

ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ, ЛИТОХИМИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ИНДИКАТОРЫ ПАЛЕОКЛИМАТА (НА ПРИМЕРЕ РИФЕЯ ЮЖНОГО УРАЛА)

© 2003 г. А. В. Маслов, М. Т. Крупенин, Э. З. Гареев*

*Институт геологии и геохимии Уральского отделения Российской академии наук
620151 Екатеринбург, Почтовый пер., 7, E-mails: maslov@igg.uran.ru, krupenin@igg.uran.ru*

** Уфимский научный центр Российской академии наук
450000 Уфа, ул. Карла Маркса, 6, E-mail: emik@anrb.ru*

Поступила в редакцию 23.09.2002 г.

Считается, что для достоверной реконструкции климатических параметров позднего докембрия необходимо комплексное использование литологических, литохимических и геохимических данных. Однако в настоящее время все более актуальной становится проблема сопоставления результатов палеоклиматических реконструкций, полученных разными методами. В статье приведены материалы сравнительного анализа палеоклиматических данных, полученных различными литологическими, лито- и геохимическими методами для типового разреза рифея западного склона Южного Урала. Сравнение результатов реконструкции палеоклимата разными методами показало достаточно хорошую их сходимость. Однако для отдельных уровней типового разреза рифея результаты палеоклиматических реконструкций, полученных разными методами, подчас прямо противоположны. Связано это, скорее всего, с недооценкой процессов рециклинга и некорректным перенесением выводов, полученных для "first cycle" осадков, на породы, прошедшие многократное переотложение. Использование критериев распознавания таких осадочных образований показывает, что более половины типового разреза рифея сложено рециклированными отложениями и, следовательно, использование для них стандартных лито- и геохимических методов (CIA-индекс и др.) реконструкции палеоклимата может привести не к выявлению реальных палеоклиматических признаков, а к созданию виртуальных моделей, лишь отдаленно сходных с действительностью. Задачей ближайшего будущего является разработка методических приемов, позволяющих избежать подобных ошибок.

Климат является одним из основных факторов, определяющих общий облик осадочных ассоциаций [Тимофеев, 1992, 2000 и др.]. Климатический тип осадочного процесса в значительной мере контролирует специфику дифференциации вещества на поверхности нашей планеты [Страхов, 1960–1962, 1968, 1976; Сеницын, 1967; Ясаманов, 1985; Холодов, 1993 и др.]. Учет его имеет существенное значение при реконструкции обстановок формирования как фанерозойских, так и позднедокембрийских седиментационных бассейнов, однако в последнем случае расшифровка климатических обстановок накопления терригенных и карбонатных осадков сталкивается с известными трудностями. В связи с этим большинство исследователей, занимающихся анализом общих закономерностей формирования и эволюции осадочных образований, считает, что для достоверной реконструкции климатических параметров, по крайней мере позднего докембрия, необходимо комплексное использование литологических, литохимических и геохимических данных [Маслов, Гареев, 1999; Маслов

и др., 1999 и др.]. Параллельно с этим в настоящее время все более актуальной становится проблема сопоставления результатов палеоклиматических реконструкций, полученных разными методами, анализ их достоверности и пределов применимости при палеогеографических и палеотектонических реконструкциях [Фролов, 1992; Сочава и др., 1994; Юдович, Кетрис, 2000; Интерпретация геохимических..., 2001; Подковыров, 2001; McLennan et al., 1993; Cullers, Podkovyrov, 2000].

Недавно А.К. Худолем [2000] проведено сравнение возможностей геохимического и минералогического методов исследования при реконструкции особенностей эволюции рифейско-палеозойских осадочных бассейнов юго-восточной окраины Сибирской платформы. Оказалось, что при реконструкции состава источников сноса по данным изучения песчаников минералогические (петрографические) и геохимические материалы вполне сопоставимы. Последние являются более информативными при расшифровке состава и отнесительной роли различных типов пород в пита-

ющих провинциях, тогда как при палеотектонических построениях более достоверны данные, полученные минералогическими методами.

Подобное сопоставление может быть выполнено в настоящее время и для палеоклиматических индикаторов. В настоящей работе приводятся результаты сравнительного анализа возможностей и достоверности разных методов реконструкции климатических обстановок осадконакопления (литологических, лито- и геохимических) применительно к достаточно хорошо изученному в литологическом и геохимическом отношении типовому разрезу рифея западного склона Южного Урала.

ИНДИКАТОРЫ ПАЛЕОКЛИМАТА

Прежде чем обратиться к анализу данных по климатическим условиям формирования осадочных образований рифея западного склона Южного Урала, надо оговориться, что только при использовании собственно литологических индикаторов мы получаем информацию о палеоклимате конечных водоемов стока, тогда как лито- и геохимические индикаторы позволяют, за редким исключением, судить преимущественно о климате областей размыва и распространять эти данные на область седиментации можно лишь с определенными допущениями.

Литологические индикаторы климата. В серии фундаментальных работ середины XX в. Н.М. Страховым [1960–1962, 1963] отчетливо показаны основные закономерности формирования состава обломочных пород в различных климатических обстановках. Так, олигомиктовые комплексы характерны, по данным Н.М. Страхова, для гумидного влажного и теплого климата при невысокой степени расчлененности рельефа в областях питания. Интересно отметить, что указанные образования могут возникать не только как результат многократного переотложения терригенного материала, но и за счет прямого размыва "...глубоковыветрелых магматических и метаморфических пород" [Страхов, 1963, с. 115]. В условиях ледового литогенеза осадочные образования практически полностью слагаются заимствованным из подстилающих пород материалом и минимально дифференцированы. Для терригенных отложений аридных областей характерны постоянное присутствие карбонатов и пестрая или красноцветная окраска. Сходных или близких представлений о соотношении состава терригенных образований и климата придерживались позднее В.М. Сеницын [1967], Г.Н. Бровков [1974], Н.Н. Верзилин [1975, 1979], В.Д. Шутов [Граувакки, 1972], Н.А. Ясаманов [1985, 1986, 1989], В.Н. Шванов [1987] и другие исследователи.

Так, Н.Н. Верзилин [1975] в качестве литологических индикаторов аридного климата рассматривает широкое распространение красноцветных карбонатов (доломитов или магнезитов), наличие в разрезах гипсоносных пачек, высокое содержание в обломочных породах свежих полевых шпатов, а также присутствие значительного количества монтмориллонита и палыгорскита в глинистых породах. В более поздней работе [Верзилин, 1979] автор приводит следующий перечень пород-индикаторов различных климатических обстановок: 1) гумидного климата – угленосные толщи, руды железа и марганца, бокситы, каолинитовые глины; 2) аридного климата – гипсы, ангидриты, флюориты, целестин, галит, красноцветные карбонатные породы, монтмориллонитовые, палыгорскитовые и сепиолитовые глины; 3) теплого жаркого – морские фосфориты и оолитовые известняки.

В.И. Славин и Н.А. Ясаманов [1982] рассматривали климат как главный фактор, контролирующий процессы литогенеза и состав продуктов седиментации. По их представлениям, ведущую роль в установлении климатической зональности прошлого играют осадочные формации. Например, для зон аридного климата типичны грубообломочные пролювиальные образования, золотые отложения, гипсы, ангидриты, соли и известково-доломитовые осадки. Олигомиктовые отложения, карбонатные, высококарбонатные и глинисто-карбонатные последовательности указывают на преобладание равномерно-влажного климата и т.п.

По данным Н.А. Ясаманова [1985], геологические комплексы-индикаторы климатических обстановок прошлого фиксируют обобщенную информацию обо всех климатических параметрах на той или иной территории. Для гумидного климата – это горючие сланцы и угли, для жаркого аридного климата – соли, гипсы, ангидриты и первично-седиментационные доломиты. Однако, по данным А.А. Годовикова [1975, с. 444], "...прямое осаждение доломита – явление сравнительно редкое и может происходить лишь из отшнуровавшихся от моря замкнутых бассейнов в условиях сухого жаркого климата... В ассоциации с подобными доломитами находятся различные галогениды, гипс, ангидрит...". Интересная мысль относительно индикаторной роли доломитов как показателей климата была высказана примерно десятилетием ранее Э. Макки [1968]. По его представлениям, доломиты первичного происхождения могут являться важными индикаторами аридного климата, поскольку эти породы, судя по данным палеогеографии, по-видимому, отлагаются в бассейнах повышенной солености: отсутствие же доломитов вовсе не означает, что климат не был аридным. На влажный тропический климат указывают коры выветривания латеритного типа:

его антипод, аридный тропический климат, по-видимому, мог способствовать сохранению начальных продуктов вызревания обломочного материала (силикатов). Присутствие в разрезах полимиктовых и аркозовых песчаников предполагает, по мнению Н.А. Ясаманова, что климат на континенте мог быть холодным аридным, при достаточно большой расчлененности рельефа. Наличие глауконита в осадках указывает на формирование их в условиях теплого климата (климатический оптимум И.В. Николаевой). Карбонатно-сульфатные осадочные ассоциации могут являться индикаторами аридного седиментогенеза и т. д.

Как показано Т.Ф. Негруца [1985], сходство большинства морфогенетических характеристик докембрийских и фанерозойских осадочных образований позволяет более или менее достоверно реконструировать климатические параметры процессов осадконакопления. Обобщение данных по типам ритмичности и цикличности осадочных и вулканогенно-осадочных последовательностей, формам осадочных тел и пространственным взаимоотношениям различных типов пород, слоистости, поверхностным текстурам и ряду других признаков привели Т.Ф. Негруца к выводу о том, что, начиная, по крайней мере, с 3.5–3.8 млрд. лет на поверхности нашей планеты действовали “обычные” экзо- и эндогенные процессы и, следовательно, сопоставление докембрийских осадочных ассоциаций с типовыми климатическими формациями В.М. Синицина и Н.А. Ясаманова вполне приемлемо и корректно.

По представлениям В.Н. Шванова [1987] и других исследователей, песчаники, накапливавшиеся в обстановке теплого гумидного климата, практически не содержат полевых шпатов, часто обнаруживают присутствие аутигенного или аллотигенного глауконита и могут ассоциировать с калькаренидами или кальклититами. Структурная зрелость пород, сформированных в этих обстановках, обычно достаточно высокая. Песчаники холодного гумидного климата, напротив, сложены относительно малоустойчивыми к выветриванию компонентами, структурная зрелость их различна и часто относительно невелика, а карбонатный материал практически отсутствует. В условиях аридного климата в песчаниках в значительных количествах присутствуют полевые шпаты, заметную роль играют карбонатные минералы, в глинистом цементе ведущая роль принадлежит минералам группы корренсита и Fe-иллита. Структурная зрелость псаммитов в аридных климатических обстановках относительно невелика.

А.В. Гольберт [1987] отметил, что литологические критерии позволяют надежно судить о принадлежности осадочных последовательностей к климатам-антиподам: аридному или гумид-

ному, теплому или холодному, однако для небольшой территории, в пределах одного климатического пояса, они не имеют решающей роли в реконструкции палеоклимата. По представлениям названного автора, одним из важнейших индикаторов климата является минеральный состав глинистых и глинистого цемента ассоциирующих с глинами алевролитов и песчаников. При этом на гумидный жаркий климат на прилежащей к бассейну осадконакопления суше указывают присутствующие в его осадках каолинит и галлуазит, собственно каолинит является свидетельством преобладания на суше теплого гумидного климата, а гидрослюды, смектиты, смешанослойные образования, палыгорскит и сепиолит предполагают существование в областях сноса аридного климата.

В.Т. Фролов [1992] среди наиболее выразительных осадочных образований климата гумидного типа называет бокситы, железные и марганцевые руды, первичные каолины и кварцевые пески, палеороссыпи тяжелых минералов, угли, биогенные известняки и фосфориты, тогда как для аридного климата характерны аркозовые и граувакковые песчаники, известняки, доломиты и эвалориты, а также рудопроявления и залежи меди, свинца и цинка, урана, фтора, брома и ряда других ценных компонентов.

Раннепротерозойским эпохам оледенения и эвалоритизации посвящена специальная работа А.М. Ахмедова с соавторами [1996]. По их данным, признаками формирования осадков в условиях жаркого (эвалоритового) климата являются пестрая окраска, пустоты выщелачивания по кристаллам гипса, собственно кристаллы гипса и ангидрита, а также псевдоморфозы по ним и по кристаллам галита, баритоносные, высокостроениевые и высоконатриевые сланцы в ассоциации со строматолитами и др. Авторами отмечено обогащение аргиллитов с псевдоморфозами по гипсу и ангидриту тяжелыми изотопами серы и кислорода и показано, что по указанным параметрам эпохи эвалоритизации реконструируются довольно уверенно.

По данным Т.Ф. Негруца и В.З. Негруца [2000а], в дофанерозое выделяются практически все прототипы литогенетических (климатических) формаций: полимиктовая, мезомиктовая, олигомиктовая, мономиктовая, карбонатная и бескарбонатная красноцветные, карбонатно-сульфатная и экстракарбонатная. Полимиктовая и мезомиктовая формации, по представлениям названных авторов, являются индикаторами гумидного умеренно холодного и ледового типов литогенеза. Мономиктовая и олигомиктовая формации характерны для эпох переменного-влажного и влажного (парникового) климата. Красноцветные карбонатные отло-

жения и карбонатно-сульфатная формация формируются в обстановках аридного климата.

Одним из наиболее ярких примеров использования литологических индикаторов палеоклимата для целей реконструкции палеогеографических обстановок является работа [Жарков, Чумаков, 2001], посвященная пермо-триасовым биосферным перестройкам. По данным ее авторов, на обстановки аридной седиментации указывает широкое развитие эоловых отложений, континентальных и прибрежных себх, плайевоых соленосных озер, красноцветных аллювиальных и аллювиально-озерных отложений, карбонатно-эвапоритовых комплексов и др. Для обстановок семиаридной седиментации с недостаточным и сезонным увлажнением типичны аллювиальные конусы выноса, отложения временных рек с крупными песчаными дюнами, карбонатные конкреции и калькреды в почвенных и гомологичных им горизонтах, красно- и пестроцветные аллювиальные и аллювиально-озерные отложения, а также озерные черносланцевые образования. В этих обстановках присутствуют также континентальные и прибрежные себхи, гипсы, сульфатно-натриево-кальциевые породы. Индикаторами гумидных обстановок являются, по данным М.А. Жаркова и Н.М. Чумакова, угленосные отложения, сероцветные аллювиальные и аллювиально-озерные комплексы; на экваториальные гумидные обстановки указывают латериты.

Естественно, однако, что как индикаторы климата те или иные осадочные породы могут рассматриваться только с большой осторожностью; широкие пределы вариаций обстановок формирования и дискуссионность роли многих из них в качестве надежных индикаторов не позволяют во многих случаях прийти к однозначным выводам. Показательно в этой связи замечание В.Н. Холодова [2001] о том, что карбонатные породы, фосфориты, горючие сланцы, кремнистые и ряд других осадочных образований являются аклиматическими. Для достоверной реконструкции параметров древних климатических обстановок необходима увязка литологических, геохимических и всех других, по преимуществу косвенных, данных.

Основными литохимическими индикаторами палеоклимата, исходя из нашего опыта и опыта других специалистов в области литохимии осадочных пород [Мигдисов, 1960; Юдович, 1981; Соचाва и др., 1992, 1994; Юдович, Кетрис, 2000; Интерпретация геохимических..., 2001; Подковыров, 2001], являются следующие модули: гидролизатный ($GM = (Al_2O_3 + TiO_2 + Fe_2O_3 + FeO)/SiO_2$), алюмокремниевый ($AM = Al_2O_3/SiO_2$), титановый ($TM = TiO_2/Al_2O_3$) и натриевый ($NM = Na_2O/Al_2O_3$), а также индексы CIA = $100 \times Al_2O_3/(Al_2O_3 + CaO^* + Na_2O + K_2O)$, CIW = $100 \times Al_2O_3/(Al_2O_3 + CaO + Na_2O)$ и ICV = $(Fe_2O_3 + K_2O +$

$+ Na_2O + CaO + MgO + TiO_2)/Al_2O_3$ [Nessbit, Young, 1982; Visser, Young, 1990; Harnois, 1988; Cox et al., 1995]¹. Этим же целям служит диаграмма ($Al_2O_3 + TiO_2$) – ($Na_2O + CaO + MgO + MnO + FeO + Fe_2O_3 +$ п.п.п.) – ($SiO_2 + K_2O$) А.Б. Ронова и З.В. Хлебниковой [1961] и ряд других.

Реконструкции климатических обстановок на континенте и химической зрелости тонкого терригенного материала, поступающего в бассейн, могут быть проведены, по мнению Е.П. Акульшиной [1971, 1981, 1990], В.А. Мележика, А.А. Предовского [Мележик, 1991, 1992; Мележик, Предовский, 1982] и ряда других исследователей, также по химическому составу тонкой (<0.001 мм) фракции глинистых сланцев и метапелитов. Показателем климата в области сноса является здесь отношение Al_2O_3/TiO_2 : оно менее 20 для гумидных и более 30 для аридных обстановок.

Все названные индикаторы нашли достаточно широкое применение в практике реконструкции палеоклиматических обстановок формирования осадочных образований докембрия и фанерозоя [Янов, 1971; Юдович, 1981; Мележик, Предовский, 1982; Сараев, 1983; Ишерская, 1986; Кокин, Силичев, 1987; Низамутдинов и др., 1990; Опаренкова, 1992; Соचाва и др., 1992; Ронов и др., 1995; Подковыров, 2001; Englund, Jorgensen, 1973; Nesbitt, Young, 1982; Eriksson et al., 1990; Visser, Young, 1990; Young, Nesbitt, 1986, 1999; Stewart, 1991; Siedlecka, 1995; Sugitani et al., 1996; Fedo et al., 1996, 1997; Bhat, Ghosh, 2001; Condie et al., 2001; Mush, 2001], и на их подробной характеристике мы не останавливаемся. Несколько менее широко известны другие методические приемы, кратко рассмотренные ниже.

Так, Л. Саттнер и П. Датт, проанализировав взаимоотношения состава аллювиальных песчанников и палеоклиматических обстановок их формирования, предложили для разграничения гумидных и аридных их разновидностей диаграмму $SiO_2 - (Al_2O_3 + K_2O + Na_2O)$ [Suttner, Dutta, 1986]. По их данным, основанным на анализе условий формирования пермских, карбоновых и триасовых, т.н. "first cycle" аллювиальных отложений полуострова Индостан, степень зрелости химического со-

¹ Невыветрелые породы характеризуются значениями CIA порядка 50, тогда как сильно выветрелые разности имеют CIA до 100 единиц. Величина CIW возрастает с ростом степени разложения исходных пород или осадков, т.е. с ростом степени выветрелости материала палеоводосборов. Для слабо измененных докембрийских базальтов и гранитов индекс CIW составляет от 76 до 59; в корях выветривания по указанным породам он достигает 94-98 ед. Индекс изменения состава ICV отражает степень зрелости поступающей в область седиментации тонкой алюмосиликокластики. Незрелые глинистые сланцы, с высоким процентом неглинистых силикатных минералов, имеют значения IVC более 1, напротив, более зрелые глинистые породы с большим количеством собственно глинистых минералов имеют более низкие значения IVC.

става песчаников достаточно хорошо коррелируется с количеством осадков, т.е. гумидностью области сноса. Однако авторы особо подчеркнули тезис о том, что хотя в исследованных ими случаях валовый химический и минеральный состав песчаников позволяют достаточно однозначно интерпретировать климатические параметры, ни один из указанных индикаторов не является самодостаточным.

Весьма действенным инструментом при анализе процессов выветривания на палеоводосборах и, соответственно, палеоклиматических обстановок накопления осадочных толщ являются тройные диаграммы А–СН–К и (А–К)–С–N [Nesbitt, Young, 1982; Fedo et al., 1995]². На первой из них формирующиеся при процессах выветривания обогащенные Al фазы (каолинит, гиббсит, хлорит и др.) локализуются примерно параллельно стороне А–СН с величиной смещения в сторону вершины А, прямо пропорциональной степени преобразования исходного субстрата. Смещение же фигуративных точек в сторону полюса К обусловлено, как правило, постседиментационным К-метасоматозом [Fedo et al., 1995; Bhat, Ghosh, 2001]. Диаграмма (А–К)–С–N, сопряженная с индексом $PIA = 100 \times (Al_2O_3 - K_2O) / (Al_2O_3 + CaO^* + Na_2O - K_2O)$, иллюстрирует различную степень преобразования плагиоклазов – чем больше значения индекса PIA и, соответственно, чем ближе к полюсу А расположены фигуративные точки глинистых сланцев, тем выше степень разложения плагиоклазов в области сноса и тем более гумидными были климатические обстановки в области питания. Здесь существует, однако, проблема разграничения палеоклиматического сигнала и сигнала, обусловленного рециклингом ранее преобразованной процессами выветривания кластики. По данным К. Конди с соавторами [Condie et al., 2001], индикаторами минимального влияния процессов рециклинга на формирование тонкозернистых алюмосиликокластических отложений могут являться: 1) низкие значения отношений K_2O/Al_2O_3 , Zr/Sc и Th/Sc в глинистых сланцах³; 2) структурная незрелость псаммитов, предполагающая отсутствие сколько-нибудь значительного переотложения кластики перед окончательным захоронением; 3) наличие в ассоциирующихся с псаммитами и глинистыми сланцами прослоях и линзах конгломератов неизмененных пород из источников сноса (различные гранитои-

ды и т.п.); 4) присутствие относительно свежих обломочных полевых шпатов в песчаниках и др.

Концептуальные вопросы разграничения осадочных образований, сформированных при доминирующем влиянии рециклинга, или привноса “first cycle” материала рассмотрены в середине 90-х гг. прошедшего века Р. Коксом с соавторами [Cox, Lowe, 1995; Cox et al., 1995]. По их данным, для переотложенных тонкозернистых терригенных отложений характерны следующие особенности: 1) отношение K_2O/Al_2O_3 не превышает 0.3 ед.; 2) вследствие длительного (многоактного) переотложения материала осадок обедняется наиболее растворимыми компонентами, при этом концентрации в осадке минимально растворимых элементов, таких, как например, Th и Y, несколько увеличиваются с течением времени; 3) с течением времени содержание в осадках относительно хорошо растворимых элементов (U, Sr и др.) снижается. Процессы рециклинга ведут также к постепенному увеличению отношения легких редкоземельных элементов к тяжелым. Однако, в отличие от той ситуации, когда аналогичный тренд определяется сменой в области сноса основных пород кислыми, в процессах рециклинга не происходит фракционирования европия относительно других редких земель и, следовательно, величина Eu/Eu^* остается неизменной.

Тонкозернистые терригенные отложения, в составе которых преобладает “first cycle” материал, имеют на первых стадиях достаточно пестрый минеральный и варьирующий химический состав, однако с течением времени вырисовывается тренд в сторону увеличения содержания в них оксидов калия и алюминия при снижении содержания всех прочих петрогенных компонентов. Калий в глинах “first cycle” 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 этих глинах происходит увеличение относительного содержания некогерентных и параллельное снижение содержания когерентных элементов. В соответствии с созреванием коры, что выражается в прогрессивной ее гранитизации, в глинах рассматриваемого типа растет величина отношения LREE/HREE: симбатно увеличивается и величина Eu/Eu^* .

Среди геохимических индикаторов палеоклиматических обстановок накопления осадочных образований в первую очередь следует упомянуть ряды подвижности элементов Н.М. Страхова [1963, 1968 и др.]. Основой для их выделения стали результаты изучения характера распределения кларковых содержаний химических элементов на идеальном петрографическом профиле в ряду от песчаников и алевролитов к глинам, карбонатным и кремнистым породам. Для обстано-

² Данные диаграммы рассчитываются по молекулярным количествам петрогенных оксидов и имеют следующий вид: А–СН–К – $Al_2O_3 - CaO^* + Na_2O - K_2O$ и (А–К)–С–N – $(Al_2O_3 - K_2O) - CaO^* - Na_2O$, где CaO^* – содержание оксида кальция в алюмосиликокластической матрице.

³ По данным, приведенным в работах [McLennan et al., 1993; Cox et al., 1995; Condie et al., 2001], высокие значения указанных индексов в глинистых сланцах указывают на значительную роль в их составе переотложенного материала.

вок влажного гумидного климата средние содержания элементов на этом профиле растут от песчаников к глинам, а затем падают от глин к кремнистым образованиям. В жарком засушливом климате, напротив, распределение элементов не подчинено каким-либо определенным закономерностям и имеет хаотичный характер.

Одним из наиболее интересных геохимических индикаторов климата является отношение $\Sigma\text{Ce}/\Sigma\text{Y}$ [Балашов и др., 1964; Ронов и др., 1967, 1972; Балашов, 1976]. Сравнительное изучение верхнедевонских и нижнекаменноугольных отложений Русской платформы, формировавшихся в аридных и гумидных условиях, при относительно постоянных источниках сноса и тектонических обстановках, позволило названным авторам показать, что в первых дифференциация редкоземельных элементов (РЗЭ) отсутствует, средний состав РЗЭ в глинах, песках и карбонатных породах одинаков, а отношение $\Sigma\text{Ce}/\Sigma\text{Y}$ составляет порядка 2.2–2.4, тогда как во вторых наблюдается значительная изменчивость содержаний и состава РЗЭ. Для прибрежно-морских и пелагических глин гумидного климата величины отношения $\Sigma\text{Ce}/\Sigma\text{Y}$ оказались заметно более высокими, составив, соответственно, 3.9–4.8 и 2.3–3.8.

В середине 70-х гг. прошлого века для реконструкции палеоклимата был использован также анализ состава РЗЭ в глауконитах. По данным А.Б. Ронина с соавторами [1967] и Г.А. Казакова [Казаков, 1983; Казаков и др., 1976], глаукониты различных климатических обстановок различаются по составу и соотношению РЗЭ – в глауконитах гумидных зон литогенеза наблюдается достаточно хорошо выраженный “цериевый максимум”, тогда как в глауконитах аридных обстановок концентрации церия существенно понижены.

По представлениям М. Бхатиа и К. Крука [Bhatia, Crook, 1986] и Б. Розера с коллегами [Roger et al., 1996], хорошими индикаторами зрелости осадков, а следовательно, в значительной мере и климата, являются отношения Zr/TiO_2 и La/V . Связано это с тем, что некоторые темноцветные минералы (пироксены, амфиболы и ряд оксидов), в значительной мере обогащенные титаном и ванадием, достаточно быстро разрушаются при транспортировке и седиментации, тогда как более устойчивые – циркон, апатит, монацит и другие содержат повышенные концентрации Zr и La . Исходя из сказанного, оба указанных выше отношения имеют тенденцию к росту в более зрелых отложениях, т.е. отложениях в той или иной мере преобразованных процессами выветривания на палеоводосборах. Следует, однако, подчеркнуть, что хотя, как полагает большинство исследователей, основными факторами, влияющими на степень химического выветривания, являются температура и наличие достаточного количества во-

ды, при использовании указанных отношений необходимо быть уверенным в отсутствии влияния на них также и состава питающих провинций. Наиболее достоверные результаты дает параллельный анализ вариаций отношений CIA , $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$, Zr/TiO_2 и La/V [Dingle, Lavell, 1998]. Однако наша попытка использовать данный подход для интерпретации палеоклиматических обстановок накопления осадочных последовательностей стратотипического разреза рифея не дала положительных результатов.

Дж. Мёллер с соавторами использовали для реконструкции позднеплиоценовых палеоклиматических обстановок в окрестностях оз. Байкал вариации отношения Zr/Al в глинистой фракции (2–32 мкм) [Muller et al., 2001]. По их представлениям, названный параметр отражает изменения в системе эоловой транспортировки тонкой алюмосиликокластики, что, в свою очередь, связано с климатическими обстановками данного региона.

Примеры успешного использования геохимических критериев расшифровки условий осадконакопления, в том числе палеоклимата, для фанерозоя и докембрия также достаточно хорошо известны [Зайцев, 1975; Мележик, 1980; Низамутдинов и др., 1990; Dingle, Lavell, 1998; Porebska, Sawlowicz, 1997 и др.]. Существуют и другие подходы к использованию геохимических данных для расшифровки палеоклиматических обстановок, однако за неимением места на них мы останавливаться не будем.

ЛИТОСТРАТИГРАФИЯ ТИПОВОГО РАЗРЕЗА РИФЕЯ

Рифейские осадочные образования западного склона Южного Урала имеют мощность около 12–15 км и объединяются в три крупные седиментационные серии – бурзянскую, юрматинскую и каратаускую [Стратотип рифея..., 1983; Маслов и др., 2001]. Строение и состав слагающих указанные последовательности образований известны широкому кругу читателей журнала, в том числе и по нашим публикациям [Гареев, Маслов, 1992, 1994; Маслов, Гареев, 1996, 1999] (табл. 1).

Бурзянская серия (мощность до 5000–6500 м) объединяет айскую, саткинскую и бакальскую свиты. Нижнее подразделение айской свиты, отвечающее навышской, липовской и чудинской подсвитам в схеме М.И. Гараня, слагается в основном грубообломочными породами – конгломератами, гравелитами, грубо- и крупнозернистыми аркозовыми и граувакково-аркозовыми песчаниками [Маслов, 1990] и алевролитами и ассоциирующими с ними в ряде разрезов основными вулканитами, имеющими изотопный U-Pb возраст 1615 ± 45 млн. лет [Краснобаев, 1986]. В верхней части свиты (кисеганская и сунгурская

Таблица 1. Литостратиграфия типового разреза рифея западного склона Южного Урала

Эратема	Серия	Свита	Подсвита, толща	Изотопный возраст
Верхний рифей	Каратауская	Укская	Верхняя	664 ± 11 – 688 ± 10*
			Нижняя	
		Миньярская	Верхняя	778 ± 80**
			Нижняя	
		Инзерская	Верхняя	805–835***
Нижняя	836 ± 25**			
Зильмердакская	Бедерьшинская	1100****		
	Лемезинская			
Нугушская				
Бирьянская				
Средний рифей	Юрматинская	Авзянская	Тюльменская	
			Реветская	
			Куткурская	
Ушаковская				
Малоинзерская				
Зигазино-комаровская	Туканская			
	Амбарская			
Серегинская				
		Зигальгинская (в восточных районах мегантиклинория ниже зигальгинской присутствует машакская свита, имеющая мощность до 3200–3500 м)		
Нижний рифей	Бурзянская	Бакальская	Малобакальская	1430 ± 30**
			Макаровская	
		Саткинская	Верхнесаткинская	
Нижнесаткинская				
Половинкинская				
Верхнекусинская				
Айская	Верхнее подразделение	1615 ± 45*****		
	Нижнее подразделение			

Примечание. Звездочками в правом столбце таблицы показаны значения изотопного возраста: * Rb-Sr и K-Ar метод, аутигенный глауконит; ** возраст диагенеза, Pb-Pb метод, известняки; *** Rb-Sr метод, раннедиагенетический иллит; **** минимальный возраст обломочных цирконов, U-Pb метод; ***** возраст вулканитов, U-Pb метод; ссылки на авторов определений см. в тексте.

подсвиты М.И. Гараня) преобладают темно-окрашенные глинистые сланцы. Саткинская свита сложена в основном доломитами и известняками; глинистые сланцы наблюдаются среди них в виде маломощных, достаточно редких прослоев. В средней ее части присутствует примерно 200-метровая толща глинистых и низкоуглеродистых глинистых сланцев с редкими маломощными прослоями алевролитов и карбонатных пород (половинкинская подсвита). Саткинская свита прорывается гранитами рапакиви с U-Pb возрастом цирконов 1348 ± 16 млн. лет [Нижний рифей..., 1989]. Бакальская свита представлена низкоуглеродистыми глинистыми сланцами, алевролитами, песчаниками, доломитами и известняками. В нижней ее части (до 650 м) доминируют низкоуглеродистые глинистые сланцы, среди которых иногда присутствуют алевролиты, известняки и глинистые их разновидности, тогда как в верхней преобладают глинистые сланцы и их низкоуглеродистые разновидности, доломиты и известняки, слагающие более или менее однородные пачки мощностью до 100–200 м [Яницкий, Сергеев, 1962; Стратотип рифея..., 1983; Крупенин, 1999]. В пределах Бакальского рудного поля отложения бакальской свиты прорваны т.н. Главной дайкой, изотопный Rb-Sr возраст которой равен 1360 ± 35 млн. лет [Эльмис и др., 2000]. Возраст раннего диагенеза известняков березовской пачки бакальской свиты составляет, по данным Pb-Pb метода, 1430 ± 30 млн. лет [Кузнецов и др., 2001].

Юрматинская серия общей мощностью порядка 5000–5500 м залегает с перерывом и угловым несогласием на бурзянской и объединяет машакскую, зигальгинскую, зигазино-комаровскую и авзянскую свиты [Стратотип рифея..., 1983; Маслов и др., 2001]. Машакская свита сложена конгломератами, мелко- и среднезернистыми кварцевыми и литокласто-кварцевыми песчаниками [Маслов, 1995], алевролитами и низкоуглеродистыми глинистыми сланцами, а также метабазальтами и металипаритами. Изотопный Rb-Sr (по породе в целом) возраст последних составляет 1341 ± 41 млн. лет; цирконы из этих же образований имеют U-Pb возраст 1348 ± 30 млн. лет [Нижний рифей..., 1989]. Зигальгинская свита сложена преимущественно мономинеральными кварцевыми песчаниками и алевролитами с маломощными прослоями глинистых сланцев и, редко, конгломератов. Зигазино-комаровская свита представлена в основном темноцветными алеврито-глинистыми породами с прослоями песчаников, известняков и доломитов. Авзянская свита слагается известняками, доломитами, мелкозернистыми кварцевыми и полевошпато-кварцевыми песчаниками, алевролитами, а также глинистыми сланцами и низкоуглеродистыми разновидностями последних, объединяемыми в несколько толщ

[Стратотип рифея..., 1983; Маслов, Анфимов, 2000].

Каратауская серия (4500–5500 м) с разрывом и угловым несогласием залегает на юрматинской и включает зильмердакскую, катавскую, инзерскую, миньярскую и укскую свиты. Зильмердакская свита подразделяется на четыре подсвиты, из которых нижняя (бирьянская) представлена преимущественно аркозовыми и субаркозовыми крупно- и среднезернистыми песчаниками, алевролитами и конгломератами, а третья снизу, лемезинская подсвита, сложена преимущественно монокристовыми кварцевыми песчаниками ($Q \geq 96-98\%$). Песчаники бирьянской подсвиты содержат обломочные кристаллы циркона, минимальный изотопный возраст которых не поднимается выше 1100 млн. лет [Краснобаев, 1986; Стратотип рифея..., 1983]. Катавская свита объединяет пестроцветные тонкополосчатые глинистые известняки и мергели с редкими прослоями глинистых красноцветных сланцев и плоскообломочных карбонатных брекчий. Инзерская свита представлена преимущественно мелкозернистыми глауконито-кварцевыми песчаниками, алевролитами и глинистыми сланцами. В западных районах Башкирского мегантиклинория в нижней части свиты обособляется примерно 150–200-метровая толща тонкоплитчатых сероцветных известняков. По данным И.М. Горохова с соавторами [Gorokhov et al., 1995], Rb-Sr изотопный возраст раннедиагенетического иллита из глинистых сланцев инзерской свиты составляет 805–835 млн. лет. Время проявления раннего диагенеза в известняках подинзерских слоев датируется изохронным Pb-Pb методом в 836 ± 25 млн. лет [Овчинникова и др., 1998]. Миньярская свита представлена преимущественно доломитами и доломитизированными известняками (как хомогенными, так и фитогенными). По материалам М.А. Гаррис, глауконит из нижней части миньярской свиты имеет изотопный K-Ar возраст 740–710 млн. лет [Стратотип рифея..., 1983]. По данным Pb-Pb метода, среднезвешенное значение возраста доломитов миньярской свиты составляет 778 ± 80 млн. лет [Овчинникова и др., 1998]. Укская свита объединяет в верхней части карбонатные, а в нижней – терригенные (кварц-глауконитовые песчаники, алевролиты, аргиллиты и глинистые сланцы) отложения, залегающие согласно или местами с небольшим перерывом на породах миньярской свиты. Изотопный (Rb-Sr и K-Ar методы) возраст минералов группы глауконита из песчаников укской свиты составляет, по данным, приведенным в работах [Горожанин, 1990; Горожанин, Кутявин, 1986], от 688 ± 10 до 670 ± 10 млн. лет. Для Al-разности глауконита из нижнеукской подсвиты в разрезе у д. Кулмас Т.С. Зайцевой с соавторами [2000] получена датировка 664 ± 11 млн. лет.

В качестве основного источника алюмосиликокластики на всем протяжении рифея, как это следует из анализа литологических, лито- и геохимических данных [Маслов, 2003], выступали гранулитогнейсовые области Волго-Уральского сегмента Русской платформы, в которых в конце раннего протерозоя имело место повторное внутрикоровое фракционирование и были сформированы разнообразные по составу, в том числе калиевые, граниты [Богданова, 1986 и др.].

РЕКОНСТРУКЦИИ ПАЛЕОКЛИМАТИЧЕСКИХ ОБСТАНОВОК ФОРМИРОВАНИЯ ОСАДОЧНЫХ ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЕЙ РИФЕЯ ЗАПАДНОГО СКЛОНА ЮЖНОГО УРАЛА

В настоящем разделе приводятся только наиболее значимые материалы по данному вопросу. Более полный обзор работ, посвященных реконструкции палеоклиматических параметров седиментогенеза в позднем докембрии западного склона Южного Урала выполнен нами ранее [Маслов и др., 1998].

Реконструкции с использованием литологических критериев

Если обратиться к рассмотрению стратотипического разреза рифея с учетом приведенных выше представлений Н.М. Страхова, В.М. Синицина, Н.А. Ясаманова, В.Н. Шванова, Т.Ф. Негруца и других исследователей, то мы увидим отсутствие в нем большинства из перечисленных выше ярких литоклиматических индикаторов, более или менее определенно указывающих на специфические климатические обстановки. Напротив, широким развитием среди отложений рифея Башкирского мегантиклинория пользуются доломитовые карбонатные последовательности, на двух стратиграфических уровнях присутствуют мономиктовые кварцевые и аркозовые песчаники, а также кварц-глауконитовые псаммиты. Все это как будто бы позволяет предполагать неоднократное чередование эпох жаркого и холодного аридного, а также жаркого гумидного (с интенсивным химическим выветриванием на палеоводосборах) и теплого влажного климата (табл. 2).

Действительно, базальные уровни айской свиты бурзянской серии нижнего рифея слагаются преимущественно аркозовыми песчаниками, в которых на ряде уровней кроме калиевых полевых шпатов присутствует также значительное количество плагиоклазов. Так как последние не сохраняются в осадках в условиях господства на палеоводосборах гумидных обстановок, это позволяет считать, что климат в начале бурзяния был близким к холодному или ариднему. В пользу данного вывода свидетельствует, по всей видимо-

сти, и присутствие в составе глинистых сланцев верхней части айской свиты палыгорскита [Сульман, Демчук, 1978; Маслов и др., 1999].

Для средней части разреза бурзянской серии практически единственным литологическим индикатором климата являются мощные толщи седиментационно-диагенетических доломитов саткинской свиты, которые могут как будто бы рассматриваться как образования жаркого аридного климата. Роль присутствующих в разрезах верхней части саткинской свиты мощных пластовых залежей магнезита (так же как и магнезита, известного в составе авзянской свиты юрматиния) как индикаторов палеоклимата трактуется в настоящее время неоднозначно. Из работ Н.М. Страхова [1962, 1963 и др.] следует, что магнезит, наряду с доломитом и сульфатами, входит в состав парагенетической ассоциации хемогенных минералов эвапоритовых бассейнов. Однако в рифейских отложениях Южного Урала магнезит образует мономинеральные крупнокристаллические залежи без признаков присутствия сульфатов или других минералов-индикаторов эвапоритовых условий седиментации. П.П. Смолиным [Генетические типы..., 1984] был сделан вывод об образовании магнезита саткинского уровня вследствие выветривания в областях сноса в гумидных условиях массивов ультраосновных пород, богатых магнием. В то же время для похожих на саткинские месторождений кристаллического магнезита в палеозойских карбонатных толщах Граувакковой зоны Западной Европы (Восточные Альпы, месторождения Вейч, Брейтенау и др.) на основе данных о составе флюидных включений современными прецизионными методами В. Прохаской [Prochaska, 2000] была показана ведущая роль в образовании магнезитовых залежей нисходящих эвапоритовых рассолов, обогащенных Mg. Если следовать данному подходу, в пользу которого на Сатке есть ряд аргументов, то можно предполагать присутствие эвапоритовых отложений по крайней мере в верхней части разреза саткинской свиты, и, следовательно, климат второй половины или конца саткинского времени был достаточно близок к ариднему.

Преобладание в глинистых сланцах бакальской свиты, завершающей разрез юрматиния, существенно железистых и магнезиально-железистых хлоритов [Сульман и др., 1974; Карпова, Тимофеева, 1975; Крупенин, 1999] указывает на гумидный климат на палеоводосборах. Об этом же свидетельствуют преимущественно сероцветная окраска терригенно-карбонатных отложений всего нижнего рифея и многочисленные пачки и толщи низкоуглеродистых глинистых сланцев (кисеганско-сунгурский, половинкинский, бердагуловский, сердаукский, макаровский и другие

Таблица 2. Климатические обстановки формирования осадочных последовательностей типового разреза рифея по разным индикаторам (по данным работы [Маслов, 2000] с некоторыми изменениями)

Эратема	Серия	Свита	Подсвита, толща	Палеоклимат							
				По литологическим индикаторам*	По петрохимическим индикаторам**	По геохимическим индикаторам***					
Верхний рифей	Каратауская	Укская	Верхняя	Жаркий аридный	Нет данных	Гумидный, с тенденцией к некоторой аридизации к концу каратавия					
			Нижняя	Теплый гумидный							
		Миньярская	Верхняя	Жаркий аридный	Аридный или семиаридный		Гумидный				
			Нижняя								
		Инзерская	Верхняя	Теплый гумидный	Близкий к гумидному			?			
			Нижняя								
		Катавская	Верхняя	Жаркий аридный	Аридный				Гумидный		
			Нижняя								
		Зильмердакская	Бедерышинская	Тропический влажный	Нет данных						
			Лемезинская		?					Постепенная аридизация	Гумидный
Нугушская	Аридный или семиаридный		Аридный								
Бирьянская											
Средний рифей		Юрматинская		Авзянская	Тюльменская	?	Семигумидный (?) – семиаридный (?)	Нет данных			
	Реветская		Жаркий аридный								
	Куткурская		Относительно теплый климат		Гумидный						
	Ушаковская										
	Малоинзерская										
	Катаскинская										
Зигазино-комаровская	Туканская	Гумидный		Гумидный							
Амбарская											
Серегинская											
Зигальгинская			Тропический влажный	Нет данных							
Нижний рифей	Бурзянская	Бакальская	Малобакальская	Гумидный (?)	Семигумидный (?) – семиаридный (?)	Гумидный					
			Макаровская								
		Саткинская	Верхнесаткинская	Жаркий аридный	Аридный или семиаридный						
			Нижнесаткинская								
			Половинкинская								
Айская	Верхнекусинская	?									
	Нижнекусинская										
	Верхнее подразделение	Холодный или аридный									
	Нижнее подразделение										

Примечание. * На основе данных о комплексах-индикаторах климата Н.А. Ясманова и В.М. Сеницына; ** главным образом по данным интерпретации значений индексов CIA и CIW в глинистых сланцах и аргиллитах; *** по данным о составе РЗЭ в глауконитах и величине аномалии Се.

уровни бурзяния), мощность которых достигает в ряде случаев 300–500 м [Маслов и др., 1999; Маслов, Крупенин, 2000].

Существенно кварцевый состав псаммитов машакской и зигальгинской свит среднего рифея указывает на формирование исходных осадков в обстановках глубокого химического выветривания кислого субстрата при преобладании гумидного (или даже тропического влажного) климата. Присутствие здесь же пачек глинистых низкоуглеродистых сланцев является дополнительным аргументом в пользу такого вывода. Для второй половины среднего рифея литологические индикаторы палеоклимата немногочисленны – это развитые в разрезах зигазино-комаровской и авзянской свит низкоуглеродистые глинистые сланцы, пестроцветная окраска пород ряда терригенных уровней, наличие седиментационно-диагенетических доломитов (реветский уровень). В.Н. Подковыров и Э.З. Гареев [1995] на основе литохимических пересчетов указывают на возможное присутствие в исходных осадках зигазино-комаровского времени сепиолита и палыгорскита. Все сказанное как будто свидетельствует в пользу существования во второй половине юрматиния относительно теплого климата. Однако в последнее время нами получены данные о присутствии среди пористых тонкокристаллических доломитов в пестроцветных глинисто-алеврито-карбонатных отложениях авзянской свиты (скв. 1 на западном склоне хр. Зильмердак) многочисленных мелких гнездообразных включений гипса. Здесь же в красноцветных алевролитах присутствуют магнезиальные хлориты [Крупенин и др., 2002]. Все это может указывать на эвапоритовый характер бассейна осадконакопления и, следовательно, на обстановку аридного климата, существовавшие на отдельных интервалах авзянского времени. Присутствие в разрезах реветской подсвиты авзянской свиты мощных толщ розовато-серых с красноватым оттенком (вследствие тонкодисперсной примеси гематита) седиментационно-диагенетических доломитов – также возможный показатель жаркого аридного климата конца юрматиния.

Ранее рядом исследователей был сделан вывод об эвапоритовой природе отложений так называемого кужинского комплекса, относимого большинством исследователей к авзянскому уровню среднего рифея [Стратотип рифея..., 1983]⁴. Так, по представлениям В.П. Парначева [1987], доказательством этого являются высокие концентрации фтора и хлора в карбонатных и терригенных породах, присутствие пестроцветных горизонтов, наличие включений гипса в доломитах, пачек ка-

вернозных доломитов (следствие выщелачивания сульфатов из пород) и барит-сфалерит-галенитовой минерализации⁵. Т.И. Широбокова [1992] указывает, что значения $\delta^{34}\text{S}$ в сульфидах Кужинского барит-полиметаллического месторождения составляют около +20‰, а в баритах варьируют от +18 до +43‰. Присутствие столь тяжелой серы также может указывать на аридные обстановки осадконакопления в авзянское время.

Аркозовые песчаники бирьянской подсвиты зильмердакской свиты основания каратауской серии верхнего рифея, мощность которых варьирует от 800 до 2000–2500 м, по-видимому, как и аркозовые арены базальных уровней бурзяния, являются индикаторами аридного или семиаридного климата. Дополнительными аргументами в пользу данного предположения служат, на наш взгляд, пестро- и красноцветная окраска преобладающей части пород данного литостратиграфического подразделения, присутствие в пачках переслаивания алевролитов и аргиллитов псевдоморфоз по галиту и многочисленных трещин усыхания. Сходная точка зрения высказывалась ранее М.Е. Раабен [1975], Ю.Р. Беккером [Карта докембрийских..., 1983] и Э.З. Гареевым [1989]. На вышележащем катавском уровне развиты глинистые красноцветные известняки и мергели, в которых в ряде разрезов присутствуют псевдоморфозы по галиту и гипсу [Карта докембрийских..., 1983; Парначев, 1988; Маслов, 1988]. В известняках верхней части катавской свиты фиксируются повышенные содержания стронция [Гареев, 1989], что предполагает обогащение им исходных осадков и, возможно, арагонитовый состав той или иной их части. Ю.Р. Беккер считает, что накопление этих образований происходило в условиях, приближавшихся к аридным. Инзерский и нижняя часть укского уровней каратавия представлены кварцевыми песчаниками и алевролитами с многочисленными глобулями глауконита. Исходя из представлений Н.С. Шатского, Н.А. Ясаманова, И.В. Николаевой и других исследователей, можно предполагать, что формирование рассматриваемых образований имело место в обстановках теплого гумидного климата. Преобладание доломитов в разрезах миньярской свиты и верхней подсвиты укской свиты, напротив, является, вероятно, указанием на господство в названные эпохи жарких аридных обстановок. Интересно, что содержание Mg в глауконитах укского уровня, равное 0.4–0.45 ф.е. [Маслов, Горожанин, 1998], указывает на формирование исходных осадков в нормальном морском бассейне с палеотемпературами порядка 22–28°C.

⁴ Обзор современных представлений о стратиграфической принадлежности кужинского комплекса можно найти в работе [Вейс и др., 2000]. Альтернативная точка зрения высказана В.А. Филипповым [1983, 1997 и др.].

⁵ Последняя имеет, по всей видимости, седиментационно-эксталяционный генезис [Маслов и др., 2001].

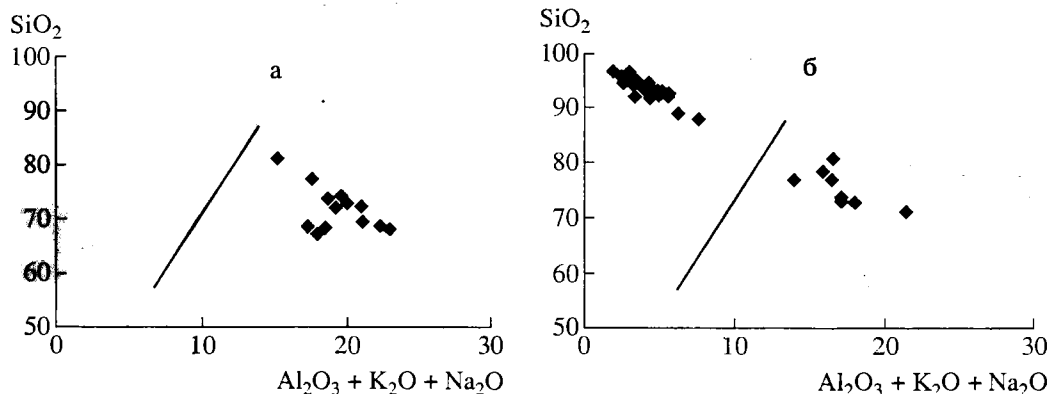


Рис. 1. Диаграмма SiO_2 –($\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$) для песчаников, формировавшихся в аллювиальных и аллювиально-дельтовых обстановках.

а – нижнее подразделение айской свиты бурзяния; б – бирьянский уровень верхнего рифея.

Еще одна попытка реконструкции палеоклимата времени накопления осадочных последовательностей стратотипического разреза рифея на основе использования литологических индикаторов была сделана недавно в работе [Негруца, Негруца, 2000б]. Для начала и конца бурзяния (айское и ? бакальское время) авторами предполагается ледниковый климат, а для саткинского времени – теплый гумидный (“парниковый”). В течение юрматиния, по мнению В.З. и Т.Ф. Негруца, может быть реконструирован тренд от теплогумидного (зигальгинское время) через ледниковый (зигазино-комаровское время) вновь к теплому гумидному климату; конец среднего рифея ознаменован накоплением черных углеродистых сланцев, однако климатическая интерпретация времени их формирования указанными авторами не дана. Наконец, в позднем рифее намечен следующий ряд климатических обстановок – аридные и семиаридные (бирьянское время?), теплые гумидные (лемезинское время), аридные и семиаридные (инзерское и миньярское время?) и в укское время вновь теплый гумидный климат. В целом, оценки палеоклимата рифея типовой области, данные названными авторами, вполне соответствуют нашим представлениям, однако использование только литературных материалов привело В.З. и Т.Ф. Негруца к ряду неточностей, впрочем, вполне понятных и объяснимых.

Реконструкции с использованием литохимических данных

Литохимические исследования осадочных толщ стратотипического разреза рифея во второй половине прошедшего столетия проводились Л.В. Анфимовым, Ю.Р. Беккером, Э.З. Гареевым, Г.А. Казаковым, А.В. Масловым, В.П. Парначевым, В.Н. Подковыровым, А.И. Сидоренковым и др.

Э.З. Гареев [1987], исходя из положения фигуративных точек глинистых сланцев бирьянской подсвиты зильмердакской свиты на диаграмме Ронова–Хлебниковой в поле континентальных глин холодного климата, а глинистых сланцев бедерьшинской подсвиты среди континентальных глин влажного и жаркого климата, считает, что климат начала позднего рифея характеризовался переходами от гумидного к аридному. Тогда же на основе анализа минерального и химического состава глинистых пород авзянской свиты было показано [Гареев, Веретенникова, 1987], что степень химической дифференциации поступавшей в область седиментации тонкой алюмосиликокластики была невысокой. По мнению названных авторов, это связано, скорее всего, с преобладанием в рассматриваемую эпоху на палеоводосборах аридного или семиаридного климата.

В конце 80-х гг. для реконструкции климатических обстановок формирования осадочных последовательностей стратотипического разреза рифея были использованы данные о химическом составе тонкой (менее 0.001 мм) фракции аргиллитов и глинистых сланцев [Маслов, Гареев, 1988]. Было показано, что отношение $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ в тонкой фракции глинистых сланцев каратауской серии варьирует от 16 до 26, что характерно для отложений гумидных и переходных к аридным (семиаридным) обстановок. Более высокие значения данного отношения (до 50–60) были установлены в бескарбонатных глинистых красноцветных сланцах катавской свиты. Приведенные данные позволили нам считать, что формирование отложений нижней части или всей катавской свиты происходило в условиях аридного климата. Был также сделан вывод, что общий характер кривой вариаций отношения $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ в глинистых сланцах каратауской серии свидетельствует о существовании в позднем рифее на общем фоне гумидного климата эпох аридизации, наиболее

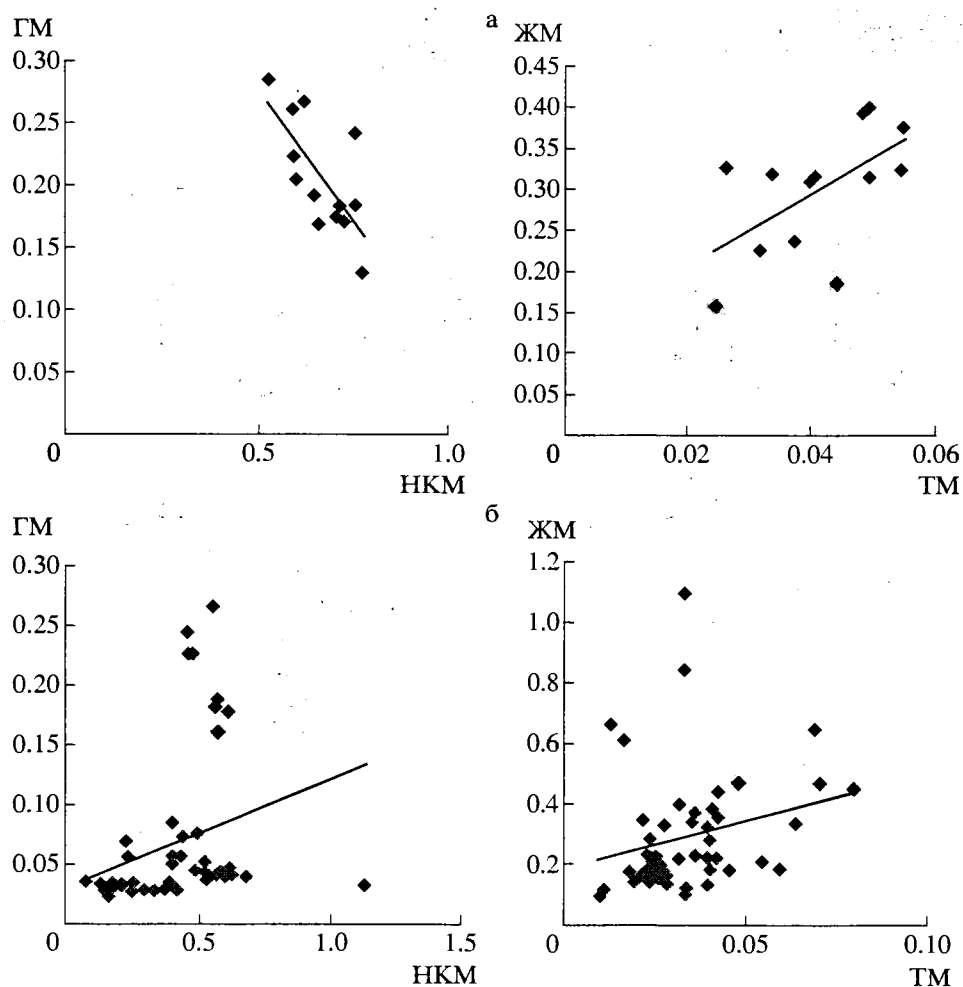


Рис. 2. Модульные диаграммы НКМ–ГМ и ТМ–ЖМ для аркозовых песчаников айского (а) и бирьянского (б) уровней типового разреза рифея.

ярким примером которых было начало катавского времени. Подтверждением сказанного служат данные по химическому составу терригенных пород зильмердакской свиты, имеющих континентальный генезис.

Известно, что на треугольной диаграмме $(Al_2O_3)-(Fe_2O_3 + FeO)-(CaO + MgO + K_2O + Na_2O)$ [Ерофеев, Цеховский, 1983] точки составов континентальных отложений гумидного и аридного типов образуют подобие “воронки”, в широкую часть которой попадают фигуративные точки отложений гумидного семейства, а в узкую – аридного. В нашем случае все точки составов пород континентального генезиса, имеющих широкое развитие в западных разрезах бирьянской и бедершинской подсвит зильмердакской свиты, на данной диаграмме оказались сконцентрированными в ее узкой части, указывая тем самым на аридные обстановки накопления исходных осадков [Маслов, 1988].

Однако рассмотрение положения фигуративных точек составов песчаников бирьянской подсвиты зильмердакской свиты на диаграмме $SiO_2-(Al_2O_3 + K_2O + Na_2O)$ [Suttner, Dutta, 1986] приводит к принципиально иному выводу. Совокупность индивидуальных точек разбивается здесь на два кластера, один из которых соответствует значениям, типичным для гумидных обстановок, а другой – аридным (рис. 1 а). Учитывая, что закономерность в распределении различных по климатическим особенностям формирования песчаников в разрезах бирьянской подсвиты отсутствует, а установленная нами ранее для тонкозернистых алюмосиликокластических образований бирьянской подсвиты тенденция к локализации максимально зрелых их разностей в базальной части разреза [Маслов и др., 1999] не просматривается, остается сделать только один вывод, а именно, что песчаники данного уровня типового разреза рифея не являются “first cycle” породами и, следо-

вательно, выводы, полученные Л. Саттнером и П. Даттом, для них неприменимы. Фигуративные точки составов песчаников нижнего подразделения айской свиты бурзяния, напротив, все без исключения локализованы в области, типичной для аридных отложений (см. рис. 1б), что в целом не противоречит литологическим данным о климате начала раннего рифея. Прекрасное подтверждение этому мы находим, используя критерии распознавания петрогенных ("first cycle") и литогенных ("second cycle") осадочных пород, предложенные Я.Э. Юдовичем и М.П. Кетрис [2000]. По их данным, в петрогенных породах, как правило, сохраняются исходные соотношения химических компонентов и наблюдается положительная корреляция модулей ТМ и ЖМ и отрицательная – НКМ и ГМ⁶. На рис. 2 приведены указанные модульные диаграммы для аркозовых песчаников айского и бирьянского уровней стратотипа рифея, из которых хорошо видно, что первые характеризуются ярко выраженной отрицательной корреляцией между модулями НКМ и ГМ и, наоборот, положительной – между ТМ и ЖМ и, следовательно, являются породами "first cycle", тогда как вторые принадлежат "second cycle" образованиям.

По данным В.Н. Подковырова и Э.З. Гареева [1995], основанным на анализе литохимических особенностей глинистых сланцев юрматинской серии среднего рифея, климат первой половины юрматиния (машакское – начало зигазино-комаровского времени) может быть условно определен как семиаридный (гидроослюдистые и гидроослюдисто-хлоритовые сланцы с преобладанием К и Fe, умеренными и пониженными содержаниями Na и Mg). Реконструкции первичного состава глинистых сланцев средней и верхней частей зигазино-комаровской и авзянской свит указывают на исходный хлорит-гидроослюдистый и/или смектит-гидроослюдистый с палыгорскитом (?) состав поступавшей из областей сноса тонкой алюмосиликокластики, отражающий, по мнению названных авторов, некоторую аридность климата эпох их формирования и привнос в бассейн умеренно зрелого пелитового материала.

В конце 90-х гг. прошлого века нами было проведено полномасштабное исследование химического состава глинистых сланцев рифея и венда с использованием диаграммы Ронова–Хлебниковой и рассмотрение вариаций гидролизатного, алюмокремниевоего и натриевого модулей, а также индекса CIA в глинистых сланцах верхнего докембрия Башкирского мегантиклинория, как по средним для свит и подсвит их значениям, так и по данным анализа конкретных проб из наиболее полных естественных разрезов [Маслов, Гареев,

1999; Маслов и др., 1999]. Это позволило впервые дать единую картину палеоклиматических обстановок накопления осадочных последовательностей типового разреза рифея и венда на основе литохимических критериев.

Было установлено, что преобладающее число фигуративных точек индивидуальных проб глинистых сланцев и аргиллитов рифея на диаграмме Ронова–Хлебниковой локализовано в поле перекрытия составов глин аридного и холодного климата. Разграничение их возможно только с использованием дополнительных химических и/или литологических критериев. Более информативным в отношении реконструкции степени зрелости поступавшей в седиментационные бассейны тонкой алюмосиликокластики и палеоклимата оказалось применение системы литохимических модулей Я.Э. Юдовича и индекса CIA. Так, анализ средних значений ГМ, АМ и НМ для всех литостратиграфических подразделений стратотипа рифея выявил заметные вариации зрелости поступавшей в область седиментации тонкой алюмосиликокластики. Например, в течение раннего рифея на водосборах происходило постепенное вызревание пелитового материала. Максимально зрелыми в литохимическом отношении в составе бурзянской осадочной последовательности являются глинистые сланцы бакальского уровня.

Средний рифей характеризовался поступлением в область седиментации вначале тонкой алюмосиликокластики варьирующей степени зрелости, к концу юрматиния (авзянское время) она стала в целом несколько выше. Предполагается, что в терминах палеоклимата это можно интерпретировать как некоторое нарастание гумидности в областях размыва к концу юрматиния. В соответствии с этим, среднерифейская осадочная последовательность Башкирского мегантиклинория может быть подразделена на две части, первая из которых включает машакскую, зигальгинскую и зигазино-комаровскую свиты, а вторая – авзянскую. При анализе средних значений ГМ и АМ для свит и подсвит каратауской серии показано существование постепенного перехода от умеренно зрелого пелитового материала (зильмердакское время) к все более зрелой тонкой алюмосиликокластике.

В самом начале позднего рифея отчетливо реконструируется эпизод поступления в область седиментации достаточно зрелой в литохимическом отношении тонкой алюмосиликокластики из областей с преобладанием гумидного климата. Повторно высоко зрелый пелитовый материал поступал в позднерифейский седиментационный бассейн в начале и середине катавского времени. Незадолго же до указанного события, в конце зильмердакского времени (бедерьшинский век), в терригенном стоке преобладал пелитовый ма-

⁶ Здесь ТМ = TiO_2/Al_2O_3 ; ЖМ = $(Fe_2O_3 + FeO + MnO)/(TiO_2 + Al_2O_3)$; НКМ = $(Na_2O + K_2O)/Al_2O_3$.

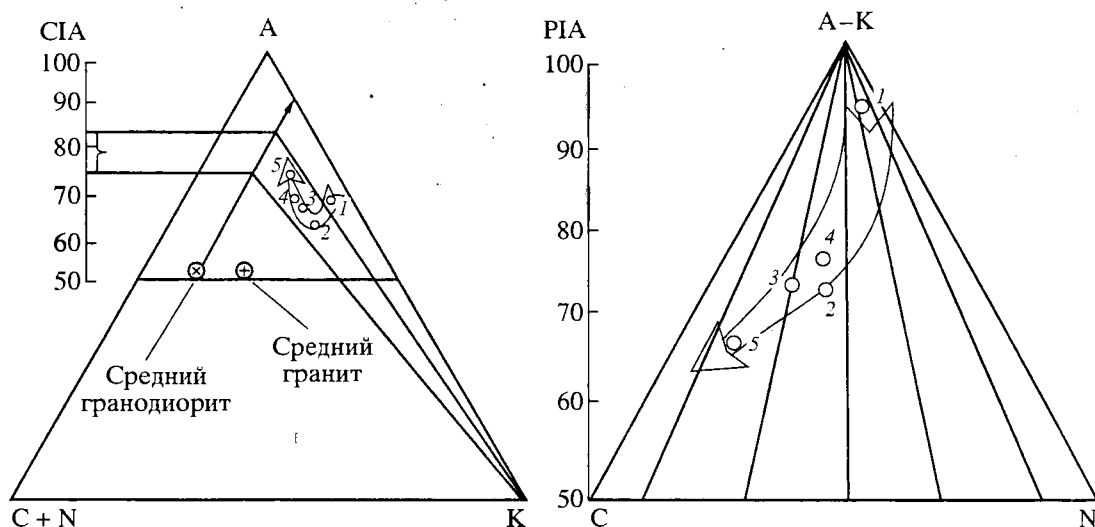


Рис. 3. Диаграммы А-С+N-К и (А-К)-С-N для глинистых сланцев верхнего рифея.

1 – бирьянский уровень; 2 – нугушский уровень; 3 – лемезинский уровень; 4 – бедерышинский уровень; 5 – инзерский уровень. Стрелками показаны тренды изменения составов.

териал с низкими и сверхнизкими величинами АМ и ГМ; с учетом литологических данных этот эпизод связывается нами с установлением в областях сноса обстановок сходных (или близких к таковым) с аридными.

Важным показателем для оценки палеоклимата является индекс CIA. Так, для глинистых сланцев верхней части айской свиты его величина составляет в основном менее 70 или почти точно соответствует данному пороговому значению. Из этого можно с определенной долей вероятности предполагать, что в позднейское время климат на водосборах был достаточно близок к гумидному. Исходя из частных анализов глинистых сланцев бакальской свиты, так же как и по средним данным для подсвет и пачек рассматриваемого подразделения бурзяния, видно, что степень зрелости тонкой алюмосиликокластике к концу раннего рифея стала заметно выше, а климатические параметры седиментогенеза претерпели сдвиг в направлении гумидизации. Индекс CIA во всех проанализированных нами пробах глинистых сланцев бакальской свиты имеет весьма высокие значения ($\cong 80$).

Изменение климата в среднем рифее имеет, по данным расчета значений индекса CIA, иную направленность. Почти на всем протяжении рассматриваемого интервала времени в область седиментации поступал, по всей видимости, материал, формировавшийся на водосборах в условиях гумидного климата, но при этом отдельные периоды характеризовались накоплением менее литохимически зрелого пелитового компонента. Это следует как из данных по средним и частным значениям CIA-индекса в глинистых сланцах, так и

из положения фигуративных точек проб на диаграмме Ронова-Хлебниковой. Максимально зрелой являлась тонкая алюмосиликокластике, поступающая в область седиментации в машакское, зигальгинское и, вероятно, в начале зигазино-комаровского времени. В авзянское время зрелость пелитового материала в целом существенно снизилась, что можно интерпретировать как снижение интенсивности процессов химического выветривания на палеоводосборах.

Для позднего рифея данные по вариациям индекса CIA, положение фигуративных точек составов глинистых сланцев и аргиллитов на диаграмме Ронова-Хлебниковой и материалы исследования литохимических особенностей тонкой фракции аргиллитов указывают на преобладание в области сноса аридных обстановок с некоторыми вариациями в сторону климата гумидного или близкого к нему (инзерское и укское время). Состав частных проб аргиллитов миньярской свиты, по данным химического анализа их тонкой фракции, соответствует осадкам, формировавшимся в обстановках близких к аридным, при заметно варьировавшейся степени зрелости. Для ряда уровней данного литостратиграфического подразделения В.Н. Подковыров с соавторами [1998] отмечают повышенные значения $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$, что предполагает, возможно, и неоднократную эвапоритизацию обстановок осадконакопления.

Интересные выводы о тенденциях изменения процессов выветривания на палеоводосборах в течение позднего рифея могут быть получены при анализе особенностей распределения фигуративных точек средних составов глинистых сланцев и аргиллитов на ранее не использовавшихся

нами диаграммах А–С+N–К и (А–К)–С–N. Средние составы тонкозернистых алюмосиликокластических пород всех четырех подсвит зильмердакской свиты и инзерской свиты характеризуются следующими значениями параметра А: бирьянская подсвита – 0.69; нугушская подсвита – 0.61; лемезинская подсвита – 0.65; бедерьшинская подсвита – 0.68 и инзерская свита – 0.73. На диаграмме А–С+N–К (рис. 3 а) в координатах “условного времени” наблюдается некоторый рост параметра С+N от минимальных значений в самом начале позднего рифея (бирьянское время) к середине каратавия. Параллельно происходит, как мы уже видели, рост параметра А, что в целом указывает на вызревание в течение позднего рифея поступающей с палеоводосборов тонкой алюмосиликокластики и, следовательно, позволяет предполагать соответствующее нарастание гумидности климата.

На диаграмме (А–К)–С–N фигуративные точки средних составов глинистых сланцев всех подсвит зильмердакской и инзерской свит, напротив, обнаруживают отчетливый тренд от вершины А–К к полюсу С, что указывает на интенсивное химическое выветривание и почти полное изменение в области питания в начале позднего рифея полевых шпатов и заметное снижение интенсивности этих процессов к середине каратавия (см. рис. 3 б). Эта же тенденция подтверждается изменением значений индекса PIA: максимальная величина данного индекса (94 ед.) характерна для глинистых сланцев бирьянской подсвиты зильмердакской свиты (~1000 млн. лет назад), тогда как уже в аргиллитах нугушской подсвиты его значение падает до 72 ед. и после этого постепенно растет до 84 в глинистых сланцах инзерского уровня каратавия (~800 млн. лет назад).

Как нетрудно видеть из приведенных выше примеров, использование диаграмм А–С+N–К и (А–К)–С–N для реконструкции процессов выветривания и реконструкции палеоклимата дает в нашем случае прямо противоположные результаты. Возможно, это связано с тем, что изменение при химическом выветривании плагиоклазов в породах области размыва не было ведущим процессом при формировании осадочных последовательностей каратавия, т.к. известно, что, например, ассоциирующие с пелитами бирьянской подсвиты аркозы принадлежат к К-типу [Маслов, 1990].

Важную роль при интерпретации полученных данных играет и правильное понимание проблемы рециклинга применительно к осадочным последовательностям стратотипа рифея. Более или менее удовлетворительный ответ на вопрос о роли рециклинга при формировании осадочных толщ рифея Башкирского мегантиклинория может быть получен с учетом критериев Р. Кокса и

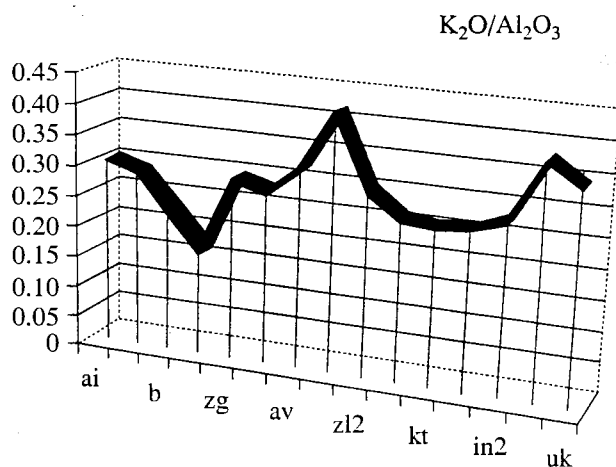


Рис. 4. Вариации отношения K_2O/Al_2O_3 в глинистых сланцах типового разреза рифея Башкирского мегантиклинория.

ai – айская свита; b – бакальская свита; zg – зигальгинская свита; av – авзянская свита; z12 – нугушская подсвита зильмердакской свиты; kt – катавская свита; in2 – верхняя подсвита инзерской свиты; uk – укская свита.

Д. Лоува [Cox, Lowe, 1995], а также К. Конди с соавторами [Condie et al., 2001]. В качестве граничного параметра между осадками, состоящими из тонкой алюмосиликокластики, не подвергшейся интенсивному рециклингу и, напротив, подвергшейся ему, используем величину отношения $K_2O/Al_2O_3 \approx 0.2$. Рассматривая вариации данного индекса для средних составов глинистых сланцев и аргиллитов типового разреза рифея (рис. 4) мы видим, что наиболее близко данному критическому значению, но все же несколько превышая его, отвечают породы бакальской свиты нижнего рифея, машакской свиты юрматиния и тонкозернистые алюмосиликокластические образования нугушко-бедерьшинского уровня зильмердакской свиты, катавской и инзерской свит. По-видимому, только для них при реконструкции особенностей выветривания на палеоводосборах можно использовать диаграммы А–С+N–К и (А–К)–С–N. Накопление же остальных осадочных последовательностей стратотипа рифея происходило при значительном преобладании процессов рециклинга обломочного материала, и пытаюсь использовать для расшифровки палеоклиматических обстановок их формирования индекс CIA и другие мы, по всей видимости, рискуем столкнуться с многократно повторенным в геологической летописи палеоклиматическим сигналом [Маслов, Гарева, 2002].

Реконструкции с использованием геохимических критериев

Геохимические данные для реконструкции палеоклимата рифея стратотипической местности

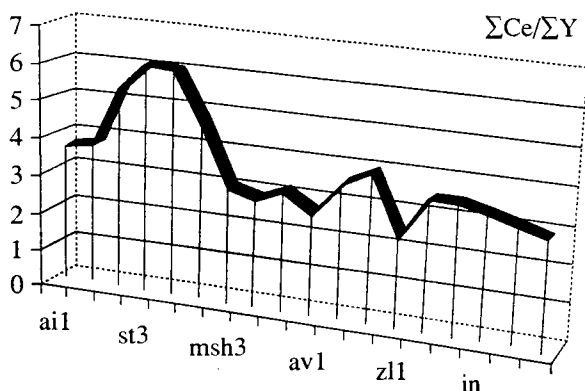


Рис. 5. Вариации отношения $\Sigma Ce / \Sigma Y$ в глинистых сланцах типового разреза рифея.

Нижний рифей: ai1 – нижнее подразделение айской свиты; st3 – половинкинская подсвита саткинской свиты; средний рифей: msh3 – быковская подсвита машакской свиты; av1 – катакская подсвита авзянской свиты; верхний рифей: zl1 – бирьянская подсвита зильмердакской свиты; in – инзерская свита.

были впервые использованы, по всей видимости, Н.С. Крыловым [1979]. В неопубликованном отчете ВСЕГЕИ (1971 г.) он, основываясь на парных коэффициентах корреляции и рядах подвижности элементов, рассчитанных и реконструированных для отложений катавской и миньярской свит и подинзерских слоев каратауской серии верхнего рифея, указал, что первые характеризуются чертами типичными для осадков аридных эпох, тогда как вторые представляют собой образования, накапливавшиеся в условиях влажного гумидного климата при ведущей роли химического выветривания в областях сноса.

Позднее В.П. Парначев [1987], основываясь на данных о повышенных содержаниях фтора и хлора в отложениях саткинской и бакальской свит нижнего рифея, считал, что накопление осадочных последовательностей середины и конца бурзания происходило в эвапоритовых водоемах аридной зоны. В целом, бассейны осадконакопления большинства эпох раннего, среднего и позднего рифея (саткинское, бакальское, зигазинокомаровское, авзянское, катавское и другое время) рассматривались В.П. Парначевым как эвапоритовые, на что, по его представлениям, указывают такие литологические и литохимические индикаторы, как присутствие в разрезах пестроцветных мергелей, доломитов, магнезитов и повышенные концентрации в породах фтора, хлора, калия и магния. Однако эти представления разделяются не всеми авторами. Так, например, А.И. Шевелев [1997] считает, что выпадение в саткинское и бакальское время магнезиально-карбонатных осадков из морской воды происходило в условиях умеренного гумидного климата.

Систематическое изучение геохимии терригенных и карбонатных пород стратотипического разреза рифея выполнено в середине 80-х гг. XX в. Э.З. Гареевым. По его данным, сглаженно-упорядоченный тип распределения средних содержаний малых элементов в ряду “песчаники–карбонаты” на инзерском уровне каратавия указывает на существование в середине позднего рифея в областях размыва условий, способствовавших глубокому разложению алюмосиликлатического материала, т.е. климата, близкого к гумидному типу [Гареев, 1988]. С подобными же обстановками было связано, вероятно, и накопление известковых осадков в катавское и укское время каратавия [Гареев, 1982], о чем свидетельствуют повышенные по сравнению с кларковыми содержания ряда малых элементов и характер распределения их между различными типами пород. На накопление в гумидных климатических обстановках осадочных последовательностей авзянского и зильмердакского уровней указывают повышенные относительно кларка содержания марганца в алюмосиликлатических породах, тогда как практически все карбонатные отложения стратотипа рифея заметно обеднены этим элементом, что может быть истолковано как индикатор формирования их в обстановках, сходных с аридными [Гареев, 1989].

М.В. Рыкус [1995], исходя из особенностей распределения малых элементов в различных подсвитах большеинзерской свиты⁷ нижнего рифея, предположил, что накопление тонкозернистых терригенных образований рассматриваемого уровня происходило, в целом, в гумидной обстановке, однако резко различные концентрации глинозема и титана в сланцах из разных частей свиты, возможно, указывают на преобладание влажного и жаркого климата во время накопления отложений средней подсвиты, тогда как в конце большеинзерского времени преобладали несколько более холодные условия. Показательно, что низкие концентрации в породах большеинзерской свиты большинства малых элементов свидетельствуют, по мнению указанного автора, о длительном переотложении кластики перед окончательным захоронением.

Использование разработанных в середине 60–70-х гг. XX в. А.Б. Роновым, Г.А. Казаковым и Ю.А. Балашовым геохимических критериев для реконструкции палеоклиматических обстановок путем разделения глауконитов гумидного и аридного климата на основе данных о составе и соотношениях в них РЗЭ позволило нам [Маслов, Горожанин, 1998] на ограниченной выборке проб показать, что на диаграммах $La-(Nd+Sm)-(Y+Dy)$ и $La-(Ce+Nd+Sm)-(Y+Dy)$ фигуративные точки

⁷ Большеинзерская свита, отложения которой распространены в центральной части Башкирского мегантиклинория, коррелируется с айской свитой [Нижний рифей...., 1989].

составов глауконитов из песчаников нижней под-
свиты укской свиты каратауской серии (~670–690
млн. лет) локализованы в пределах полей, типич-
ных для глауконитов гумидных зон литогенеза.
К сожалению, для более широких выборок, со-
ставленных как из глауконитов нижеуковского
уровня, так и из глауконитов инзерского уровня,
результаты исследований оказались не столь од-
нозначными.

Интересные выводы о палеоклимате дает и
рассмотрение особенностей вариации значений
 $\Sigma\text{Ce}/\Sigma\text{Y}$ в глинистых сланцах стратотипического
разреза рифея (рис. 5). Исходя из представлений о
дифференциации РЗЭ в гумидных обстановках,
развиваемых Ю.А. Балашовым и его коллегами,
в качестве пороговой между аридными и гумид-
ными обстановками мы принимаем величину дан-
ного отношения равную 3. Если исключить из
рассмотрения значение $\Sigma\text{Ce}/\Sigma\text{Y}$ в глинистых слан-
цах катавского уровня каратауской серии, так как
химический анализ их выявил существенную при-
месь карбонатного материала к алюмосилико-
кластической фазе, то вся кривая может быть
разбита на два крупных отрезка. Первый из них
соответствует айско-машакскому (а возможно, и
зигальгинскому) интервалу типового разреза ри-
фея и характеризуется достаточно высокими зна-
чениями $\Sigma\text{Ce}/\Sigma\text{Y}$ (до ~6.0). Это позволяет предпо-
лагать, что накопление тонкой алюмосиликокла-
стики происходило в условиях климата гумидного
типа. Второй отрезок заключает интервал от зи-
газино-комаровского (?) до раннеуковского време-
ни. Величина отношения $\Sigma\text{Ce}/\Sigma\text{Y}$ в послезигаль-
гинских глинистых сланцах варьирует в неболь-
ших пределах вокруг порогового значения, что
указывает на формирование отложений данного
громдного временного интервала преимущественно
в семиаридных и/или семигумидных усло-
виях с некоторыми отклонениями в ту или другую
сторону.

СРАВНЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ, ПОЛУЧЕННЫХ РАЗНЫМИ МЕТОДАМИ

Попытаемся теперь сравнить полученные раз-
ными методами результаты. Для самого начала
раннего рифея лито- и геохимические данные по
глинистым сланцам отсутствуют и остается пред-
полагать, что обилие свежих полевых шпатов, в
том числе и плагиоклазов, в песчаниках навыш-
ской, липовской и чудинской подсвит нижней ча-
сти айской свиты есть следствие относительно
слабого выветривания в областях питания и, сле-
довательно, климата, сходного с т.н. холодным
аридным. Резкое преобладание седиментацион-
но-диагенетических доломитов на саткинском
уровне в соответствии с классическими пред-
ставлениями должно являться свидетельством господ-
ства в областях сноса жаркого аридного климата,

однако этому заключению противоречат как ли-
то-, так и геохимические материалы по глини-
стым сланцам данного уровня бурзяния. Напротив,
для бакальского уровня литологические, литохи-
мические и геохимические критерии указывают
на преобладание на палеоводосборах гумидного
климата. То же самое мы видим и при сравнении
выводов, полученных по литологическим, лито- и
геохимическим индикаторам для машакского, зи-
гальгинского и зигазино-комаровского уровней
среднего рифея.

Вместе с тем, для завершающего разрез юрма-
тинской серии авзянского уровня вновь наблюда-
ется несоответствие выводов, полученных тремя
независимыми методами. Наличие в разрезах ав-
зянской свиты глинистых низкоуглеродистых
сланцев, присутствие пестроцветных отложений
(катаскинский и куткурский уровни), а также се-
диментационно-диагенетических доломитов (ре-
ветский уровень), как уже указывалось выше, да-
ет возможность предполагать существование в
авзянское время в областях размыва относитель-
но теплого гумидного или даже жаркого аридно-
го климата, но ни один из указанных литологиче-
ских индикаторов климата не является беспор-
ным тому свидетельством.

В данном случае, однако, при реконструкции
климатических обстановок, можно, по всей види-
мости, ориентироваться на величину отношения
 $\Sigma\text{Ce}/\Sigma\text{Y}$ в глинистых сланцах малоинзерской и
куткурской подсвит (см. рис. 5). Так как указан-
ное отношение здесь составляет от 3.6 до 4.0, то
скорее всего в середине авзянского времени
(~1200 млн. лет назад) климат на рассмат-
риваемой нами территории был близок к гумидному.
В глинистых сланцах катаскинской подсвиты ав-
зянской свиты величина отношения $\Sigma\text{Ce}/\Sigma\text{Y}$ равна
2.7, что, вкупе с присутствием в ряде ее разрезов
красноцветных отложений, содержащих сульфа-
ты (гипс, барит) с тяжелым изотопным составом
серы [Ларионов, 1994; Маслов, Анфимов, 2000;
Крупенин и др., 2002], позволяет более или менее
уверенно предполагать накопление исходных
осадков в условиях климата близкого к аридному.

Для бирьянского уровня позднего рифея все
индикаторы палеоклимата указывают на преиму-
щественно аридные обстановки осадконакопле-
ния. Это аркозовый и субаркозовый состав песча-
ников и алевролитов, их красно- или розовато-
серая окраска, присутствие псевдоморфоз по
кристаллам галита, литохимические особенности
глинистых сланцев и аргиллитов и низкие значе-
ния отношения $\Sigma\text{Ce}/\Sigma\text{Y}$, лишь немногим превос-
ходящие 2.2–2.4.

Для лемезинского уровня зильмердакской сви-
ты у нас, к сожалению, нет данных по лито- и ге-
охимическим особенностям глинистых сланцев,
т.к. этот уровень типового разреза рифея сложен

практически одними песчаниками. Поэтому, исходя из традиционного понимания зрелых кварцевых песчаников как продуктов интенсивного химического выветривания на палеоводосборах пород кислого состава [Страхов, 1963; Граувакки, 1972; Шванов, 1987; Фролов, 1992], мы считаем, что климат времени накопления псаммитов лемзинской подсвиты был ярко выраженным гумидным. Согласующиеся в целом результаты дают литологические, лито- и геохимические индикаторы для катавского и миньярского времени позднего рифея – климат, существовавший на территории современного западного склона Южного Урала в интервале от примерно 900 до 750–780 млн. лет, был, скорее всего, семиаридным-семигумидным. И только в начале укского времени (~655–690 млн. лет) тенденция к аридизации климата стала более выразительной – среднее значение $\Sigma\text{Ca}/\Sigma\text{Y}$ в аргиллитах нижеульской подсвиты составляет около 2.8.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенное сравнение результатов реконструкции палеоклимата, полученных с помощью литологических, литохимических и геохимических индикаторов на примере осадочных последовательностей рифея западного склона Южного Урала, показало достаточно хорошую (примерно 70–80%-ную) их сходимость. Однако при внимательном рассмотрении данных для отдельных уровней можно видеть, что подчас мы получаем прямо противоположные выводы при использовании казалось бы вполне однотипных методических приемов. Связано это, как нам представляется, с недооценкой проблемы рециклинга и некорректным перенесением выводов, полученных для “first cycle” осадков, на породы, прошедшие несколько циклов седиментации. Использование критериев распознавания подвергшихся многократному переотложению осадочных образований, предложенных Р. Коксом, Д. Лоувом, К. Конди и др., показывает, что более половины типового разреза рифея сложено рециклированными отложениями и, следовательно, использование для них лито- и геохимических методов (CIA-индекс и др.) реконструкции палеоклимата может привести не к выявлению реального палеоклиматического сигнала, а к созданию неких виртуальных моделей, имеющих лишь отдаленное сходство с действительностью. Исходя из сказанного, задачей ближайшего будущего является разработка таких методических приемов, которые позволили бы уверенно реконструировать климатические условия прошлых геологических эпох.

Авторы признательны доктору Р. Эльмису и доктору П. Кереру (BRG, Германия), доктору Л. Карстен (EITER, Германия) и кандидату геол.-мин. наук А.Б. Кузнецову (ИГГД РАН, Санкт-

Петербург) за содействие в ознакомлении с современными зарубежными работами по рассмотренной в настоящей публикации теме.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (грант 00-05-64497) и Фонда содействия отечественной науке.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Акульшина Е.П.* Вещественный состав глинистой части пород палеозоя Сибирской и Русской платформ и его эволюция. Новосибирск: Наука, 1971. 235 с.
- Акульшина Е.П.* Особенности литогенеза и осадочного рудогенеза в протерозое и фанерозое // Эволюция литогенеза в истории Земли. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1981. С. 121–132.
- Акульшина Е.П.* Эволюция физико-химических условий осадкообразования в рифее и фанерозое (на примере Сибири) // Среда и жизнь в геологическом прошлом. Новосибирск: Наука, 1990. С. 17–26.
- Ахмедов А.М., Травин Л.В., Тихомирова М.* Эпохи оледенения и эвапоритизации в раннем протерозое и межрегиональная корреляция // Региональная геология и металлогения. 1996. № 5. С. 84–97.
- Балашов Ю.А.* Геохимия редкоземельных элементов. М.: Наука, 1976. 268 с.
- Балашов Ю.А., Ронов А.Б., Мигдисов А.А., Туранская Н.В.* Влияние климатических и фациальных условий на разделение редкоземельных элементов в осадочном процессе // Геохимия. 1964. № 10. С. 995–1014.
- Богданова С.В.* Земная кора Русской плиты в раннем докембрии (на примере Волго-Уральского сегмента). М.: Наука, 1986. 224 с.
- Бровков Г.Н.* Климатические условия в южной части Средней Сибири в позднем докембрии и палеозое // Новые данные по геологии и полезным ископаемым Красноярского края. Красноярск: Красноярсккнигоиздат, 1974. С. 3–12.
- Вейс А.Ф., Ларионов Н.Н., Воробьева Н.Г., Ли Сень-Джо.* Микрофоссилии в стратиграфии рифейских отложений Южного Урала (Башкирский мегантиклинорий) и Приуралья (Камско-Бельский авлакоген) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2000. Т. 8. № 5. С. 3–28.
- Верзилин Н.Н.* Закономерности аридного литогенеза и методы его выявления (на примере меловых отложений Ферганы). Л.: Изд-во ЛГУ, 1975. 144 с.
- Верзилин Н.Н.* Методы палеогеографических исследований. Л.: Недра, 1979. 247 с.
- Гареев Э.З.* Геохимические особенности карбонатных пород опорных разрезов катавской и укской свит рифея Южного Урала // Верхний докембрий и палеозой Южного Урала. Уфа: БФАН СССР, 1982. С. 36–46.
- Гареев Э.З.* Условия формирования зильмердакских отложений по геохимическим данным на примере стратотипического разреза по р. Малый Инзер (Южный Урал) // Геохимия осадочных формаций Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1987. С. 29–36.
- Гареев Э.З.* Геохимические особенности и условия осадконакопления отложений инзерской свиты в стра-

- тотипическом разрезе на Южном Урале // Верхний докембрий Южного Урала и востока Русской плиты. Уфа: БФАН СССР, 1988. С. 29–35.
- Гареев Э.З. Геохимия осадочных пород стратотипического разреза рифея / Автореф. дис. ... канд-та геол.-мин. наук. М.: ГЕОХИ, 1989. 24 с.
- Гареев Э.З., Веретенникова Т.Ю. Петрохимия и геохимия глинисто-карбонатных пород стратотипического разреза авзянской свиты на Южном Урале // Микроэлементы в магматических, метаморфических и рудных формациях Урала. Уфа: БФАН 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.
- Гареев Э.З., Маслов А.В. Основные черты петрохимической эволюции песчаников стратотипического разреза рифея на Южном Урале // Литология и полез. ископаемые. 1994. № 4. С. 119–127.
- Генетические типы, закономерности размещения и прогноз месторождений брусита и магнезита. М.: Наука, 1984. 317 с.
- Годовиков А.А. Минералогия. М.: Недра, 1975. 520 с.
- Гольберт А.В. Основы региональной палеоклиматологии. М.: Недра, 1987. 221 с.
- Горожанин В.М. Геохронология нижнего венда Южного Урала // Стратиграфия верхнего протерозоя СССР (рифей и венд). Тез. докл. Всесоюз. совещания. Уфа: БНЦ УрО АН СССР, 1990. С. 51–52.
- 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.
- Граувакки / Под ред. Шутова В.Д. М.: Наука, 1972. 345 с.
- Ерофеев В.С., Цеховский Ю.Г. Парагенетические ассоциации континентальных отложений (Семейство аридных парагенезов. Эволюционная периодичность). М.: Наука, 1983. 192 с.
- Жарков М.А., Чумаков Н.М. Палеогеография и обстановки седиментации во время пермо-триасовых биосферных перестроек // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2001. Т. 9. № 4. С. 29–54.
- Зайцев А.Г. Геохимические показатели условий осадконакопления карбонатных отложений докембрия в восточной части Балтийского щита // Проблемы осадочной геологии докембрия. Вып. 4. Кн. 2. М.: Недра, 1975. С. 49–53.
- 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.
- Ишерская М.В. Геохимические особенности отложений верхнего протерозоя платформенной Башкирии // Докембрий и палеозой Южного Урала. Уфа: БФАН СССР, 1986. С. 44–51.
- Интерпретация геохимических данных / Под ред. Склярова Е.В. М.: Интернет Инжиниринг. 2001. 288 с.
- Казаков Г.А. Глаукониты как показатели геохимических условий формирования осадочных пород // Геохимия. 1983. № 12. С. 1670–1680.
- Казаков Г.А., Балашов Ю.А., Братишко Р.Х. Глаукониты как показатели климатических условий литогенеза // Геохимия. 1976. № 5. С. 758–764.
- Карпова Г.В., Тимофеева З.В. Литогенез и стадии изменения рифейских отложений Южного Урала // Литология и полез. ископаемые. 1975. № 2. С. 45–55.
- Карта докембрийских формаций Русской платформы и ее складчатого обрамления (со снятыми фанерозойскими отложениями). Масштаб 1 : 2 500 000. Объяснительная записка / Под ред. Беккера Ю.Р. Л.: ВСЕГЕИ, 1983. 172 с.
- Кокин А.В., Силичев М.К. Литолого-петрохимические и геохимические особенности отложений, вмещающих стратиформное золотое оруденение в юго-восточной Якутии // Литология и полез. ископаемые. 1987. № 3. С. 119–128.
- Краснобаев А.А. Циркон как индикатор геологических процессов. М.: Наука, 1986. 145 с.
- Крупенин М.Т. Условия формирования сидеритонной бакальской свиты нижнего рифея (Южный Урал). Екатеринбург: УрО РАН, 1999. 257 с.
- Крупенин М.Т., Ларионов Н.Н., Гуляева Т.Я., Демчук И.Г. Новые данные об особенностях седиментации в бассейнах авзянского времени среднего рифея // Ежегодник-2001. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2002. С. 43–49.
- Крылов Н.С. Литолого-геохимические особенности докембрийских фитогенных и хемогенных карбонатных пород // Палеонтология докембрия и раннего кембрия. Л.: Наука, 1979. С. 99–103.
- Кузнецов А.Б., Овчинникова Г.В., Каурова О.К. и др. Rb-Sr и U-Pb систематика осадочных и метасоматических карбонатов бакальской свиты (нижний рифей Южного Урала) // XVI симпозиум по геохимии изотопов им. ак. А.П. Виноградова. Тез. докл. М.: ГЕОХИ РАН, 2001. С. 131–132.
- Ларионов Н.Н. Геология и рудоносность авзянской терригенно-карбонатной формации среднего рифея на Южном Урале / Автореф. дис. ... канд-та геол.-мин. наук. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1994. 19 с.
- Макки Э. Распознавание жарких и аридных климатов прошлого // Проблемы палеоклиматологии. М.: Мир, 1968. С. 229–240.
- Маслов А.В. Литология верхнерифейских отложений Башкирского мегантиклинория. М.: Наука, 1988. 133 с.
- Маслов А.В. Рифейские аркозовые комплексы Южного Урала // Литология и полез. 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. Основные параметры формирования осадочных ассоциаций рифея типовой местности // Проблемы литологии, геохимии и рудогенеза осадочного процесса. Материалы I Всерос. литологического совещания. Т. 1. М.: ГЕОС, 2000. С. 454–459.

- Маслов А.В.* Закономерности формирования осадочных последовательностей типа рифея и состав верхней коры восточного сегмента Русской платформы: литологические, петро- и геохимические данные // Материалы XXXVI Всерос. тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2003. С. 33–36.
- Маслов А.В., Анфимов Л.В.* Авзянская рудоносная свита среднего рифея Южного Урала (литостратиграфия, условия образования, минерагения). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2000. 132 с.
- Маслов А.В., Гареев Э.З.* Литолого-геохимические особенности верхнерифейских отложений Башкирского мегантиклинория на Южном Урале // Сов. геология. 1988. № 2. С. 57–66.
- Маслов А.В., Гареев Э.З.* Петрографо-петрохимические аспекты формирования нижнерифейских песчаниковых ассоциаций Южного Урала // Геохимия. 1996. № 3. С. 278–288.
- Маслов А.В., Гареев Э.З.* Петрохимические особенности позднедокембрийских осадочных ассоциаций Башкирского мегантиклинория // Литология и полез. ископаемые. 1999. № 1. С. 78–91.
- Маслов А.В., Гареев Э.З.* Рециклинг или привнос “first-cycle” материала: предварительные данные по типовому разрезу рифея // Терригенные осадочные последовательности Урала и сопредельных территорий: седименто- и литогенез, минерагения. Материалы 5 Уральского литологического совещания. 2002. С. 137–143.
- Маслов А.В., Горожанин В.М.* Нижнеуральский уровень каратавия типовой местности: особенности палеогеографии и параметров среды осадконакопления (по данным изучения глауконита) // Ежегодник-1997. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1998. С. 15–20.
- Маслов А.В., Крупенин М.Т.* Обстановки накопления углеродсодержащих осадочных ассоциаций рифея западного склона Южного Урала и основные черты их металлогении // Углеродсодержащие формации в геологической истории. Петрозаводск: Карельский НЦ РАН, 2000. С. 40–44.
- Маслов А.В., Гареев Э.З., Крупенин М.Т.* Осадочные последовательности рифея типовой местности (ретроспективный обзор седиментологических, палеогеографических, литолого-минералогических и петрогеохимических исследований). Уфа: ГП “Принт”, 1998. 225 с.
- Маслов А.В., Гареев Э.З., Крупенин М.Т., Демчук И.Г.* Тонкая алюмосиликокластика в верхнедокембрийском разрезе Башкирского мегантиклинория (к реконструкции условий формирования). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1999. 324 с.
- Маслов А.В., Крупенин М.Т., Гареев Э.З., Анфимов Л.В.* Рифей западного склона Южного Урала (классические разрезы, седименто- и литогенез, минерагения, геологические памятники природы). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2001. Том I. 351 с.
- Мележик В.А.* О геохимических критериях первичных условий докембрийской седиментации // Геохимия и условия формирования осадочных толщ докембрия Кольского полуострова. Апатиты: КолФАН СССР, 1980. С. 62–79.
- Мележик В.А.* Модель эволюции докембрийских бассейнов осадочного породообразования на Балтийском щите // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 5. С. 139–148.
- Мележик В.А.* Седиментационные и осадочно-породные бассейны раннего протерозоя Балтийского щита (к проблеме реконструкции постседиментационных преобразований). СПб.: Наука, 1992. 256 с.
- Мележик В.А., Предовский А.А.* Геохимия раннепротерозойского литогенеза (на примере северо-востока Балтийского щита). Л.: Наука, 1982. 208 с.
- Мигдисов А.А.* О соотношении титана и алюминия в осадочных породах // Геохимия. 1960. № 2. С. 149–163.
- Негруца Т.Ф.* О возможностях реконструкций палеоклиматов докембрия // Современные проблемы палеоклиматологии и литологии. Л.: ЛГУ, 1985. С. 69–85.
- Негруца Т.Ф., Негруца В.З.* Литогенетические формации и их значение для реконструкции палеоклиматов докембрия // Проблемы литологии, геохимии и рудогенеза осадочного процесса. Материалы I Всерос. литологического совещания. Т. 2. М.: ГЕОС, 2000а. С. 66–70.
- Негруца В.З., Негруца Т.Ф.* Литология докембрия: достижения, перспективы // Проблемы литологии, геохимии и рудогенеза осадочного процесса. Материалы I Всерос. литологического совещания. Т. 2. М.: ГЕОС, 2000б. С. 70–75.
- Нижний рифей Южного Урала / Под ред. Семихатова М.А. М.: Наука, 1989. 208 с.
- Низамутдинов А.Т., Баранов В.В., Диденко А.Н.* Геохимические исследования отложений верхнего протерозоя на Измайловской площади востока Татарии // Докембрий востока Русской плиты. Казань: Изд-во КГУ, 1990. С. 78–117.
- 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.
- Опаренкова Л.И.* Петрохимия рифейских отложений западной структурно-формационной зоны Тимана // Геохимия. 1992. № 3. С. 415–428.
- Парначев В.П.* Фтор и хлор в позднедокембрийских осадочных породах Башкирского мегантиклинория в связи с вопросами их седиментации // Геохимия вулканических и осадочных пород Южного Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1987. С. 35–46.
- 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.
- Подковыров В.Н.* Осадочные последовательности рифея и венда стратотипических регионов Сибири и Урала (литохимия, хемостратиграфия, 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. сборник. М.: АОЗТ “Геоинформмарк”, 1995. Вып. 1. С. 25–36.

Подковыров В.Н., Семихатов М.А., Горохов И.М., Виноградов Д.П. Изотопный состав карбонатного углерода в стратотипе верхнего рифея (каратавская серия) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1998. Т. 6. № 4. С. 3–19.

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

Ронов А.Б., Хлебникова З.В. Химический состав важнейших генетических типов глин // Геохимия. 1961. № 6. С. 449–469.

Ронов А.Б., Балашов Ю.А., Мигдисов А.А. Геохимия редкоземельных элементов в осадочном цикле // Геохимия. 1967. № 1. С. 3–19.

Ронов А.Б., Балашов Ю.А., Гирин Ю.П. и др. Закономерности распределения редкоземельных элементов в осадочной оболочке и в земной коре // Геохимия. 1972. № 12. С. 1483–1513.

Ронов А.Б., Мигдисов А.А., Хане К. Количественные закономерности эволюции и состава алевропесчаных пород Русской платформы // Геохимия. 1995. № 3. С. 323–348.

Рыкус М.В. Золотоносность докембрийских осадочных толщ западного склона Южного Урала. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 1995. 45 с.

Сараев С.В. Геохимические особенности и условия осадконакопления верхнепротерозойских отложений Енисейского кряжа // Геохимия платформенных и геосинклинальных осадочных пород и руд. М.: Наука, 1983. С. 127–137.

Синицын В.М. Введение в палеоклиматологию. Л.: Недра, 1967. 232 с.

Славин В.И., Ясаманов Н.А. Методы палеогеографических исследований. М.: Недра, 1982. 255 с.

Сочава А.В., Коренчук Л.В., Пиррус Э.А., Фелицын С.Б. Геохимия верхневендских отложений Русской платформы // Литология и полез. ископаемые. 1992. № 2. С. 71–89.

Сочава А.В., Подковыров В.Н., Фелицын С.Б. Позднедокембрийский этап эволюции состава терригенных пород // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1994. Т. 2. № 4. С. 3–21.

Стратотип рифея. Стратиграфия. Геохронология / Под ред. Келлера Б.М., Чумакова Н.М. М.: Наука, 1983. 184 с.

Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. М.: Изд-во АН СССР, 1960. Т. 1. 212 с.; 1960. Т. 2. 574 с.; 1962. Т. 3. 550 с.

Страхов Н.М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М.: Госгеолтехиздат, 1963. 535 с.

Страхов Н.М. К теории геохимического процесса в гумидных зонах // Геохимия осадочных пород и руд. М.: Наука, 1968. С. 102–133.

Страхов Н.М. Проблемы геохимии современного океанского литогенеза. М.: Наука, 1976. 299 с.

Сульман А.М., Демчук И.Г. Глинистые минералы в рифейских осадочных отложениях Башкирского мегантиклинория // Докембрийские толщи Башкирского мегантиклинория на Урале и их металлогения. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1978. С. 16–24.

Сульман А.М., Демчук И.Г., Петрищева В.Г. Новые данные о минеральном составе глинистых сланцев бакальской свиты на Южном Урале // Ежегодник-1974. Свердловск: ИГГ УНЦ АН СССР, 1974. С. 26–27.

Тимофеев П.П. Литология – фундаментальный раздел геологической науки // Геонауки в СССР. М.: Недра, 1992. С. 125–135.

Тимофеев П.П. Генетическое учение об осадочных геологических формациях (к теории формационного анализа) // Осадочные бассейны Урала и прилегающих регионов: закономерности строения и минералогения. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2000. С. 15–27.

Филиппов В.А. Кужинский литолого-фациальный комплекс на западном склоне Южного Урала // Стратиграфия и литология верхнего докембрия и палеозоя Южного Урала и Приуралья. Уфа: БФАН СССР, 1983. С. 27–32.

Филиппов В.А. Кужинская серия и палеотектонические условия ее образования // Рифей Северной Евразии. Геология. Общие проблемы стратиграфии. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1997. С. 191–201.

Фролов В.Т. Литология. Кн. 1. М.: Изд-во МГУ, 1992. 336 с.

Холодов В.Н. Основы геохимии осадочного процесса. Сообщение 1. Фазовые превращения как главный фактор дифференциации вещества // Литология и полезные ископаемые. 1993. № 2. С. 3–23.

Холодов В.Н. Роль геохимии осадочного процесса в развитии литологии // Проблемы литологии, геохимии и осадочного рудогенеза. М.: Наука, 2001. С. 54–92.

Худoley А.К. Сравнительные возможности минералогических и геохимических методов при исследовании терригенных пород (на примере юго-восточной окраины Сибирской платформы) // Проблемы литологии, геохимии и рудогенеза осадочного процесса. Материалы I Всерос. литологического совещания. Т. 2. М.: ГЕОС, 2000. С. 372–375.

Шванов В.Н. Петрография песчаных пород (компонентный состав, систематика и описание минеральных видов). Л.: Недра, 1987. 269 с.

Шевелев А.И. Закономерности размещения и основы прогноза размещения магнетитовых месторождений / Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. М.: ЦНИГРИ, 1997. 46 с.

Широбокова Т.И. Стратиформное полиметаллическое и баритовое оруденение Урала. Свердловск: УрО РАН, 1992. 137 с.

Эльмис Р., Крупенин М.Т., Богатов В.И., Чаплыгина Н.В. Раннесреднерифейский возраст основной генерации диабазовых даек в нижнерифейских породах района Бакала (Южный Урал) // Материалы 2 Всерос. петрограф. совещания. Петрография на рубеже XXI

- века (итоги и перспективы). Кн. 4. Сыктывкар: ИГ КомиНЦ УрО РАН, 2000. С. 228–230.
- Юдович Я.Э. Региональная геохимия осадочных толщ. Л.: Наука, 1981. 276 с.
- Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Основы литохимии. СПб.: Наука, 2000. 479 с.
- Яницкий А.Л., Сергеев О.П. Бакальские железорудные месторождения и их генезис. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 112 с.
- Янов Э.Н. Геохимия кавказского и крымского флиша // Литология и полез. ископаемые. 1971. № 1. С. 84–101.
- Ясаманов Н.А. Древние климаты Земли. Л.: Гидрометеиздат, 1985. 294 с.
- Ясаманов Н.А. Климатический тренд докембрия // Жизнь Земли: землеведение и природные ресурсы. М.: Наука, 1986. С. 77–81.
- Ясаманов Н.А. Климаты рифея и фанерозоя Земли // Осадочная оболочка Земли в пространстве и времени (седименто- и литогенез). Докл. сов. геологов на XXVIII сессии МГК (Вашингтон, июль 1989). М.: Наука, 1989. С. 26–37.
- Bhat M.I., Ghosh S.K. Geochemistry of the 2.51 Ga old Rampur group pelites, western Himalayas: implications for their provenance and weathering // Prec. Res. 2001. V. 108. P. 1–16.
- Bhatia M.R., Crook K.A.W. Trace element characteristics of graywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins // Contr. Mineral. Petrol. 1986. V. 92. P. 181–193.
- Condie K.C., Lee D., Farmer G.L. Tectonic setting and provenance of the Neoproterozoic Uinta Mountain and Big Cottonwood groups, northern Utah: constraints from geochemistry, Nd isotopes, and detrital modes // Sed. Geol. 2001. V. 141–142. P. 443–464.
- 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. et Cosmochim. Acta. 1995. V. 59. P. 2919–2940.
- 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.
- Dingle R.V., Lavell M. Late Cretaceous-Cenozoic climatic variations of the northern Antarctic Peninsula: new geochemical evidence and review // Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol. 1998. V. 141. P. 215–232.
- Englund J.-O., Jorgensen P. A chemical classification system for argillaceous sediments and factors affecting their composition // Geol. Fjor. Stockholm forh. 1973. V. 95. № 1. P. 87–97.
- Eriksson P.G., Twist D., Snyman C.P., Burger L. The geochemistry of the Silverton Shale Formation, Transvaal Sequence // South Afr. J. Geol. 1990. V. 93. № 3. P. 454–462.
- Fedo C.M., Eriksson K.A., Young G.M. Geochemistry of shales from the Archean (~3.0 Ga) Buhwa greenstone belt, Zimbabwe: implications for provenance and source-area weathering // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1996. P. 1751–1763.
- Fedo C.M., Nesbitt H.W., Young G.M. Unraveling the effects of potassium metasomatism in sedimentary rocks and paleosoils, with implications for paleoweathering conditions and provenance // Geology. 1995. V. 23. P. 921–924.
- Fedo C.M., Young G.M., Nesbitt H.W. Paleoclimatic control on the composition of the Paleoproterozoic Serpent formation, Huronian supergroup, Canada: a greenhouse to icehouse transition // Prec. Res. 1997. V. 86. P. 201–223.
- Gorokhov I.M., Melnikov N.N., Turchenko T.L. et al. Two illite generations in an Upper Riphean shale: The Rb-Sr isotopic evidence // Terra nova. 1995. V. 7. P. 330–331.
- Harnois L. The CIW index: a new chemical index of weathering // Sed. Geol. 1988. V. 55. № 3–4. P. 319–322.
- McLennan S.M., Hemming S., McDaniel, Hanson G. Geochemical approach to sedimentation, provenance, and tectonics // Geol. Soc. Am. Spec. paper. 1993. № 284. P. 21–40.
- Muller J., Oberhansli H., Melles M. et al. Late Pliocene sedimentation in Lake Baikal: implications for climatic and tectonic change in SE Siberia // Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol. 2001. V. 174. P. 305–326.
- Mush D.R. Impact of climate and parent material on chemical weathering in loess-derived soil of the Mississippi valley // Soil Sci. Soc. Amer. Jour. 2001. V. 65. № 6. P. 1761–1771.
- 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.
- Porebska E., Sawlowicz Z. Palaeoceanographic linkage of geochemical and graptolite events across the Silurian-Devonian boundary in Bardzkie Mountains (Southwest Poland) // Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol. 1997. V. 132. P. 343–354.
- Prochaska W. Magnesite and talc deposits in Austria // Mineralia Slovaca. 2000. V. 32. № 6. P. 543–548.
- Roser B.P., Cooper R.A., Nathan S. et al. 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.
- Siedlecka A. Major element geochemistry of Upper Proterozoic greywackes from Norway and coastal area of the Kola Peninsula in northern Russia // Nor. Geol. Unders. Spec. Publ. 1995. № 7. P. 285–296.
- Stewart A.D. Geochemistry, provenance and palaeoclimate of the Sleat and Torridon groups in Skye // Scott. J. Geol. 1991. V. 27. P. 81–95.
- Sugitani K., Horiuchi Y., Adachi M., Sugisaki R. Anomalous low Al₂O₃/TiO₂ values for Archean cherts from Pilbara block, Western Australia – possible evidence for extensive chemical weathering on the early Earth // Prec. Res. 1996. V. 80. № 1–2. P. 49–76.

Suttner L.J., Dutta P.K. Alluvial sandstone composition and paleoclimate, I. Framework mineralogy // *J. Sed. Petrology*. 1986. V. 56. № 3. P. 329–345.

Visser J.N.J., Young G.M. Major element geochemistry and paleoclimatology of the Permo-Carboniferous glaciogenic Dwyka Formation and post-glacial mudrocks in Southern Africa // *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.* 1990. V. 81. P. 49–57.

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 // *GSA Bull.* 1999. V. 111. P. 264–274.