Башкирии. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 1993. 35 с.
- Казаков Г.А., Кнорре К.Г. Геохронология верхнего докембрия Учуро-Майского района Сибирской платформы // Геолого-радиологическая интерпретация несходящихся значений возраста. М.: Наука, 1973. С. 192–205.
- Казаков Г.А., Кнорре К.Г., Стрижов В.П. Новые данные о возрасте нижних свит нижнебавлинской серии Волго-Уральской области // Геохимия. 1967. № 4. С. 482–485.
- Келлер Б.М., Вейс А.Ф., Горюжанин В.М. Толпаровский разрез верхнего докембрия (Южный Урал) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1984а. № 9. С. 119–124.
- Келлер Б.М., Семихатов М.А., Чумаков Н.М. Типовые разрезы верхней эратемы протерозоя // Геология докембрия. Докл. 27-й МГК. Секция С.05. Т. 5. М.: Наука, 1984б. С. 56–76.
- Клевцова А.А. Об основных чертах истории Русской платформы в рифее // Изв. вузов. Геология и разведка. 1971. № 7. С. 3–14.
- Ключихин А.В., Романов В.А., Радченко В.В., Михайлов П.Н. К вопросу о стратиграфическом расчленении и корреляции доордовикских отложений Авзянского района Южного Урала // Вопросы геологии восточной окраины Русской платформы и Южного Урала. Уфа: ИГ БФ АН СССР, 1969. С. 18–27.
- Ключина М.Л. Этапы осадконакопления докембрийской и раннепалеозойской истории Урала // Стратиграфия и литология докембрийских и раннепалеозойских отложений Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1982. С. 9–22.
- Ключина М.Л. Вендская система Урала. Свердловск: ИГГ УрО АН СССР, 1991. 58 с.
- Коваленко В.И., Богатилов О.А., Дмитриев Ю.И., Кононова В.А. Общие закономерности эволюции магматизма в истории Земли // Магматические горные породы. Эволюция магматизма в истории Земли. М.: Наука, 1987. С. 332–348.
- Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Ковач В.П. и др. Корообразующие магматические процессы при формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса: Sm-Nd изотопные данные // Геотектоника. 1999. № 3. С. 21–41.
- Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Ковач В.П. и др. Магматизм и геодинамика раннекаледонских структур Центрально-Азиатского складчатого пояса (изотопные и геологические данные) // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 12. С. 1280–1293.

- Козаков И.В., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др. Возрастные рубежи структурного развития метаморфических комплексов Тувино-Монгольского массива // Геотектоника. 2001. № 3. С. 22–43.
- Коротеев В.А., Маслов А.В., Крупенин М.Т. К 50-летию выделения рифея (Всероссийское совещание по общим проблемам стратиграфии и геологической истории рифея Северной Евразии) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1996. Т. 4. № 6. С. 108–111.
- Костюченко С.Л. Структура и тектоническая модель земной коры Тимано-Печорского бассейна по результатам комплексного геолого-геофизического изучения // Тектоника и магматизм Восточно-Европейской платформы. М.: Недра, 1994. С. 121–133.
- Котов А.Б. Граничные условия геодинамических моделей формирования континентальной коры Алданского щита: Дис. ... докт. геол.-мин. наук. СПб.: ИГГД РАН, 2003. 78 с.
- Краснобаев А.А., Бибикова Е.В., Ронкин Ю.Л., Козлов В.И. Геохронология вулканитов айской свиты и изотопный возраст нижней границы рифея // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1992. С. 25–40.
- Краснобаев А.В., Феритатер Г.Б., Беа Ф., Монтеро П. Цирконовый возраст габбро и гранитоидов Кусинско-Копанского комплекса (Южный Урал) // Ежегодник-2005. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2006. С. 300–303.
- Краснобаев А.А., Козлов В.И., Пучков В.Н. и др. Машакский вулканизм: ситуация 2008 // Структурно-вещественные комплексы и проблемы геодинамики докембрия фанерозойских орогенов. Матер. Междунар. науч. конф. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2008. С. 61–63.
- Кузнецов А.Б., Овчинникова Г.В., Горохов И.М. и др. Sr-изотопная характеристика и Pb-Pb-возраст известняков бакальской свиты (типовой разрез нижнего рифея, Южный Урал) // Докл. АН. 2003. Т. 391. № 6. С. 794–798.
- Кузнецов А.Б., Овчинникова Г.В., Семихатов М.А. и др. Sr-изотопная характеристика и Pb-Pb возраст карбонатных пород саткинской свиты, нижнерифейская бурзянская серия Южного Урала // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2008. Т. 16. № 2. С. 16–34.
- Кузнецов А.Б., Семихатов М.А., Маслов А.В. и др. Sr- и C-изотопная хемотратиграфия типового разреза верхнего рифея (Южный Урал): новые данные // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2006. Т. 14. № 6. С. 25–53.
- Кузьмичев А.Б. Тектоническая история Тувино-Монгольского массива: раннебайкальский, позднебайкальский и раннекаледонский этапы. М.: ПРОБЕЛ-2000, 2004. 192 с.
- Кузьмичев А.Б., Журавлев Д.З. О довендском возрасте окинской серии (Восточный Саян) по результатам датирования силлов Sm-Nd методом // Докл. АН. 1999. Т. 364. № 6. С. 796–800.
- Кузьмичев А.Б., Журавлев Д.З., Бибикова Е.В., Кириозова Т.И. Верхнерифейские (790 млн лет) гранитоиды в Тувино-Монгольском массиве: свидетельство раннебайкальского орогенеза // Геология и геофизика. 2000. Т. 41. № 10. С. 1379–1383.
- Курбацкая Ф.А. Корреляция терригенных толщ верхнего докембрия западного склона Среднего Урала и условия их образования: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Пермь: Изд-во Пермского ун-та, 1968. 25 с.
- Курбацкая Ф.А. Докембрийские фосфоритоносные отложения Кваркушко-Каменногорского мегантиклинория Урала // Литология и генезис фосфатоносных отложений СССР. М.: Наука, 1980. С. 93–105.
- Курбацкая Ф.А., Аблизин Б.Д. К палеогеографии терригенных толщ верхнего докембрия западного склона Среднего Урала (западная подзона Вишерско-Чусовского антиклинория) // Геология и петрография западного Урала. Пермь: Изд-во Пермского ун-та. 1970. С. 109–126.
- Курбацкая Ф.А., Кучина О.В. О вендских фосфатоносных породах Среднего Урала // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении: Тез. докл. Пермь: Изд-во Пермского ун-та, 2000. С. 61–65.
- Лагутенкова Н.С., Четикова И.К. Верхнедокембрийские отложения Волго-Уральской области и перспективы их нефтегазоносности. М.: Наука, 1982. 110 с.
- Ларионов Н.Н. Геология и рудоносность авзянской терригенно-карбонатной формации среднего рифея на Южном Урале: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1994. 19 с.
- Легенда Енисейской серии Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200000 (второе издание). Красноярск, 1998. 197 с.
- Летников Ф.А., Левин К.Г. Зрелость литосферы и природа астеносферного слоя // Докл. АН СССР. 1985. Т. 280. № 5. С. 1201–1203.
- Летникова Е.Ф. Использование геохимических характеристик карбонатных пород при палеогеодинамических реконструкциях // Докл. АН. 2002. Т. 385. № 5. С. 672–676.

- Летникова Е.Ф., Гелетий Н.К. Геохимические особенности карбонатакопления чехла Гарганской глыбы (юго-восточная часть Восточного Саяна) // Геология и геофизика. 1997. № 10. С. 1614–1619.
- Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Вершинин А.Е. Геохимические свидетельства природы протолита железисто-глиноземистых метапелитов Кузнецкого Алатау и Енисейского кряжа // Геология и геофизика. 2006. Т. 47. № 1. С. 119–131.
- Лозин Е.В. Тектоника и нефтеносность платформенного Башкортостана. Ч. I. М.: ВНИИО-ЭНГ, 1994. 73 с.
- Лозин Е.В. Тектоническое развитие и перспективы нефтегазоносности рифейских и вендских образований юго-востока Восточно-Европейской платформы // Стратиграфия, палеонтология и перспективы нефтегазоносности рифейских и вендских отложений восточной части Восточно-Европейской платформы. Ч. 1. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 1999. С. 49–54.
- Лозин Е.В., Хасанов В.Х. Сейсмогеологические данные о глубинном строении края платформы и Южного Урала // Геология, геофизика и полезные ископаемые Южного Урала и Приуралья. Уфа: БНЦ УрО АН СССР, 1991. С. 48–58.
- 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.
- Масагутов Р.Х. Литолого-стратиграфическая характеристика и палеогеография позднего докембрия Башкирского Приуралья. М.: Недра, 2002. 224 с.
- Маслов А.В. Литология верхнерифейских отложений Башкирского мегантиклинория. М.: Наука, 1988. 133 с.
- Маслов А.В. Рифейские аркозовые комплексы Южного Урала // Литология и полезные ископаемые. 1990. № 4. С. 29–42.
- Маслов А.В. Типы источников сноса песчаных ассоциаций эталона рифея // Ежегодник-1994. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1995. С. 41–44.
- Маслов А.В. К палеогеографии бурзяния в стратотипической местности // Литология и полезные ископаемые. 1997а. № 2. С. 133–149.
- Маслов А.В. Осадочные ассоциации рифея стратотипической местности (эволюция взглядов на условия формирования, литофациальная зональность). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1997б. 220 с.
- Маслов А.В. Седиментационные бассейны рифея западного склона Южного Урала (фации, литолого-фациальные комплексы, палеогеография, особенности эволюции): Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1997в. 54 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: Матер. совещ. Сыктывкар: Геопринт, 2001. С. 54–56.
- Маслов А.В. Метатерригенные породы архея (основные геохимические ограничения) // Геохимия. 2007. № 4. С. 370–389.
- 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 позднедокембрийских осадочных ассоциаций Башкирского мегантиклинория // Литология и полезные ископаемые. 1999. № 1. С. 78–91.
- Маслов А.В., Ишёрская М.В. Осадочные ассоциации рифея Волго-Уральской области (условия формирования и литофациальная зональность). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1998. 286 с.
- Маслов А.В., Ишёрская М.В. Обстановки накопления терригенных отложений верхнего венда Волго-Уральской области: старопетровская свита Шкаповско-Шиханской впадины // Литосфера. 2005. № 1. С. 41–69.
- Маслов А.В., Гареев Э.З., Крупенин М.Т. Терригенные осадочные последовательности типового разреза рифея: соотношение процессов рециклинга и привноса «first cycle» материала // Геохимия. 2005а. № 2. С. 158–181.
- Маслов А.В., Крупенин М.Т., Гареев Э.З. Литологические, литохимические и геохимические индикаторы палеоклимата (на примере рифея Южного Урала) // Литология и полезные ископаемые. 2003а. № 5. С. 427–446.
- Маслов А.В., Оловягинишиков В.Г., Ишёрская М.В. Рифей восточной, северо-восточной и северной периферии Русской платформы и западной мегазоны Урала: литостратиграфия, условия формирования и типы осадочных последовательностей // Литосфера. 2002. № 2. С. 54–95.

- Маслов А.В., Гареев Э.З., Крупенин М.Т., Демчук И.Г. Тонкая алюмосиликоккластика в верхнедокембрийском разрезе Башкирского мегантиклинория (к реконструкции условий формирования). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1999. 324 с.
- Маслов А.В., Крупенин М.Т., Гареев Э.З., Анфилов Л.В. Рифей западного склона Южного Урала (классические разрезы, седименто- и литогенез, минерогения, геологические памятники природы). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2001. Т. I. 351 с.
- Маслов А.В., Ронкин Ю.Л., Ишнерская М.В., Лепихина О.П. Систематика редкоземельных элементов и Nd модельный возраст аргиллитов верхнего венда Шкаповско-Шиханской впадины // Докл. АН. 2006а. Т. 410. № 6. С. 799–803.
- Маслов А.В., Ронкин Ю.Л., Крупенин М.Т., Гареев Э.З. Рифейские седиментационные бассейны Южного Урала (палеогеография, палеоклимат, источники сноса и палеосоленность водоемов) // Осадочные бассейны Урала и прилегающих регионов: закономерности строения и минерогении. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2000. С. 28–52.
- Маслов А.В., Ронкин Ю.Л., Крупенин М.Т., Гареев Э.З. Вариации величины $\epsilon_{Nd}(T)$ в глинистых сланцах верхнедокембрийских осадочных последовательностей Сибири, Юго-Восточного Китая и Южного Урала как возможное свидетельство поступления в кору свежего ювенильного мантийного материала // Геология, полезные ископаемые и проблемы экологии Башкортостана. Т. 1. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 2003в. С. 50–53.
- Маслов А.В., Гражданкин Д.В., Подковыров В.Н. и др. Состав питающих провинций и особенности геологической истории поздневендского Мезенского бассейна // Литология и полез. ископаемые. 2008. № 3. С. 290–312.
- Маслов А.В., Гражданкин Д.В., Ронкин Ю.Л. и др. Пепловые туфы в отложениях сыльвицкой серии верхнего венда (Кваркушско-Каменногорский мегантиклинорий, Средний Урал) // Литосфера. 2006б. № 3. С. 45–70.
- Маслов А.В., Иванов К.С., Чумаков Н.М. и др. Разрезы верхнего рифея, венда и нижнего палеозоя Среднего и Южного Урала (путеводитель геологических экскурсий). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1996. 114 с.
- Маслов А.В., Крупенин М.Т., Ронкин Ю.Л. и др. РЗЭ, Sr, Th и Sc в глинистых сланцах типового разреза рифея как показатели состава и эволюции источников сноса // Литосфера. 2004а. № 1. С. 70–112.
- Маслов А.В., Крупенин М.Т., Ронкин Ю.Л. и др. Тонкозернистые алюмосиликоккластические образования стратотипического разреза среднего рифея на Южном Урале: особенности формирования, состав и эволюция источников сноса // Литология и полез. ископаемые. 2004б. № 4. С. 414–441.
- Маслов А.В., Подковыров В.Н., Ронкин Ю.Л. и др. Долговременные вариации состава верхней коры по данным изучения геохимических особенностей глинистых пород позднего докембрия западного склона Южного Урала и Учуро-Майского региона // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2006в. Т. 14. № 2. С. 26–51.
- Маслов А.В., Ронкин Ю.Л., Крупенин М.Т. и др. Источники сноса рифейских бассейнов седиментации области сочленения Русской платформы и Южного Урала: синтез петрографических, петро- и геохимических данных // Докл. АН. 2003б. Т. 389. № 2. С. 219–222.
- Маслов А.В., Ронкин Ю.Л., Крупенин М.Т. и др. Взаимосвязь процессов осадконакопления и магматизма при формировании осадочных последовательностей рифея Южного Урала: петрографические, петрохимические и изотопно-геохимические данные // Магматизм на пассивных окраинах Родины: Матер. Междунар. конф. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 2003в. С. 11–13.
- Маслов А.В., Ронкин Ю.Л., Крупенин М.Т. и др. Систематика редкоземельных элементов и модельный возраст Nd в аргиллитах венда западного склона Среднего Урала // Докл. АН. 2005б. Т. 401. № 5. С. 668–672.
- Мезенцев А.В., Нестеренко А.П., Сухоруков В.И., Ян Жин-Шин В.А. Новые данные о строении и корреляции юдомской серии Кыллахского поднятия // Геология и геофизика. 1978. № 6. С. 19–29.
- Милановский Е.Е. Основные черты тектонического районирования СССР и сопредельных территорий // Актуальные проблемы тектоники СССР. М.: Наука, 1988. С. 14–23.
- Мишкевич Р.И., Мыскова Т.А. Позднеархейские метатерригенные породы Западной Карелии (литология, геохимия, источники сноса) // Литология и полез. ископаемые. 1998. № 2. С. 177–194.
- Миронов А.Г., Ножкин А.Д. Золото и радиоактивные элементы в рифейских вулканогенных породах и продуктах их метаморфизма (Енисейский кряж). Новосибирск: Наука, 1978. 278 с.

- Моссаковский А.А., Пуцаровский Ю.М., Руженцев С.В. Пространственно-временные соотношения структур Тихоокеанского и Индо-Атлантического типов в позднем докембрии и венде // Докл. АН. 1996. Т. 350. № 6. С. 799–802.
- Моссаковский А.А., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н. Центральнo-Азиатский складчатый пояс: геодинамическая эволюция и история формирования // Геотектоника. 1993. № 6. С. 3–32.
- Мысцова Т.А., Милькевич Р.И., Львов А.Б., Миллер Ю.В. Происхождение чупинских гнейсов Беломорья в свете новых литолого-геохимических данных // Литология и полез. ископаемые. 2000. № 6. С. 653–664.
- Мысцова Т.А., Глебовицкий В.А., Миллер Ю.В. и др. Супракрустальные толщи Беломорского подвижного пояса: первичный состав, возраст и происхождение // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2003. Т. 11. № 6. С. 3–19.
- Недашковский П.Г., Кириллов В.Е., Гурьянов В.А., Пахомова В.А. Геологическое строение и металлогения Улканского вулканогенного прогиба (юго-восток Алданского щита). Владивосток: Дальнаука, 2000. 68 с.
- Неелов А.Н. Петрохимическая классификация метаморфизованных осадочных и вулканических пород. Л.: Наука, 1980. 100 с.
- Нижний рифей Южного Урала. М.: Наука, 1989. 208 с.
- Никишин А.М., Фурнэ А.В., Циглер П. Рифейско-вендская геологическая история и геодинамика Восточно-Европейского кратона // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 1997. № 4. С. 12–22.
- Ножкин А.Д. Геолого-геохимические признаки зрелости архейских комплексов и причины рудоносности континентальных блоков земной коры // Геология и геофизика. 1983а. № 8. С. 41–48.
- Ножкин А.Д. Радиоактивные элементы – индикаторы зрелости архейской континентальной коры // Докл. АН СССР. 1983б. Т. 270. № 1. С. 216–219.
- Ножкин А.Д. Геохимическая неоднородность архейской литосферы и ее значение для металлогении // Геология и геофизика. 1985. № 6. С. 3–12.
- Ножкин А.Д. Радиоактивные элементы в эволюции земной коры юго-западной части Сибирской платформы // Геология и геофизика. 1997а. № 7. С. 1180–1189.
- Ножкин А.Д. Петрогеохимическая типизация докембрийских комплексов юга Сибири: Дис. ... докт. геол.-мин. наук. Новосибирск: ОИГГМ СО РАН, 1997б. 98 с.
- Ножкин А.Д. Радиоактивные элементы – индикаторы состава и эволюции земной коры // Радиоактивность и радиоактивные элементы в среде обитания человека: Матер. II Междунар. конф. Томск: Тандем-Арт, 2004. С. 444–447.
- Ножкин А.Д., Баянова Т.Б., Туркина О.М. и др. Раннепалеозойский гранитоидный магматизм и метаморфизм в Дербинском микроконтиненте Восточного Саяна: новые изотопно-геохронологические данные // Докл. АН. 2005а. Т. 404. № 2. С. 241–246.
- Ножкин А.Д., Гавриленко В.А. Золото и радиоактивные элементы в полифациальных отложениях верхнего рифея и венда северной части Енисейского кряжа. Новосибирск: Наука, 1976. 198 с.
- Ножкин А.Д., Постников А.А. Рифтогенные вулканогенно-осадочные комплексы неопротерозоя юго-западной окраины Сибирского кратона: отражение ранних стадий раскрытия и эволюции Палеоазиатского океана // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Матер. совещ. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2006. С. 65–68.
- Ножкин А.Д., Постников А.А., Ларионов А.Н. и др. Состав и изотопный возраст неопротерозойских вулканогенно-осадочных комплексов рифтогенных прогибов Енисейского кряжа // Изотопное датирование процессов рудообразования, магматизма, осадконакопления и метаморфизма: Матер. III Рос. конф. по изотопной геохронологии. Т. 2. М.: ГЕОС, 2006. С. 76–81.
- Ножкин А.Д., Постников А.А., Наговицин К.Е. и др. Чингасанская серия неопротерозоя Енисейского кряжа: новые данные о возрасте и условиях формирования // Геология и геофизика. 2007а. Т. 48. № 12. С. 1307–1320.
- Ножкин А.Д., Туркина О.М. Геохимия гранулитов канского и шарыжалгайского комплексов. Новосибирск: СО РАН, 1993. 219 с.
- Ножкин А.Д., Туркина О.М., Баянова Т.Б. и др. Раннепалеозойские коллизионные гранитоиды Дербинского блока (Восточный Саян) // Петрография XXI века: Матер. Междунар. петрограф. совещ. Т. 2. Происхождение магматических пород. Апатиты: КНЦ РАН, 2005б. С. 160–162.
- Ножкин А.Д., Туркина О.М., Баянова Т.Б. и др. Неопротерозойский рифтогенный и внутриплитный магматизм Енисейского кряжа как индикатор процессов распада Родинии // Геология и геофизика. 2008б. Т. 49. № 7. С. 666–688.

- Ножкин А.Д., Туркина О.М., Бибикова Е.В. и др. Протерозойские гранитогнейсовые купола Енисейского кряжа: геологическое строение и U-Pb изотопный возраст // Геология и геофизика. 1999. Т. 40. № 9. С. 1305–1313.
- Ножкин А.Д., Туркина О.М., Бибикова Е.В., Пономарчук В.А. Состав, строение и условия формирования метаосадочно-вулканогенных комплексов Канского зеленокаменного пояса // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. № 7. С. 1058–1078.
- Ножкин А.Д., Туркина О.М., Бибикова Е.В. и др. Этапы метаморфизма и гранитообразования в неопротерозойском аккреционно-коллизиином поясе северо-западной части Восточного Саяна // Изотопная геохронология в решении проблем геодинамики и рудогенеза. СПб.: ЦИК, 2003а. С. 339–341.
- Ножкин А.Д., Туркина О.М., Бобров В.А. Радиоактивные и редкоземельные элементы в метапелитах как индикаторы состава и эволюции докембрийской континентальной коры юго-западной окраины Сибирского кратона // Докл. АН. 2003. Т. 390. № 6. С. 813–817.
- Ножкин А.Д., Туркина О.М., Бобров В.А., Киреев А.Д. Амфиболит-гнейсовые комплексы зеленокаменных поясов Канской глыбы: геохимия, реконструкция протолитов и условий их образования // Геология и геофизика. 1996. № 12. С. 30–41.
- Ножкин А.Д., Туркина О.М., Дмитриева Н.В., Травин А.В. Метакарбонатно-терригенные отложения Алыгджерской структуры Дербинского блока: особенности строения, состава и геодинамические следствия // Вестн. Томск. гос. ун-та. 2003б. № 3 (1). С. 124–126.
- Ножкин А.Д., Туркина О.М., Дмитриева Н.В. Формирование и эволюция докембрийской континентальной коры юго-западной части Сибирского кратона // Общие и региональные проблемы тектоники и геодинамики: Матер. ХLI Тектонич. совещ., 2008а. Т. 2. С. 62–66.
- Ножкин А.Д., Туркина О.М., Дмитриева Н.В., Травин А.В. Метакарбонатно-терригенные отложения и гранитоиды Алыгджерской структуры Дербинского блока // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Матер. совещ. Иркутск: Ин-т географии СО РАН, 2003в. С. 184–188.
- Ножкин А.Д., Туркина О.М., Маслов А.В. и др. Геохимические особенности рифейских метаосадочных комплексов Енисейского кряжа // Литологические аспекты геологии слоистых сред. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2006. С. 197–198.
- Ножкин А.Д., Туркина О.М., Маслов А.В. и др. Sm-Nd изотопная систематика метапелитов докембрия Енисейского кряжа и вариации возраста источников сноса // Докл. АН. 2008. В печати.
- Ножкин А.Д., Туркина О.М., Мельгунов М.С. Геохимия метаосадочно-вулканогенных толщ и гранитоидов Онотского зеленокаменного массива // Геохимия. 2001. № 1. С. 31–50.
- Ножкин А.Д., Туркина О.М., Советов Ю.К., Травин А.В. Вендское аккреционно-коллизийное событие на юго-западной окраине Сибирского кратона // Докл. АН. 2007б. Т. 415. № 6. С. 782–787.
- Ножкин А.Д., Чернышов А.И., Туркина О.М. и др. Метаосадочно-вулканогенные и интрузивные комплексы Идарского зеленокаменного пояса (Восточный Саян) // Петрология магматических и метаморфических комплексов. Вып. 5: Матер. Всерос. науч. конф. Томск: ЦНТИ, 2005в. Т. II. С. 356–384.
- Обновленные схемы межрегиональной корреляции магматических и метаморфических комплексов Алтае-Саянской складчатой области и Енисейского кряжа. Новосибирск: СНИИГГиМС, 2007. 280 с.
- Общая стратиграфическая шкала нижнего докембрия России. Объяснительная записка. Апатиты: Кольский НЦ РАН, 2002. 13 с.
- Объяснительная записка к схеме стратиграфии верхнего докембрия Русской платформы. Киев: ИГН АН УССР, 1978. 36 с.
- Овчинникова Г.В., Васильева И.М., Семихатов М.А. и др. U-Pb систематика карбонатных пород протерозоя: инзерская свита стратотипа верхнего рифея, Южный Урал // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1998. Т. 6. № 4. С. 20–31.
- Овчинникова Г.В., Горохов И.М., Семихатов М.А. и др. Время формирования и преобразования отложений инзерской свиты, верхний рифей Южного Урала // Общие проблемы стратиграфии и геологической истории рифея Северной Евразии: Тез. докл. Екатеринбург: УрО РАН, 1995. С. 73–75.
- Овчинникова Г.В., Семихатов М.А., Васильева И.М. и др. Pb-Pb возраст известняков среднерифейской малгинской свиты, Учуро-Майский регион Восточной Сибири // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2001. Т. 9. № 6. С. 3–25.
- Овчинникова Г.В., Семихатов М.А., Каурова О.К. и др. U-Pb и Rb-Sr систематика карбонатных пород усть-юдомской свиты (верхний венд Учуро-Майского региона) // Изотопная геохронология в решении задач геодинамики и рудогенеза: Матер. совещ. СПб.: Центр информационной культуры, 2003. С. 345–348.

- Ожиганова Л.Д.* О возможности сопоставления верхнебавлинской серии востока Русской платформы и ашинской свиты западного склона Южного Урала // Вопросы геологии восточной окраины Русской платформы и Южного Урала. Уфа: БФАН СССР, 1963. С. 11–21.
- Ожиганова Л.Д.* Нижний рифей Западной Башкирии // Стратиграфия и литология верхнего докембрия и палеозоя Южного Урала и Приуралья. Уфа: БФАН СССР, 1983. С. 33–39.
- Олли А.И.* Древние отложения западного склона Урала. Саратов: Изд-во Саратовского ун-та, 1948. 407 с.
- Оловягинишиков В.Г.* Верхний докембрий Тимана и полуострова Канин. Екатеринбург: УрО РАН, 1998. 162 с.
- Осадочные бассейны: методика изучения, строение и эволюция / Под ред. Ю.Г. Леонова, Ю.А. Воложа. М.: Научный мир, 2004. 526 с.
- Парначев В.П.* О формационной принадлежности вулканогенно-осадочных комплексов рифея Башкирского поднятия // Докембрий в фанерозойских складчатых поясах. Л.: Наука, 1982. С. 96–106.
- Парначев В.П.* Магматизм и осадконакопление в позднедокембрийской истории Южного Урала: Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. Свердловск: ИГГ УрО АН СССР, 1988. 33 с.
- Парначев В.П.* О депрессионно-рифтогенной обстановке формирования рифеид западного склона Южного Урала // Общие проблемы стратиграфии и геологической истории рифея Северной Евразии: Тез. докл. Всерос. совещ. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1995. С. 77–78.
- Парначев В.П., Ротарь А.Ф., Ротарь З.М.* Среднерифейская вулканогенно-осадочная ассоциация Башкирского мегантиклинория (Южный Урал). Свердловск: УрО АН СССР, 1986. 104 с.
- Парфенов Л.М., Булгатов А.Н., Гордиенко И.В.* Террейны и формирование орогенных поясов Забайкалья // Тихоокеанская геология. 1996. Т. 13. № 4. С. 3–5.
- Парфенов Л.Н., Ноклеберг У.Дж., Ханчук А.И.* Принципы составления и главные подразделения легенды геодинамической карты Северной и Центральной Азии, юга российского Дальнего Востока, Кореи и Японии // Тихоокеанская геология. 1998. Т. 17. № 3. С. 3–13.
- Перельман А.И.* Геохимия. М.: Высшая школа, 1979. 423 с.
- Петтидэжон Ф., Поттер П., Сивер Р.* Пески и песчаники. М.: Мир, 1976. 536 с.
- Петтидэжон Ф.Дж.* Осадочные породы. М.: Мир, 1981. 751 с.
- Петров В.Г.* Докембрий западного обрамления Сибирской платформы (геология и петрохимия). Новосибирск: Наука, 1982. 206 с.
- Петров Г.А., Ронкин Ю.Л., Маслов А.В. и др.* Sm-Nd систематика кристаллических пород фундамента востока Русской платформы как ключ к реконструкции источников сноса для верхнедокембрийских осадочных ассоциаций Западного Урала: первые результаты исследований // Новые идеи в науках о Земле: Матер. VIII Междунар. конф. Т. 1. М.: РГГРУ, 2007. С. 254–257.
- Подковыров В.Н.* Осадочные последовательности рифея и венда стратотипических регионов Сибири и Урала (литохимия, хемотратиграфия, геодинамические обстановки формирования): Автореф. дис. ... докт. 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-техн. информ. сб. М.: АОЗТ «Геоинформмарк», 1995. Вып. 1. С. 25–36.
- Подковыров В.Н., Ковач В.П., Котова Л.Н.* Модели палеотектоники бассейнов сибирского типа рифея (Учуро-Майский регион): геохимические и Nd изотопные свидетельства по глинистым породам // Суперконтиненты в геологическом развитии докембрия: Матер. совещ. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2001а. С. 189–192.
- 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.
- Подковыров В.Н., Котова Л.Н., Ковач В.П., Загорная Н.Ю.* Модельные Sm-Nd возраста источников терригенных осадков и геодинамика бассейнов сибирского гипостратотипа рифея (Учуро-Майский регион) // Изотопная геохронология в решении задач геодинамики и рудогенеза: Матер. совещ. СПб.: ИГГД РАН, 2003. С. 362–365.
- Подковыров В.Н., Козаков И.К., Ковач В.П. и др.* Сибирский кратон в структурах суперконтинентов протерозоя // Суперконтиненты в геологическом развитии докембрия: Матер. совещ. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2001б. С. 193–196.

- Подковыров В.Н., Маслов А.В.* Систематика редкоземельных элементов в глинистых сланцах рифея Учуро-Майского региона Восточной Сибири (новые данные) // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении: Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского. Пермь: Изд-во Пермского ун-та, 2006. С. 166–173.
- Постельников Е.С.* Геосинклинальное развитие Енисейского кряжа в позднем докембрии. М.: Наука, 1980. 68 с.
- Постельников Е.С.* О циклическом развитии рифейской геосинклинали Енисейского кряжа // Проблемы тектоники земной коры. М.: Изд-во МГУ, 1984. С. 143–158.
- Постельников Е.С.* Верхнепротерозойские структуры и формации восточного склона Енисейского кряжа // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1990. Т. 65. Вып. 1. С. 14–31.
- Постельников Е.С., Мусеилов Н.И.* Строение фундамента байкалит юго-западной окраины Сибирской платформы // Геотектоника. 1992а. № 6. С. 37–51.
- Постникова И.Е.* Верхний докембрий Русской плиты и его нефтеносность. М.: Наука, 1977. 222 с.
- Пучков В.Н.* Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 2000. 146 с.
- Пучков В.Н.* Модель формирования западного фланга Урало-Монгольского складчатого пояса (ранние этапы развития) // Эволюция тектонических процессов в истории Земли: Матер. совещ. Т. 2. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2004. С. 91–93.
- Пучков В.Н., Краснобаев А.А., Козлов В.И. и др.* Предварительные данные о возрастных рубежах нео- и мезопротерозоя Южного Урала в свете новых U-Pb датировок // Геологический сборник № 6. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 2007. С. 3.
- Рабочая схема стратиграфии и корреляции разрезов верхнего протерозоя Западной Башкирии (методические рекомендации). Уфа: БФАН СССР, 1981. 35 с.
- Радченко В.В., Федонкин М.А.* Нижнерифейские отложения южной части Башкирского антиклинория // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1974. № 11. С. 117–184.
- Решение Всероссийского совещания «Общие проблемы стратиграфии и геологической истории рифея Северной Евразии». Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1995. 4 с.
- Рифейские отложения Сибирской платформы и прилегающих складчатых сооружений. Новосибирск: Наука, 1973. 208 с.
- Розен О.М.* Сибирский кратон — фрагмент палеопротерозойского суперконтинента // Суперконтиненты в геологическом развитии докембрия: Матер. совещ. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2001. С. 227–230.
- Романов В.А., Ишерская М.В.* К изучению рифейских отложений Западной Башкирии. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 1994. 32 с.
- Романов В.А., Ишерская М.В.* Тектоника венда платформенной Башкирии // Палеогеография венда-раннего палеозоя (ПВРП-96). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1996. С. 132–134.
- Романов В.А., Ишерская М.В.* Средний рифей платформенного Башкортостана. Уфа: АН РБ, 1997. 22 с.
- Романов В.А., Ишерская М.В.* Стратиграфия рифея платформенного Башкортостана. Уфа: АН РБ, 1998. 36 с.
- Романов В.А., Ишерская М.В.* Стратиграфия рифея платформенного Башкортостана // Стратиграфия, палеонтология и перспективы нефтегазоносности рифейских и вендских отложений восточной части Восточно-Европейской платформы: Тез. докл. Ч. 2. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 1999. С. 59–60.
- Романов В.А., Ишерская М.В.* Рифей платформенного Башкортостана: стратиграфия, тектоника и перспективы нефтегазоносности. Уфа: Гилем, 2001. 126 с.
- Романов В.А., Синицын И.И., Швецов П.Н., Радченко В.В.* Нижние горизонты ашинской серии и их соотношение с подстилающими образованиями Южного Урала // Геология докембрия Южного Урала. Уфа: БФАН СССР, 1980. С. 42–50.
- Ронкин Ю.Л., Гражданкин Д.В., Маслов А.В. и др.* U-Pb (SHRIMP II) возраст цирконов из пепловых туфов чернокаменской свиты сыльвицкой серии венда (Средний Урал) // Докл. АН. 2006. Т. 411. № 3. С. 354–359.
- Ронкин Ю.Л., Лепихина О.П.* Sm-Nd изотопная систематика гранитов рапакиви Южного Урала: на примере Бердяушского массива // Матер. III Рос. конф. по изотопной геохронологии. М.: ГЕОС, 2006. Т. 2. С. 174–178.
- Ронкин Ю.Л., Лепихина О.П.* Новые U-Pb SHRIMP II данные о возрасте вулканитов айской свиты бурзянской серии Башкирского мегантиклинория и проблема возраста нижней границы рифея // Типы седиментогенеза и литогенеза и их эволюция в истории Земли: Матер. 5-го Всерос. литолог. совещ. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2008. С. 203–207.
- Ронкин Ю.Л., Маслов А.В., Казак А.И. и др.* Граница нижнего и среднего рифея на Южном Урале: новые изотопные U-Pb SHRIMP II ограничения // Докл. АН. 2007а. Т. 411. № 3. С. 370–376.

- Ронкин Ю.Л., Маслов А.В., Лепихина О.П. U-Pb SHRIMP-II датирование цирконов вулканитов айской свиты Башкирского мегантиклинория и проблема нижней границы рифея в стратотипической местности // Геология и полезные ископаемые Западного Урала. Пермь: Изд-во Пермского ун-та, 2008. С. 28–30.
- Ронкин Ю.Л., Маслов А.В., Матуков Д.И. и др. «Машакское рифтогенное событие» рифея типовой области (Южный Урал): новые изотопно-геохронологические рамки // Строевание, геодинамика и минерагенические процессы в литосфере: Матер. XI конф. Сыктывкар: Геопринт, 2005. С. 305–307.
- Ронкин Ю.Л., Синдерн С., Крамм У., Лепихина О.П. Изотопная геология древнейших образований Урала: U-Pb, Sm-Nd, Rb-Sr и ^{40}Ar - ^{39}Ar систематика // Структурно-вещественные комплексы и проблемы геодинамики докембрия фанерозойских орогенов: Матер. Междунар. науч. конф. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2008. С. 117–120.
- Ронкин Ю.Л., Синдерн С., Маслов А.В. и др. «Древнейшие (3.5 млрд лет) цирконы Урала: U-Pb (SHRIMP-II) и T_{DM} ограничения // Докл. АН. 20076. Т. 415. № 5. С. 651–657.
- Ронкин Ю.Л., Синдерн С., Хетцель Р. и др. U-Pb, Sm-Nd, Rb-Sr и ^{40}Ar - ^{39}Ar датирование древнейших пород Южного Урала. На примере тараташского и александровского метаморфических комплексов // Матер. III Рос. конф. по изотопной геохронологии. М.: ГЕОС, 2006а. Т. 2. С. 193–198.
- Ронкин Ю.Л., Синдерн С., Хетцель Р. и др. T-t эволюция тараташского и александровского метаморфических комплексов (Южный Урал): U-Pb, Sm-Nd, Rb-Sr и ^{40}Ar - ^{39}Ar изотопные ограничения // Метаморфизм и геодинамика: Матер. Междунар. науч. конф. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 20066. С. 101–104.
- Ронов А.Б., Ярошевский А.А., Мигдисов А.А. Химическое строение земной коры и геохимический баланс главных элементов. М.: Наука, 1990. 182 с.
- Румянцев М.Ю. Петрология и геохимия поздне-рифейских островодужных комплексов северо-западного Присянья: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Новосибирск: ОИГТГМ СО РАН, 2001. 20 с.
- Румянцев М.Ю., Туркина О.М., Ножкин А.Д. Геохимия шумихинского гнейсово-амфиболитового комплекса Канской глыбы (северо-западная часть Восточного Саяна) // Геология и геофизика. 1998. Т. 39. № 8. С. 1103–1115.
- Румянцев М.Ю., Туркина О.М., Ножкин А.Д. и др. Новые данные о возрасте шумихинского палеоостроводужного комплекса (Восточный Саян): поздне-рифейско-вендское корообразование на юго-западной окраине Сибирской платформы // Геология и геофизика. 2000. Т. 41. № 12. С. 1790–1797.
- Рыкус М.В. Золотоносность докембрийских осадочных толщ западного склона Южного Урала. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 1995. 45 с.
- Самыгин С.Г. Уральский палеоокеан – время образования // Общие вопросы тектоники. Тектоника России: Матер. XXXIII тектон. совещ. М.: ГЕОС, 2000. С. 449–453.
- Самыгин С.Г., Руженцев С.В. Уральский палеоокеан: модель унаследованного развития // Докл. АН. 2003. Т. 392. № 2. С. 226–229.
- Семихатов М.А. Рифей и нижний кембрий Енисейского кряжа. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 241 с.
- Семихатов М.А. Стратиграфия и геохронология протерозоя. М.: Наука, 1974. 298 с.
- Семихатов М.А. Рифей, рифейская группа (эратема) // Стратиграфический словарь: Верхний докембрий (Северная Евразия в границах бывшего СССР) М.: Наука, 1994. С. 214–215.
- Семихатов М.А. Методическая основа стратиграфии рифея // Общие проблемы стратиграфии и геологической истории рифея Северной Евразии: Тез. докл. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1995. С. 104–106.
- Семихатов М.А., Комар Вл.А., Серебряков С.Н. Юдомский комплекс стратотипической местности. М.: Наука, 1970. 208 с.
- Семихатов М.А., Овчинникова Г.В., Горохов И.М. и др. Изотопный возраст границы среднего и верхнего рифея: Pb-Pb геохронология карбонатных пород лахандинской серии, Восточная Сибирь // Докл. АН. 2000. Т. 372. № 2. С. 216–221.
- Семихатов М.А., Полевая Н.И., Волобуев М.А., Казаков Г.А. Поздний докембрий Сибирской платформы и ее складчатого обрамления // Геохронология СССР. Т. 1. Докембрий. Л.: Недра, 1973. С. 268–280.
- Семихатов М.А., Серебряков С.Н. Сибирский гипостратотип рифея. М.: Наука, 1983. 224 с.
- Семихатов М.А., Шуркин К.А., Аксенов Е.М. и др. Новая стратиграфическая шкала докембрия СССР // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 8. С. 3–14.
- Сергеев В.Н. Окремненные микрофоссилии докембрия: природа, классификация и био-стратиграфическое значение. М.: ГЕОС, 2006. 280 с.

- Серкина Г.Г., Худoley А.К., Кропачев А.П.* Состав тяжелой фракции рифейско-нижнекаменноугольных терригенных комплексов Сетте-Дабана (юго-восточная окраина Сибирской платформы) и его палеотектоническая интерпретация // Эволюция тектонических процессов в истории Земли: Матер. совещ. Т. 2. Новосибирск: Гео, 2004. С. 161–163.
- Ситдииков Б.С.* Раннедокембрийские метаморфические комплексы кристаллического фундамента востока Русской плиты в пределах Волжско-Камской антеклизы // Геология, петрология и корреляция кристаллических комплексов Европейской части СССР. Л.: Недра, 1982. С. 147–158.
- Сначев В.И., Рыкус М.В., Ковалев С.Г. и др.* Новые данные по золотоносности западного склона Южного Урала. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 1996. 29 с.
- Советов Ю.К.* Позднерифейский рифтогенез и байкальский цикл геодинамического развития Сибирской платформы // Рифей Северной Евразии. Геология, общие проблемы стратиграфии. Екатеринбург: УрО РАН, 1997. С. 223–230.
- Сочава А.В.* Основные этапы эволюции осадконакопления в рифее и венде Северной Евразии // Общие проблемы стратиграфии и геологической истории рифея Северной Евразии. Екатеринбург: УрО РАН, 1995. С. 119–121.
- Старников А.И., Сухоруков В.И., Якишин М.С.* Юдомская серия севера Юдомо-Майского прогиба // Стратиграфия позднего докембрия и раннего палеозоя средней Сибири. Новосибирск: ИГГ СО АН СССР, 1983. С. 61–73.
- Стратиграфическая схема рифейских и вендских отложений Волго-Уральской области. Объяснительная записка. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 2000. 81 с.
- Стратиграфические схемы Урала (докембрий, палеозой). Екатеринбург: Роскомнедра; ИГГ УрО РАН, 1993. 172 л.
- Стратиграфия СССР. Т. 2. Верхний докембрий. М.: Недра, 1963. 716 с.
- Стратотип рифея. Стратиграфия. Геохронология. М.: Наука, 1983. 184 с.
- Сурков В.С., Коробейников В.П., Гришин М.П.* Развитие нефтегазоносных бассейнов Сибири в неогее // Отечественная геология. 1993. № 6. С. 39–45.
- Сухоруков В.И.* Геология верхнерифейских и вендских образований Сетте-Дабана (Якутия): Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Якутск: ИГАБМ СО РАН, 2003. 26 с.
- Тейлор С.Р., МакЛеннан С.М.* Континентальная кора: ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 384 с.
- Ткачев Ю.А., Юдович Я.Э.* Статистическая обработка геохимических данных. Методы и проблемы. Л.: Наука, 1975. 233 с.
- Туркина О.М.* Гранитоиды дербинского комплекса (Восточный Саян): геохимия и источники расплавов // Геология и геофизика. 1997. Т. 38. № 7. С. 1192–1201.
- Туркина О.М.* Тоналит-трондьемитовые комплексы надсубдукционных обстановок (на примере позднерифейских плагиогранитоидов ЮЗ окраины Сибирской платформы) // Геология и геофизика. 2002. Т. 43. № 5. С. 420–433.
- Туркина О.М., Дмитриева Н.В.* Реконструкция источников сноса докембрийских метатерригенных пород по изотопно-геохимическим данным (на примере юго-западного складчатого обрамления Сибирского кратона) // Литологические аспекты геологии слоистых сред: Матер. 7 Уральского регион. литол. совещ. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2006. С. 266–267.
- Туркина О.М., Ножкин А.Д.* Раннепротерозойский коллизионный гранитоидный магматизм юго-западной окраины Сибирского кратона // Геология и металлогения ультрамафит-мафитовых и гранитоидных интрузивных ассоциаций складчатых областей: Матер. Междунар. науч. конф. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2004а. С. 393–396.
- Туркина О.М., Ножкин А.Д.* Этапы формирования коры Канского и Арзыбейско-Дербинского композитных блоков (микроконтинентов) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Матер. совещ. по программе фундаментальных исследований. Иркутск: ИГ СО РАН, 2004б. С. 115–118.
- Туркина О.М., Ножкин А.Д., Байнова Т.Б., Дмитриева Н.В.* Докембрийские террейны юго-западного обрамления Сибирского кратона: изотопные провинции, этапы формирования коры и аккреционно-коллизионных событий (современное состояние изученности) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Матер. совещ. по программе фундаментальных исследований. Т. 2. Иркутск: ИГ СО РАН, 2005. С. 123–126.

- Туркина О.М., Ножкин А.Д., Баянова Т.Б., Дмитриева Н.В. Изотопные провинции и этапы роста докембрийской коры юго-западной окраины Сибирского кратона и его складчатого обрамления // Докл. АН. 2007а. Т. 413. № 6. С. 810–815.
- Туркина О.М., Ножкин А.Д., Баянова Т.Б. и др. Докембрийские террейны юго-западного обрамления Сибирского кратона: изотопные провинции, этапы формирования коры и аккреционно-коллизийных событий // Геология и геофизика. 2007б. Т. 48. № 1. С. 80–92.
- Туркина О.М., Ножкин А.Д., Бережная Н.Г. и др. Канский микроконтинент: изотопно-геохронологические данные по формированию и эволюции коры в протерозое // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Матер. совещ. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2006б. Т. 2. С. 179–182.
- Туркина О.М., Ножкин А.Д., Бибикова Е.В. и др. Арзыйский террейн – фрагмент мезопротерозойской островодужной коры в юго-западном обрамлении Сибирского кратона // Докл. АН. 2004в. Т. 394. № 6. С. 812–817.
- Туркина О.М., Ножкин А.Д., Бобров В.А. Арзыйская глыба как фрагмент гранит-зеленокаменной области: геохимия и вопросы происхождения амфиболито-гнейсовых толщ и гранитоидов // Геология и геофизика. 1993. Т. 34. № 7. С. 35–44.
- Формирование земной коры Урала. М.: Наука, 1986. 248 с.
- Фролов В.Т. Литология. Кн. 1. М.: Изд-во МГУ, 1992. 336 с.
- Фролович Г.М. Сопоставление разрезов докембрийских отложений Камско-Бельской впадины // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1980. № 4. С. 75–85.
- Хабаров Е.М. Формации и эволюция рифейской седиментации восточных зон Енисейского кряжа // Геология и геофизика. 1994. Т. 35. № 10. С. 44–54.
- Хабаров Е.М. Стратиграфия рифея. Район Енисейского кряжа // Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Рифей и венд Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. Новосибирск: Гео. 2005. С. 39–61.
- Хабаров Е.М., Варакина И.В. Седиментационные бассейны и палеогеография западной окраины Сибирского кратона в рифее // Типы седиментогенеза и литогенеза и их эволюция в истории Земли: Матер. V Всерос. литол. совещ. Т. 2. Екатеринбург: ИГТ УрО РАН, 2008. С. 360–363.
- Хабаров Е.М., Пономарчук В.А., Морозова И.П., Травин А.В. Изотопы углерода в рифейских карбонатных породах Енисейского кряжа // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1999. Т. 7. № 6. С. 20–40.
- Хабаров Е.М., Пономарчук В.А., Морозова И.П. и др. Вариации уровня моря и изотопного состава карбонатного углерода в рифейском бассейне западной окраины Сибирского кратона (Байкитская антеклиз) // Геология и геофизика. 2002. Т. 43. № 3. С. 211–239.
- Хаин В.Е. Эволюция структуры земной коры (взгляд тектониста). М.: Наука, 1993. 58 с.
- Хаин В.Е. Тектоника континентов и океанов (год 2000). М.: Научный мир, 2001. 606 с.
- Хаин В.Е., Божко Н.А. Историческая геотектоника. Докембрий. М.: Недра, 1988. 382 с.
- Хачатрян Р.О. Тектоническое развитие и нефтегазоносность Волжско-Камской антеклизы. М.: Наука, 1979. 171 с.
- Хильтова В.Я., Крылов И.Н. Докембрий центральной части Восточного Саяна // Докембрий Восточного Саяна. М.: Наука, 1964. С. 8–122.
- Холодов В.Н. Геохимические типы питающих провинций континентального блока и их эволюция в истории Земли // Литология на новом этапе развития геологических знаний. М.: Наука, 1981. С. 76–90.
- Холодов В.Н. Эволюция питающих провинций и осадочное рудообразование // Природа. 1999. № 1. С. 58–71.
- Худoley А.К. Тектоника пассивных окраин древних континентов (на примере восточной окраины Сибирской и западной окраины Североамериканской платформ): Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. М.: ГИН РАН, 2003. 35 с.
- Худoley А.К., Рейнбирд Р., Стерн Р. и др. Новые данные о рифейском тектогенезе на северо-востоке России // Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма: Матер. XXXII тектон. совещ. Т. 2. М.: ГЕОС, 1999. С. 261–264.
- Цыпуков М.Ю., Ножкин А.Д., Бобров В.А., Шипицын Ю.Г. Коматиит-базальтовая ассоциация Канского зеленокаменного пояса (Восточный Саян) // Геология и геофизика. 1993. № 8. С. 98–108.
- Чумаков Н.М. К стратиграфии верхних горизонтов докембрия на Южном Урале // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1978. № 12. С. 35–48.
- Чумаков Н.М. Опорный разрез вендских ледниковых отложений Южного Урала (кургашлинская свита Криволукского грабена) // Урал: фундаментальные проблемы геодинамики и стратиграфии. М.: Наука, 1998. С. 138–153.

- Шенфиль В.Ю. Поздний докембрий Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1991. 185 с.
- Юдович Я.Э. Региональная геохимия осадочных пород. Л.: Наука, 1981. 276 с.
- Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Основы литохимии. СПб.: Наука, 2000. 479 с.
- Юдович Я.Э., Кетрис М.П., Гареев Э.З. Природа аномальных накоплений калия в глинистых породах // Геохимия. 1991. № 5. С. 689–700.
- Янаскурт О.В. Предметаморфические изменения осадочных пород в стратифере: Процессы и факторы. М.: ГЕОС, 1999. 260 с.
- Янаскурт О.В., Карпова Е.В., Ростовцева Ю.В. Литология (избранные лекции). М.: Изд-во МГУ, 2004. 228 с.
- Armstrong N.V., Wilson A.H., Hunter D.H. The Nsuze Group, Pongola sequence, South Africa: geochemical evidence for Archean volcanism in a continental setting // Prec. Res. 1986. V. 34. P. 175–203.
- Bartley J.K., Semikhatov M.A., Kaufman A.J. et al. Global events across the Mesoproterozoic-Neoproterozoic boundary: C and Sr isotopic evidence from Siberia // Prec. Res. 2001. V. 111. P. 165–202.
- Bavinton O.A., Taylor S.R. Rare earth element geochemistry of Archean metasedimentary rocks from Kambalda, Western Australia // Geochim. Cosmochim. Acta. 1980. V. 44. P. 639–648.
- Berzin N.A. Microcontinents at the Siberian convergent-transform margin of the Paleo-Asian Ocean // Metallogeny of the Pacific Northwest: Tectonics, Magmatism and Metallogeny of Active Continental Marins. Vladivostok: Dalnauka, 2004 P. 80–82.
- Bhatia M.R. Plate tectonics and geochemical composition of sandstones // J. Geol. 1983. V. 91, № 6. P. 611–627.
- Bhatia M.R., Crook K.A.W. Trace element characteristics of graywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins // Contrib. Mineral. Petrol. 1986. V. 92. P. 181–193.
- Bogdanova S.V., Gorbatshev R., Garetsky R.G. The East European Craton // Encyclopedia of Geology. R.C. Selley, L.R. Cocks, I.R. Plimer (Eds). 2005. V. 2. P. 34–49.
- Boynton W.V. Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies // Rare earth element geochemistry. P. Henderson (ed.). Elsevier, 1984. P. 63–114.
- Condie K. C. Geochemistry of early Precambrian greywackes from Wyoming // Geochim. Cosmochim. Acta. 1967. V. 31. P. 2135–2149.
- Condie K.C. Chemical composition and evolution of the upper continental crust: contrasting results from surface samples and shales // Chem. Geol. 1993. V. 104. P. 1–37.
- Condie K.C. Plate tectonics and crustal evolution. 4th ed. Butterworth Heinemann. Oxford, 1997. 282 p.
- Condie K. Episodic continental growth and supercontinents: a mantle avalanche connection? // Earth Planet. Sci. Lett. 1998. V. 163. P. 97–108.
- 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.
- Condie K.C., Wilks M., Rosen O.M., Zlobin V.L. Geochemistry of metasediments from the Precambrian Hapschan Series, eastern Anabar Shield, Siberia // Prec. Res. 1991. V. 50. P. 37–47.
- Cox R., Lowe D. A conceptual review of regional-scale controls on the composition of clastic sediment and the co-evolution of continental blocks and their sedimentary cover // J. Sed. Res. 1995. V. A65. P. 1–12.
- Cox R., Lowe D.R., Cullers R.L. The influence of sediment recycling and basement composition on evolution of mudrock chemistry in southwestern United States // Geochim. 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. The geochemistry of shales, siltstones, and sandstones of Pennsylvanian-Permian age, Colorado, USA: implications for provenance and metamorphic studies // Lithos. 2000. V. 51. P. 181–203.
- Cullers R.L. Implications of elemental concentrations for provenance, redox conditions, and metamorphic studies of shales and limestones near Pueblo, CO, USA // Chem. Geol. 2002. V. 191. P. 305–327.
- 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., 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. Cosmochim. Acta. 1975. V. 39. P. 1691–1703.

- Danchin R.V.* Chromium and nickel in the Fig Tree Shale from South Africa // *Science*. 1967. V. 158. P. 261–262.
- Dia A., Allegre C.J., Erlank A.J.* The development of continental crust through geological time: The South Africa case // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1990. V. 98. P. 74–89.
- Dobson D.M., Dickens G.R., Rea D.K.* Terrigenous sediment on Ceara Rise: a Cenozoic record of South American orogeny and erosion // *Palaeogeogr. Palaeoclimat. Palaeoecol.* 2001. V. 165. P. 215–229.
- Dovzhikova E., Pease V., Remizov D.* Neoproterozoic island arc magmatism beneath the Pechora Basin, NW Russia // *GFF*. 2004. V. 126. P. 353–362.
- Echtler H.P., Stiller M., Steinhoff F. et al.* Preserved collisional crustal structure of the Southern Urals revealed by Vibroseis profiling // *Science*. 1996. V. 274. P. 224–226.
- Eriksson P.G., Martins-Neto M.A., Nelson D.R. et al.* An introduction to Precambrian basins: their characteristics and genesis // *Sed. Geol.* 2001. V. 141–142. P. 1–35.
- Einsele G.* Sedimentary basins. Evolution, facies and sediment budget. Berlin: Springer, 1992. 628 p.
- Engel A.E.J., Itson S.P., Engel C.G. et al.* Crustal evolution and global tectonics: a petrogenic view // *Geol. Soc. Am. Bull.* 1974. V. 85. P. 843–858.
- Ernst R.E., Pease V., Puchkov V.N. et al.* Geochemical characterization of Precambrian magmatic suites of the Southeastern margin of the East European craton, Southern Urals, Russia // *Геологический сборник № 5. Уфа: ИГ УНЦ РАН*, 2006. С. 119–161.
- Fedo C.M., Eriksson K.A., Krogstad E.J.* Geochemistry of shales from the Archean (~3.0 Ga) Buhwa Greenstone Belt, Zimbabwe: implications for provenance and source-area weathering // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1996. V. 60. P. 1751–1763.
- Feng R., Kerrich R.* Geochemistry of fine-grained clastic sediments in the Archean Abitibi greenstone belt, Canada: implications for provenance and tectonic setting // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1990. V. 54. P. 1061–1081.
- Frost B.R., Avchenko O.V., Chamberlain K.R., Frost C.D.* Evidence for extensive Proterozoic remobilization of the Aldan shield and implication for Proterozoic plate tectonic reconstructions of Saiberia-Laurentia // *Prec. Res.* 1998. V. 89. P. 1–23.
- Gao S., Wedepohl K.H.* The negative Eu anomaly in Archean sedimentary rocks: implication for decomposition, age and importance of their granitic source // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1995. V. 133. P. 81–94.
- Gao S., Ling W., Qiu Y. et al.* Contrasting geochemical and Sm-Nd isotopic compositions of Archean metasediments from the Kongling high-grade terrain of the Yangtze craton: evidence for cratonic evolution and redistribution of REE during crustal anatexis // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1999. V. 63. P. 2071–2088.
- Gee D.G., Pease V.* (Eds). The Neoproterozoic Timanide Orogen of Eastern Baltica // *Geol. Soc. London. Memoirs*. 2004. V. 30. 255 p.
- Gee R.D., Baxter J.L., Wilde S.A., Williams I.R.* Crustal development of the Archean Yilgarn Block, Western Australia // *Spec. Publ. Geol. Soc. Aust.* 1981. V. 7. P. 43–56.
- Gee D., Beliakova L., Pease V. et al.* New, single zircon (Pb-evaporation) ages from Vendian intrusions in the basement beneath the Pechora Basin, northeastern Baltica // *Polarforschung*. 2000. V. 68. P. 161–170.
- Gibbs A.K., Montgomery C.W., O'Day P.A., Erslev E.A.* The Archean-Proterozoic transition: evidence from the geochemistry of metasedimentary rocks of Guyana and Montana // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1986. V. 50. P. 2125–2141.
- Girty G.H., Hanson A.D., Knaack C., Johnson D.* Provenance determined by REE, Th, Sc analyses of metasedimentary rocks, Boyden Cave Roof Pendant, central Sierra Nevada, California // *J. Sed. Res.* 1994. V. B 64. P. 68–73.
- Glikson A.Y.* Archean geosynclinal sedimentation near Kalgoorlie, Western Australia // *Spec. Publ. Geol. Soc. Aust.* 1971. V. 3. P. 443–460.
- Glodny J., Pease V.L., Montero P. et al.* Protolith ages of eclogites, Marun-Keu Complex, Polar Urals, Russia: implications for the pre- and early Uralian evolution of the northeastern European continental margin // *The Neoproterozoic Timanide Orogen of Eastern Baltica*. Gee D.G., Pease V.L. (Eds). *Geol. Soc. London. Memoirs*. 2004. V. 30. P. 87–105.
- Goldstein S.J., Jacobsen S.B.* Nd and Sm isotopic systematics of rivers water suspended material: implications for crustal evolution // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1988. V. 87. P. 249–265.
- Gorokhov I.M., Melnikov N.N., Turchenko T.L. et al.* Two illite generations in an Upper Riphean shale: The Rb-Sr isotopic evidence // *EUG 8. Abs. Suppl. № 1 to Terra Nova*. 1995. V. 7. P. 330–331.
- Grazhdankin D.* Late Neoproterozoic sedimentation in the Timan foreland // *The Neoproterozoic*

- Timanide Orogen of Eastern Baltica. Gee D.G., Pease V.L. (Eds). Geol. Soc. London. *Memorie*. 2004. V. 30. P. 37–46.
- Grotzinger J.P., Ingersoll R.V. Proterozoic sedimentary basins // The Proterozoic biosphere: a multidisciplinary study. J.W. Schopf, C. Klein (Eds). Cambridge University Press. 1992. P. 47–50.
- Gu X.X. Geochemical characteristics of the Triassic Tethys-turbidites in northwestern Sichuan, China: implications for provenance and interpretation of the tectonic setting // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1994. V. 58. P. 4615–4631.
- Haskin L.A., Haskin M.A., Frey F.A., Wildeman T.R. Relative and absolute terrestrial abundances of the rare earths // *Origin and distribution of the elements*. L.H. Ahrens (Ed.). Pergamon. Berlin. 1968. P. 889–912.
- 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.
- Herron M.M. Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data // *J. Sed. Petrol.* 1988. V. 58. P. 820–829.
- Hofmann A., Bolhar R., Dirks P., Jelsma H. The geochemistry of Archean shales derived from a mafic volcanic sequence, Belingwe greenstone belt, Zimbabwe: provenance, source area unroofing and submarine versus subaerial weathering // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2003. V. 67. P. 421–440.
- Jahn B.-M., Condie K.C. Evolution of the Kaapvaal Craton as viewed from geochemical and Sm-Nd isotopic analyses of intracratonic pelites // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1995. V. 59. P. 2239–2258.
- Jahn B.-M., Wu F., Chen B. Massive granitoid generation in Central Asia: Nd isotope evidence and implication for continental growth in the Phanerozoic // *Episodes*. 2000. V. 23. P. 82–92.
- Jacobsen S.B., Wasserburg G.J. Sm-Nd evolution of chondrites and achondrites // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1984. V. 67. P. 137–150.
- Jenner G.A., Fryer B.J., McLennan S.M. Geochemistry of the Archean Yellowknife Supergroup // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1981. V. 45. P. 1111–1129.
- Khain E.V., Bibikova E.V., Krener A. et al. The most ancient of the Central Asian fold belt: U-Pb and Pb-Pb zircon ages for the Dunzhugur Complex, eastern Sayan, Siberia, and geodynamic implication // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2002. V. 199. P. 311–325.
- Kovach V.P., Matukova D.L., Berezhnaya N.G. et al. SHRIMP zircon age of the Gargan block tonalities – find Early Precambrian basement of the Tuvino-Mongolian microcontinent, Central Asia mobile belt // 32th IGC Session: T31.01 – Tectonics of Precambrian mobile belts. Abstracts. 2004.
- Khudoley A.K., Rainbird R.H., Stern R.A. et al. Sedimentary evolution of the Riphean-Vendian Basin of southeastern Siberia // *Prec. Res.* 2001. V. 111. P. 129–163.
- Kuzmichev A.B., Bibikova E.V., Zhuravlev D.Z. Neoproterozoic (~ 800 Ma) orogeny in the Tuva-Mongolia Massiv (Siberia): Island arc-continent collision at the northeast Rodinia margin // *Prec. Res.* 2001. V. 110. P. 109–126.
- 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.
- Lowe D.R. The Proterozoic sedimentary record // The Proterozoic biosphere: a multidisciplinary study. J.W. Schopf, C. Klein (Eds). Cambridge University Press., 1992. P. 53–57.
- Ludwig K.R. A plotting and regression program for radiogenic-isotope data // U.S. Geol. Surv. Open-File Rep. 1992. 91–445. 40 p.
- Ludwig K.R. Isoplot/Ex ver. 2.49 // Spec. Publ. Berkeley Geochronological Center. 2001. № 1a. 55 p.
- Martin H. Effect of steeper Archean geothermal gradients on geochemistry of subduction-related magmas // *Geology*. 1986. V. 4. P. 753–756.
- Martin H. The Archean grey gneisses and the genesis of the continental crust // Archean crustal evolution. K.C. Condie (Ed.). Elsevier. 1994. P. 205–259.
- Martin M.W., Grazhdankin D.V., Bowring S.A. et al. Age of Neoproterozoic bilaterian body and trace fossils, White Sea, Russia: Implications for Metazoan evolution // *Science*. 2000. V. 288. P. 841–845.
- Maslov A.V. Riphean and Vendian sedimentary sequences of the Timanides and Uralides, the eastern periphery of the East European Craton // The Neoproterozoic Timanide Orogen of Eastern Baltica. D.G. Gee, V.L. Pease (Eds). Geol. Soc. London. 2004. *Memories*. 30. P. 19–35.
- Maslov A.V., Erdtmann B.-D., Ivanov K.S. et al. The main tectonic events, depositional history, and the palaeogeography of the Southern Uralides during the Riphean-Early Paleozoic // *Tectonophysics*. 1997. V. 276. P. 313–335.
- McLennan S.M. On the geochemical evolution of sedimentary rocks // *Chem. Geol.* 1982. V. 37. P. 335–350.

- McLennan S.M.* Rare earth elements in sedimentary rocks: influence of provenance and sedimentary processes // *Geochemistry and mineralogy of rare earth elements*. B.R. Lipin, G.A. McKay (Eds). Reviews in Mineralogy. 1989. V. 21. P. 169–200.
- McLennan S.M., Hemming S.* Samarium/neodymium elemental and isotopic systematics in sedimentary rocks // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1992. V. 56. P. 887–898.
- McLennan S.M., Taylor S.R.* Th and U in sedimentary rocks: crustal evolution and sedimentary recycling // *Nature*. 1980. V. 285. P. 621–624.
- McLennan S.M., Taylor S.R.* Sedimentary rocks and crustal evolution: tectonic setting and secular trends // *J. Geology*. 1991. V. 99. P. 1–21.
- 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. Cosmochim. Acta*. 1980. V. 44. P. 1833–1839.
- McLennan S. M., Taylor S. R., Eriksson K. A.* Geochemistry of Archean shales from the Pilbara Supergroup, Western Australia // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1983. V. 47. P. 1211–1222.
- McLennan S. M., Taylor S. R., McGregor V. R.* Geochemistry of Archean metasedimentary rocks from West Greenland // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1984. V. 48. P. 1–13.
- McLennan S.M., Hemming S.R., McDaniel D.K., Hanson G.N.* Geochemical approaches to sedimentation, provenance and tectonics // *Processes controlling the composition of clastic sediments*. M.J. Johnsson and A. Basu (Eds). *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.*, 1993. V. 284. P. 21–40.
- 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.
- Michard A., Gurriet P., Soudant M., Albarede F.* Nd isotopes in French Phanerozoic shales: external vs. internal aspects of crustal evolution // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1985. V. 49. P. 601–610.
- Nance W.B., Taylor S.R.* Rare earth element patterns and crustal evolution – I. Australian post-Archean sedimentary rocks // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1976. V. 40. P. 1539–1551.
- Nance W.B., Taylor S.R.* Rare earth element patterns and crustal evolution – II. Archean sedimentary rocks from Kalgoorlie, Australia // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1977. V. 41. P. 225–231.
- Nath B.N., Kunzendorf H., Plüger W.L.* Influence of provenance, weathering and sedimentary processes on the elemental ratios of the fine-grained fraction of the bedload sediments from the Vembanad lake and the adjoining continental shelf, southwest coast of India // *J. Sed. Res.* 2000. V. 70. № 5. P. 1081–1094.
- 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.
- Pease V., Dovzhikova E., Beliakova L., Gee D.G.* Late Neoproterozoic granitoid magmatism in the Pechora Basin basement, NW Russia: geochemical constraints indicate westward subduction beneath NE Baltica // *The Neoproterozoic Timanide Orogen of Eastern Baltica*. D.G. Gee, V.L. Pease (Eds). *Geol. Soc. London*. 2004. *Memorie*. V. 30. P. 75–85.
- Piper J.D.A.* The Neoproterozoic supercontinent. Rodinia or Paleopangaea? // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2000. V. 176. P. 131–146.
- Rainbird R.H., Stern R.A., Khudoley A.K. et al.* U-Pb geochronology of Riphean sandstone and gabbro from southeast Siberia and its bearing on the Laurentia-Siberia connection // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1998. V. 164. P. 409–420.
- Rock N.M., Webb J.A., McNaughton N.J. et al.* Nonparametric estimation of averages and errors for small datasets in isotope geoscience: a proposal // *Chem. Geol.* 1987. V. 66. P. 163–177.
- Ronkin Y., Kholodnov V., Lepikhina O. et al.* The Kusa gabbro massif (the Southern Urals): Sm-Nd isotope and geochemical constraints // *84th Annual Meeting of the DMG. Beihefte zum European Journal of Mineralogy*. 2006. V. 18. № 1. P. 112.
- Roser B.P., Cooper R.A., Nathan S., Tulloch A.J.* Reconnaissance sandstone geochemistry, provenance, and tectonic setting of the lower Paleozoic terranes of the West Coast and Nelson, New Zealand // *N.Z. J. Geol. Geophys.* 1996. V. 39. P. 1–16.
- Rudnik R.L., Gao S.* Composition of the Continental Crust // *Treatise on Geochemistry*. 2003. V. 3. P. 1–64.
- Sambasiva Rao V.V., Sreenivas B., Balaram V. et al.* The nature of the Archean upper crust as revealed by the geochemistry of the Proterozoic shales of the Kaladgi basin, Karnataka, southern India // *Prec. Res.* 1999. V. 98. P. 53–65.
- Sengor A.M.C., Natalin B.A., Burtman V.S.* Evolution of the Altaid tectonic collage and Paleozoic crustal growth in Eurasia // *Nature*. 1993. V. 364. P. 299–307.

- Shaw D.M., Dickin A.P., Li H et al. Crustal geochemistry in the Wawa-Foleyet region, Ontario // *Can. J. Earth Sci.* 1994. V. 31. P. 1104–1121.
- Schopf J.W. A synoptic comparison of Phanerozoic and Proterozoic Evolution // *The Proterozoic biosphere: a multidisciplinary study*. Schopf J.W., Klein C. (Eds). Cambridge University Press. 1992. P. 599–600.
- Schopf J.W., Klein C. (Eds). *The Proterozoic biosphere: a multidisciplinary study* // Cambridge University Press. 1992. 758 pp.
- Taylor S.R., McLennan S.M. *The continental crust: its composition and evolution*. Blackwell, Cambridge, Mass. 1985. 312 p.
- Taylor S.R., McLennan S.M. The chemical evolution of the continental crust // *Rev. Geophys.* 1995. V. 33. P. 241–265.
- Taylor S.R., Rudnick R.L., McLennan S.M., Eriksson K. Rare earth element patterns in Archean high-grade metasediments and their tectonic significance // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1986. V. 50. P. 2267–2279.
- The Precambrian Earth: Tempos and Events / Eriksson P.G., Altermann W., Nelson D.R., Mueller W.U. and Catuneanu O. (Eds). *Developments in Precambrian Geology*, 2004. V. 12. Elsevier. Amsterdam-Boston-Tokyo. 2004. 941 p.
- Ujike O. Chemical composition of Archean Pontiac metasediments, southwestern Abitibi Belt, Superior Province // *Can. J. Earth Sci.* 1984. V. 21. P. 727–731.
- Veizer J. Recycling on the evolving Earth: geochemical record in sediments // *Proc. 27th Int. Geol. Congress.* 1984. V. 11. Utrecht. VNU Sci., Press. 1984. P. 325–345.
- Veizer J., Jansen L. Basement and sedimentary recycling-2: time dimension to global tectonics // *J. Geol.* 1985. V. 93. № 6. P. 625–643.
- Wildeman T. R., Condie K. C. Rare earths in Archean graywackes from Wyoming and from the Fig Tree Group, South Africa // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1973. V. 37. P. 439–453.
- Willner A.P., Sindern S., Metzger R. et al. Typology and single grain U/Pb ages of detrital zircons from Proterozoic sandstones in the SW Urals (Russia): early time marks at the eastern margin of Baltica // *Prec. Res.* 2003. V. 124. P. 1–20.
- Wronkiewicz D.J., Condie K.C. Geochemistry of Archean shales from the Witwatersrand Supergroup, South Africa: source-area weathering and provenance // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1987. V. 51. P. 2401–2416.
- Wronkiewicz D.J., Condie K.C. Geochemistry and provenance of sediments from the Pongola Supergroup, South Africa: evidence for a 3.0-Ga-old continental craton // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1989. V. 53. P. 1537–1549.
- 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.
- Yamashita K., Creaser R.A. Geochemical and Nd isotopic constraints for the origin of Late Archean turbidites from the Yellowknife area, Northwest Territories, Canada // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1999. V. 63. P. 2579–2598.
- Young G.M., Nesbitt H.W. Major element geochemistry of diamictites and argillites of the Gowganda Formation (early Proterozoic), Ontario, Canada // *Abstracts of 12th International Sedimentol. Congress.* Canberra. 1986. P. 344.
- Young G.M., Nesbitt H.W. Paleoclimatology and provenance of the glaciogenic Gowganda formation (Paleoproterozoic), Ontario, Canada: a chemostratigraphic approach // *Geol. Soc. Am. Bull.* 1999. V. 111. P. 264–274.

Научное издание

**А.В. Маслов, А.Д. Ножкин, В.Н. Подковыров, Е.Ф. Летникова,
О.М. Туркина, Д.В. Гражданкин, Н.В. Дмитриева, М.В. Ишерская,
М.Т. Крупенин, Ю.Л. Ронкин, Э.З. Гареев, С.В. Вещева, О.П. Лепихина**

ГЕОХИМИЯ ТОНКОЗЕРНИСТЫХ ТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД ВЕРХНЕГО ДОКЕМБРИЯ СЕВЕРНОЙ ЕВРАЗИИ

Рекомендовано к изданию
ученым советом Института геологии и геохимии
и НИСО УрО РАН

Редактор **Ю.Б. Корнилов**
Корректор **З.А. Семерун**
Компьютерная верстка **Н.С. Глушковой**

НИСО УрО РАН №62(08–52). Подписано в печать 10.10.2008 г. Формат 60×84 1/8.
Печать офсетная. Усл. печ. л. 34,3. Уч.-изд. л. 35. Тираж 200. Заказ 142.

Институт геологии и геохимии УрО РАН. 620151, Екатеринбург, Почтовый пер., 7.

Размножено с готового оригинал-макета в типографии
ООО «ИРА УТК», 620219, Екатеринбург, Карла Либкнехта, 42.