

УДК 551.735:551.736:551.583.7

ПОЗДНЕКАМЕННОУГОЛЬНО-РАННЕПЕРМСКИЕ КЛИМАТИЧЕСКИЕ КОЛЕБАНИЯ И БИОТИЧЕСКИЕ СОБЫТИЯ

А.Н. Реймерс, А.С. Алексеев, Ю.В. Ермакова

Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова

Поступила в редакцию 26.07.12

Поздний карбон и ранняя пермь были интервалом, когда завершалась позднепалеозойская ледниковая эпоха. Последние импульсы оледенений, по данным, полученным в Австралии, приходятся на ассельский и сакмарский века ранней перми. Проведенный анализ показал, что в пределах Восточно-Европейской платформы и западного склона Урала для этого временного интервала нет признаков значительных колебаний уровня моря гляциоэвстатической природы. Среди морской биоты с середины ассельского века и в сакмарском веке после длительного перерыва, охватывавшего касимовский и гжельский века, вновь появляются колониальные ругозы с массивным скелетом, что должно указывать, скорее, на потепление. Наоборот, более явные признаки крупных эвстатических понижений уровня моря фиксируются в касимовском и гжельском веках (шелковское событие).

Ключевые слова: поздний карбон, ранняя пермь, оледенения, колебания уровня моря, биотические события, Восточно-Европейская платформа, Урал.

Есть основания полагать, что именно изменение климата было главным движущим механизмом смены морских и континентальных биот. Глобальные климатические сдвиги, фиксируемые на Земле в последние десятилетия и оказывающие негативное воздействие на человечество, бросают ученым вызов по прогнозированию климатических параметров Земли в ближайшем и отдаленном будущем. Важнейшим компонентом такого прогноза должно быть понимание того, какие изменения могут произойти в результате климатических пертурбаций в биоте. Уже сейчас мы видим, что современное глобальное потепление заметно влияет на природные экосистемы и аналогичные явления должны были происходить и в прошлом. Для составления правильного комплексного прогноза необходима разработка климатических моделей, базирующихся не только на знаниях о климате плейстоцена и голоцена, т.е. о кратковременных трендах, но и на информации о том, как глобальные климатические системы функционировали в прошлом и как они менялись при смене состояний «теплой» и «холодной» биосферы.

Аналогичная современной климатическая система «холодной» биосферы существовала в позднем палеозое начиная со второй половины раннего карбона и по середину ранней перми (Чумаков, 2004). В промежутке между этим интервалом и поздним кайнозоем, когда на Земле вновь сформировался ледниковый климат, преобладали условия «теплой» биосферы. Таким образом, позднепалеозойская ледниковая эпоха является последним древним аналогом современной ситуации (не считая докембрийских

оледенений и похолодания конца ордовика), особенности биоты которой могут быть исследованы с помощью документов, сохранившихся в осадочных породах.

Палеоклиматические исследования для каменноугольного и пермского периодов хотя и сравнительно многочисленны, но по большей части представляют собой качественные реконструкции, базирующиеся, скорее, на общих представлениях конкретного автора, чем на результатах правильно интерпретированных наблюдений. К тому же трудности глобальной корреляции мешали надежному сопоставлению климатических последовательностей, установленных в различных регионах. Только за последние 10–15 лет, когда для корреляции были широко применены методы изотопной геохронологии и появились геохимические, особенно изотопные способы восстановления таких климатических параметров, как температура и влажность, удалось заметно приблизиться к правильному пониманию климата позднего палеозоя.

Оледенения в карбоне и перми

Большая часть информации по климатическим изменениям, прежде всего о возрасте и числе ледниковых эпизодов в карбоне и перми, получена на основании изучения разрезов Австралии (Archbold, Shi, 1995; Birgenhier et al., 2010; Dickins, 1996; Eyles et al., 1997; Fielding et al., 2008; Jones, Fielding, 2004; Jones et al., 2006; Korte et al., 2008; Lever, 2004). В частности, на материале Восточной Австралии (Fielding et al., 2008) реконструировано изменение площади, заня-

той ледниками. Начиная с серпуховского века карбона и по середину московского выделены четыре кратковременных ледниковых интервала с постепенным ростом площади льда от первого к последнему из них. Вторая половина московского, касимовский и гжельский века — это время отсутствия ледников. В ранней перми установлены три ледниковых эпизода — первый охватывал ассельский и первую половину сакмарского века, второй — конец сакмарского и первую половину артинского, а третий — конец кунгурского века. Эти два эпизода интерпретируются как интервалы максимальной близости ледников к изученному району. Несколько ранее в Квинсленде (северо-восток Австралии) были установлены три эпизода кратковременных оледенений — 315 млн лет (середина башкирского века), 311 млн лет (начало московского века) и более продолжительный эпизод 289—293 млн лет (сакмарский век) (Jones, Fielding, 2004). Однако существенно, что корреляция австралийской нижней перми с типовыми разрезами ярусов Южного Урала, которые составляют приуральский отдел пермской системы в МСШ, не может считаться достоверно установленной и требует корректировки.

Также обширные области были заняты ледниками в пределах Индийского субконтинента (Metcalf, 1994), но современные обзоры состояния их изученности отсутствуют.

В других районах Земли пермские палеоклиматические реконструкции предложены для Южного Китая (Shi, Chen, 2006; Yan, Liang, 2005), Японии, где изучена последовательность океанических гайотов (Sano, 2006), Эфиопии (Bussert, Schrank, 2007), Омане (Stephenson et al., 2008) и в ряде других мест, в том числе и в Западной Европе. В пределах последнего региона климат ранней перми восстанавливается на основе изучения либо угленосных формаций экваториального влажного пояса, либо красноцветных толщ аридной зоны, которые недостаточно точно сопоставлены с морской шкалой. В Антарктиде было установлено, что Трансантарктические горы, которые были свободны ото льда в карбоне, в пермском периоде стали ареной накопления ледово-морских, перигляциальных и других типов ледовых осадков (Isbell et al., 2003). В Аргентине выделяются два ледниковых эпизода — один серпуховско-башкирский, а второй — ассельско-раннесакмарский. В бассейне Кару на юге Африки в серии Двайка установлены три горизонта тиллитов. На основании изотопных датировок вулканических туфов предполагается, что первый горизонт приурочен к концу московского века (моложе 307 млн лет), второй — к началу гжельского века ($302 \pm 3,2$ млн лет), а третий занимал конец гжельского века и самое начало ассельского, начало $297 \pm 1,8$ млн лет (Scheffler et al., 2003).

Анализ глобального распространения рифов показал, что во второй половине пенсильвания (каси-

мовский и гжельский века) происходил сдвиг границы их распространения в Южном полушарии к северу примерно на 20° и наоборот почти на такую же величину к югу в середине раннепермской эпохи, что должно свидетельствовать о потеплении (Kiessling, 2002). В то же время для более древних отрезков палеозоя ныне установлено, что в периоды максимального потепления поверхностных слоев морских вод коралловые рифы сменялись на бактериальные (микробные) постройки (Joachimski et al., 2009).

Данные по изотопному составу кислорода в педогенных карбонатах Техаса (палеоэкваториальная область) показывают, что в ранней перми по сравнению с концом карбона увеличивались сезонность и сухость климата, а это, скорее, отражает похолодание (Tabor, Montañez, 2002, 2004).

Признаки наиболее молодого оледенения установлены на востоке Австралии и в Новой Зеландии в середине чансинского яруса верхней перми (Waterhouse, Shi, 2010).

Сравнение данных по различным регионам и методам показывает, что похолодания (ледниковые интервалы) и потепления (межледниковые интервалы) в карбоне и перми оказываются асинхронными, что вроде бы невозможно, учитывая глобальный характер позднепалеозойского оледенения. Скорее всего, это связано с ошибочной и неточной корреляцией конкретных осадочных последовательностей, прежде всего гондванских, с международной шкалой.

Ледниковые отложения в Северном полушарии

На юго-западе Китая сохранился ряд крупных тектонических блоков, считающихся по происхождению гондванскими, — Баошань, Тенчон, Йончжоу и Лхаса (Jin et al., 2011), хотя, скорее, они должны называться киммерийскими, которые образовывали южнее экватора цепочку на некотором расстоянии от северной окраины собственно Гондваны, отделяющую Палеотетис от Мезотетиса (Wang et al., 2001). В их разрезах смена терригенной седиментации с признаками гляциального литогенеза (дропстоуны) на карбонатную почти повсеместно определяется как начало или середина артинского века, что считается подтверждением перехода от ледникового климата к постгляциальному (Jin et al., 2011). В верхней части свиты Динцзячжай блока Баошань присутствует среднеартинский комплекс конодонтов с *Sweetognathus bucaramangus* (Ueno et al., 2002), широко распространенный и на других киммерийских блоках — в Юго-Восточном Памире (Реймерс, 1999), Центральном Иране (Рассказова, 2012).

Многие годы обсуждается вопрос о присутствии пермских ледниково-морских отложений на Северо-Востоке России, обстоятельный обзор этой проблемы дал Н.М. Чумаков (1994). Вместе с тем А.С. Бяков и др. (2010) отрицают ледовое происхождение пермских диамиктитов, считая их вулканогенными

образованиями. В то же время результаты исследований Н.М. Чумакова (1994) отложений верхнепермской атканской свиты, на наш взгляд, убедительно свидетельствуют в пользу их гляциально-морского генезиса.

Кроме пермских на Северо-Востоке России в качестве ледниковых рассматривались и более древние каменноугольные толщи, в частности, как считается, пограничные отложения башкирского и московского ярусов (лягаякская свита) на Омолонском массиве (Устрицкий, Явщиц, 1971).

В целом можно признать, что ни число, ни возраст гляциальных эпизодов в высокоширотных районах Северного полушария в каменноугольное и пермское время до настоящего времени точно не установлены и это препятствует их корреляции с событиями, зафиксированными в пределах Гондваны.

Конодонты и их использование для палеоклиматологии

В качестве дополнительного инструмента для реконструкций могут быть использованы биогеографические особенности распределения родов пелагической группы — конодонтов. Показано, что в ранней и средней перми выделяются ассоциации Северной холодноводной, Экваториальной тепловодной и Перигондванской холодноводной провинций (Mei, Henderson, 2001, 2002; Mei et al., 2002). В частности, род *Gondolelloides* Henderson et Orchard считается этими исследователями индикатором холодноводных условий. Представители этого рода известны в ассельских отложениях Западной и Арктической Канады (Henderson, Orchard, 1991), на Новой Земле (Sobolev, Nakrem, 1996), на северо-востоке Тимано-Печорской провинции и Полярном Урале (Журавлев, 2008), но присутствуют также в верхней части гжельского яруса на западном склоне Южного Урала (Черных, 2005), в районе, который располагался в то время не севернее 30° с.ш.

Гляциоэвстатические колебания уровня моря и их следы

Широко распространено мнение (Isbell et al., 2003; Koch, Frank, 2011), что позднепалеозойская ледниковая эпоха завершилась в середине ранней перми после очередного максимума, который имел место в ассельском и сакмарском веках. Как указано выше, в Восточной Австралии в раннепермское время реконструированы три гляциальных эпизода (Fielding et al., 2008): ассельский век — первая половина сакмарского, последняя треть сакмарского века — первая половина артинского и конец кунгурского века. Этим оледенениям должны соответствовать глобальные гляциоэвстатические регрессии, следы которых неизбежно будут запечатлены в осадочных последовательностях различных регионов.

Применительно к рубежу карбона и перми недавно проведено такое сравнение перерывов и других признаков обмеления морских бассейнов (как свидетельств падения их уровня в результате изъятия части океанической воды в ледниковые шапки) в тропической зоне (Koch, Frank, 2011). На основании этого сравнения сделан вывод, что с рубежом карбона и перми (или вблизи него) в большинстве районов (Пермский бассейн США, Арктика, Боливия, Южный Китай и шельф Баренцева моря) совпадает более или менее длительный перерыв, часто отмечается смена фаций в сторону более мелководных обстановок. Анализировалась и последовательность, установленная на Восточно-Европейской платформе, хотя на самом деле использовались данные по разрезам в основном западного склона Южного Урала. В этом районе перерыва на границе гжельского и ассельского ярусов нет, хотя некоторые исследователи усматривают в ассельское время признаки прогрессивного обмеления (Vennin, 2007; Vennin et al., 2002). Необходимо отметить, что разрезы западного склона Южного Урала испытывали на себе влияние погружения, связанного с формированием Предуральского краевого прогиба (особенно заметного начиная со второй половины московского века), поэтому их нельзя считать надежными свидетелями эвстатических колебаний.

Большой интерес представляет анализ разрезов Подмосковья, района, который в то время располагался сравнительно недалеко от береговой линии на западе громадного мелководного эпиконтинентального морского бассейна. Здесь гляциальные падения уровня моря должны были быть более резкими и заметными. Однако никаких существенных изменений на рубеже гжельского и ассельского ярусов нет, тем более нет крупного перерыва или смены фаций (Махлина, Исакова, 1997). И в терминальной части карбона (мелеховский горизонт), и в основании асселя (холодноложский горизонт) распространены мелководные карбонатные, часто нацело доломитизированные породы с богатыми комплексами фузулинид и одиночных кораллов-ругоз.

Наоборот, выраженное циклическое строение с преобладанием карбонатных фаций имеют каширский — мячковский горизонты московского яруса. Касимовский ярус — чередование более мощных и более мелководных глинистых пачек с относительно более мелководными и менее мощными карбонатными. В московском и касимовском ярусах широко развиты палеопочвы аридного типа (Кабанов, 2005).

Гжельский ярус имеет иное строение, циклическость неотчетлива, хотя и присутствует. Существенно преобладают карбонатные породы, причем преимущественно доломиты, уничтожившие первичные вещественные и структурные особенности осадков. Однако есть три уровня проникновения в бассейн терригенного материала. Наиболее выразительна в этом отношении шелковская свита — мощный (до 15 м) терригенный клин красноцветных глин, местами с

песчаниками, прослеживающийся на восток с постепенным уменьшением мощности вплоть до Окско-Цнинского вала и Токмовского свода (рисунок). В Подмоскovie морская фауна в шелковской свите отсутствует, кроме одного уровня в ее нижней части. Логично предположить, что появление этих неморских (лагунных и авандельтовых) осадков отражает крупную регрессию, которая может иметь как тектоническую, так и эвстатическую природу, но последний механизм более вероятен.

На востоке платформы (Самарская Лука, разрез Яблоневый овраг) место терригенной шелковской свиты занимает перерыв в подошве пачки 11 в нижней части гжельского яруса. На существование такого перерыва указывает прерывистый маломощный горизонт зеленовато-желтой глины (пачка 10) с крупными (до 1 м) глыбообразными блоками подстилающих известняков пачки 9.

Две более молодые, менее мощные и не так хорошо прослеживающиеся терригенные пачки (малиниковская и дрезнинская свиты, образующие кровлю добрятинского и павловопосадского горизонтов соответственно) имеют неясную природу, поскольку вскрыты только скважинами. На границе гжельского и ассельского ярусов никах существенных изменений не наблюдается. Однако в верхней части

ассельского и в сакмарском ярусе появляются прослой гипсов (эвапориты), что свидетельствует об аридизации климата в связи с перемещением литосферной плиты Восточно-Европейской платформы дальше к северу, но не об обмелении бассейна (Олферьев и др., 2001).

На западном склоне Среднего Урала (разрезы Холодный лог, Белая гора, или Мост, Нижняя Губаха) также отсутствуют свидетельства перерыва на границе карбона и перми, лишь увеличивается роль палеоапализиновых известняков (Вилесов, 1997; Путеводитель геологической..., 2010). Так, разрез Белая гора (Мост), имеющий, скорее, склоновый характер, не демонстрирует сколько-нибудь существенных седиментологических изменений и палеопочв, которые могли бы указывать на климатические сдвиги, хотя его сакмарско-нижнеартинская часть отчетливо более глубоководная (с большим количеством кремней и подводными оползнями), чем ассельская. В сакмарском ярусе этого разреза есть несколько интервалов с громадными (до 60—80 см) перевернутыми колониями четырехлучевых кораллов, которые были перемещены с мелководья на большие глубины. На Самарской Луке также нет ни перерыва, ни существенной фациальной смены, хотя истин-



Обнажение шелковской свиты добрятинского горизонта гжельского яруса в карьере Гжельского кирпичного завода (фото 2012 г.)

ная последовательность затемнена почти полной доломитизацией пород (Калмыкова, Кашик, 1975).

Фаунистические обмены морских беспозвоночных этого времени изучены еще недостаточно, но как раз начало ассельского века — это период широкого расселения идентичных видов конодонтов, в частности вида *Streptognathodus isolatus* Chernykh et al., маркера нижней границы пермской системы, который известен как в пределах Мидконтинента США, так и на севере и востоке Восточно-Европейской платформы, западном склоне Южного Урала, в Иране и даже в Южном Китае. После длительного перерыва, охватывавшего касимовский и гжельский века, в середине ассельского века и в сакмарское время вновь получают широкое распространение колониальные ругозы с массивным скелетом, что может трактоваться как относительное потепление.

Таким образом, если опираться на литолого-седиментационные данные, существует больше доказательств в пользу относительно более прохладного климата с рядом более резких похолоданий в течение гжельского века и потепления в раннепермское время.

Геохимические индикаторы

Одним из методов оценки палеотемператур, разработанных в СССР, является так называемый «кальций-магний», основанный на определении химическим путем в скелетах беспозвоночных отношения Ca/Mg (Берлин, Хабаков, 1966, 1968, 1974; Дорофеева, Хабаков, 1980). Предполагалось, что чем выше температура морской воды, тем выше в скелетном кальците содержание магния. Уравнение, с помощью которого велся расчет древних температур, было откалибровано по кальциту ростров белемнитов, температуры роста которых были определены изотопно-кислородным методом (Тейс, Найдин, 1973). На тот момент существовали большие сомнения в применимости кальций-магниевого метода. Однако позже на материале современных планктонных фораминифер было подтверждено обогащение кальцита магнием при повышении температуры морской воды, и этот палеотермометр нашел применение при четвертичных палеоклиматических реконструкциях.

Этот метод был применен первоначально к разрезу пограничных отложений карбона и перми Яблоневый овраг на Самарской Луке (Калмыкова, Кашик, 1975), позднее к разрезам Дарваза (Давыдов и др., 1983). В качестве материала для исследования использовались «неизменные» раковины фузулинид, скелеты кораллов-ругоз, остатки криноидей. В обоих регионах в нижней части гжельского яруса (верхняя часть зоны *Triticites rossicus* — *Tr. stuckenbergi* Самарской Луки и граница зон *Tr. rossicus* и *Jugulites altus* на Дарвазе) зафиксировано резкое изменение Ca-Mg-отношения, которое было интерпретировано как свидетельство потепления вод мор-

ских бассейнов на 8—9°C. Температуры 11—18°C, существовавшие в московском, касимовском и самом начале гжельского века, сменились на 21—25°C в более позднее время. Столь же высокие температуры по этим данным сохранялись и в начале ассельского века.

Более информативными являются проведенные в последние годы изотопные исследования карбонатного кислорода и углерода как в валовых образцах карбонатных пород, так и в неизменных раковинах брахиопод. В каменноугольных и пермских карбонатных породах изотопный состав кислорода, как правило, очень сильно изменен в ходе диагенеза, а углеродный сигнал трудно интерпретировать из-за сложной истории глобального резервуара углерода (Buggisch et al., 2011).

Недавно Ц. Зен и др. (Zeng et al., 2012) опубликовали данные об изменении изотопного состава кислорода и углерода в разрезах нижней перми Южного Урала (Усолка, Дальний Тюлькас и Кондуровка). Эти исследователи пришли к выводу, что раннесакмарский положительный сдвиг $\delta^{13}\text{C}$ отражает гляциальный эпизод, установленный в Гондване. В свою очередь Э. Гроссман и др. (Grossman et al., 2008) по брахиоподам установили синхронность изотопных сдвигов с основными импульсами гондванского оледенения, но тренды $\delta^{18}\text{O}$ в морских отложениях Северной Америки и Южного Урала не одинаковы, что указывает на изоляцию этих морских бассейнов.

Биотические события

На юго-востоке Восточно-Европейской платформы (Самарская и Оренбургская области) Т.К. Замилацкая (1969) выделила в скв. Бузулук 1 два цикла в ассельском ярусе (в старом его объеме) на основании смены комплексов фораминифер. Начинается ассельский ярус с интервала, содержащего палеонубекуляриево-туберитиновый комплекс, который сменяется более мощным интервалом с большим количеством фузулинид. Второй цикл начинается шубертелловой и шубертеллово-палеонубекуляриево-туберитиновой ассоциациями, сменяющимися вновь фузулинидовым сообществом. Сакмарский ярус характеризуется гломоспировым комплексом. Т.К. Замилацкая считала, что фузулинидовый комплекс свидетельствует об углублении морского бассейна, но опыт более детального изучения распределения фораминифер в московском ярусе, скорее, указывает на доминирование крупных фузулинид при относительно небольшой глубине бассейна, меньшей их роли в наиболее глубоководных частях циклотема и при почти полном отсутствии в крайне мелководных обстановках (Кабанов и др., 2006).

И.Н. Тихвинский (1969) обобщил сведения о стратиграфическом распространении в верхнем карбоне — нижней перми Волго-Уральской области и западного склона Урала 2471 таксонов большинства

групп морских организмов и пришел к выводу, что можно выделить три этапа: гжельско-оренбургский, ассельско-сакмарский и артинско-кунгурский, причем наиболее заметный рубеж им устанавливался на границе оренбургского и ассельского веков. Было бы интересно провести такой же анализ на современном материале с учетом существенно пересмотренной стратиграфии, в частности более высоком положении нижней границы ассельского яруса, чем она принималась более 40 лет назад.

Для ранней перми на материалах Восточно-Европейской платформы, Тимана и Урала, а также путем глобального синтеза предложено различать несколько наиболее существенных биотических перестроек.

Э.Я. Левен и др. (1996) на основе анализа развития фузулинид, брахиопод, аммоноидей и конодонтов пришли к выводу, что наиболее существенная смена морской биоты имела место в конце сакмарского — начале артинского века. По мнению этих авторов, кризис совпал с началом глобальной регрессии, а интенсивное таксономическое обновление приурочено к последовавшей за ней трансгрессии.

На этот кризис оказали влияние и климатические изменения, характер которых определенно не указан.

Среднеартинское событие, после которого на Урале и Тимане исчезли колониальные ругозы с массивным скелетом, интерпретируется как связанное с похолоданием и углублением морских бассейнов в начале саргинского времени (Kossovaya et al., 2001), что хорошо прослеживается в эволюции рифовых построек (Коссовая и др., 2010).

Приведенные данные убедительно свидетельствуют, что в настоящее время мы не можем говорить о том, что климатические и биотические события, имевшие место в позднем карбоне и ранней перми, сколько-нибудь убедительно выявлены. Доступная нам картина мозаична и противоречива, что указывает на необходимость изучения этих вопросов на новом методическом уровне и с новым современным инструментарием.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проекты 11-05-01162 и 12-05-00106.

ЛИТЕРАТУРА

- Берлин Т.С., Хабаков А.В. Химико-аналитические определения кальция и магния в рострах белемнойидей как метод оценки температур среды обитания в морях мелового периода // Геохимия. 1966. № 11. С. 1359—1363.
- Берлин Т.С., Хабаков А.В. О магнезиальности кальцитовых ростров белемнойидей как показателе температур среды обитания в морях мелового периода // Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер. 1968. Т. 143. С. 59—68.
- Берлин Т.С., Хабаков А.В. Результаты определения палеотемператур кальций-магниевым методом по карбонатным органическим остаткам и вмещающим породам // Геохимия. 1974. № 4. С. 594—601.
- Бяков А.С., Ведерников И.Л., Акинин В.В. Пермские диамиктиты Северо-Востока Азии и их вероятное происхождение // Вестн. Северо-Восточного науч. центра ДВО РАН. 2010. № 1. С. 14—24.
- Вилесов А.П. Пограничные отложения карбона и перми в разрезе Нижняя Губаха на Среднем Урале // Вестн. Пермского ун-та. Сер. геол. 1997. № 4. С. 93—100.
- Давыдов В.И., Дорофеева Л.А., Кашик Д.С. Температурные условия и характер изменения ассоциаций фузулинид в морском палеобассейне Дарваза на рубеже карбона и перми // Палеонтология и эволюция биосферы. Тр. 25-й Сессии Всесоюз. палеонтол. о-ва. Л.: Наука, 1983. С. 111—116.
- Дорофеева Л.А., Хабаков А.В. Определение температур среды обитания современных и позднечетвертичных устриц кальций-магниевым методом // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1980. Т. 55, вып. 4. С. 106—113.
- Журавлев А.В. Палеогеографическое распространение и стратиграфическое значение представителей рода *Gondolelloides* (конодонты, поздний палеозой) // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2008. № 3. С. 1—6.
- Замилацкая Т.К. Комплексы мелких фораминифер нижней перми юго-востока Русской платформы // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1969. Т. 44, вып. 2. С. 118—130.
- Кабанов П.Б. Следы наземной биоты в палеопочвах верхнемосковского подъяруса центра и севера Европейской России // Палеонтол. журн. 2005. № 4. С. 33—45.
- Кабанов П.Б., Алексеев А.С., Баранова Д.В. и др. Изменения ориктоценозов в одной эвстатической циклотеме: домодедовская свита песковых разрезов (карбон, московский ярус) // Палеонтол. журн. 2006. № 4. С. 3—19.
- Калмыкова М.А., Кашик Д.С. О пограничных слоях карбона и перми Самарской Луки (карьер «Яблоневый овраг») // Стратиграфия и биогеография морей и суши каменноугольного периода на территории СССР. Киев, 1975. С. 69—75.
- Коссовая О.Л., Изарт А., Малковский К. Пермские рифы Восточно-Европейской платформы (эволюция, кризисы, биота) // Мат-лы к конф. «Биота как фактор геоморфологии и геохимии: рифогенные формации и рифы в эволюции биосферы». 3—4 февраля 2010, г. Москва. М.: ПИН РАН, 2010. С. 50—55.
- Левен Э.Я., Богословская М.Ф., Ганелин В.Г. и др. Перестройка морской биоты в середине раннепермской эпохи // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1996. Т. 4, № 1. С. 61—70.
- Махлина М.Х., Исакова Т.Н. Мелеховский горизонт — новый стратон гжельского яруса верхнего карбона (Восточно-Европейская платформа) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1997. Т. 5, № 5. С. 44—53.
- Олферьев А.Г., Миледин А.К., Алексеев А.С. и др. Новые данные о пермских и триасовых отложениях Ивановской области // Бюл. РМСК по центру и югу Русской платформы. 2001. Вып. 3. С. 114—129.
- Путеводитель геологической экскурсии по типовым разрезам подразделений карбона и перми Западного Урала. Косьвинский маршрут. Пермь: Пермский гос. ун-т, 2010. 50 с.
- Рассказова Н.Б. Биогеографическая принадлежность каменноугольных и пермских конодонтовых комплексов

- Центрального и Восточного Ирана // Палеострат-2010. Годичное собрание секции палеонтологии МОИП и Московского отделения Палеонтологического общества. Москва, 25–26 января 2010 г. Программа и тезисы докладов. М.: ПИН РАН, 2010. С. 38–39.
- Рассказова Н.Б.* Каменноугольные и пермские конodontы Центрального Ирана: Автореф. канд. дис. ... М.: Моск. ун-т, 2012. 22 с.
- Реймерс А.Н.* Конодонты нижней перми Урала, Прикаспия и Памира // Тр. Палеонтол. ин-та РАН. Т. 271. М.: Наука, 1999. 211 с.
- Тейс Р.В., Найдин Д.П.* Палеотермометрия и изотопный состав кислорода органических карбонатов. М.: Наука, 1973. 255 с.
- Тихвинский И.Н.* Обоснование ярусного деления верхнего карбона и нижней перми Волго-Камского края // Тр. Казанского геол. ин-та. 1969. № 24. С. 133–138.
- Устрицкий В.И., Явциц Г.П.* Среднекаменноугольные ледово-морские осадки Северо-Востока СССР // Докл. АН СССР. 1971. Т. 199, № 2. С. 437–440.
- Черных В.В.* Зональный метод в биостратиграфии. Зональная шкала нижней перми Урала по конodontам. Екатеринбург: Ин-т геологии и геохимии УрО РАН, 2005. 217 с.
- Чумаков Н.М.* Следы позднепермского оледенения на реке Колыме: отзвук гондванских оледенений на Северо-Востоке Азии? // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1994. Т. 2, № 4–5. С. 130–150.
- Чумаков Н.М.* Климат и климатическая зональность перми и раннего триаса // Климат в эпохи крупных биосферных перестроек. Тр. Геол. ин-та РАН. Вып. 550. М.: Наука, 2004. С. 230–258.
- Archbold N.W., Shi G.R.* Permian brachiopod faunas of Western Australia: Gondwanan — Asian relationships and Permian climate // J. Southeast Asian Earth Sci. 1995. Vol. 11, N 3. P. 207–215.
- Birgenhies L.P., Frank T.D., Fielding C.R., Rygel M.C.* Coupled carbon isotopic and sedimentological records from the Permian System of Eastern Australia reveal the response of atmospheric carbon dioxide to glacial growth and decay during the late Paleozoic Ice Age // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 2010. Vol. 286, N 3–4. P. 178–193.
- Buggisch W., Wang X., Alekseev A.S., Joachimski M.M.* Carboniferous-Permian carbon isotope stratigraphy of successions from China (Yangtze Platform), USA (Kansas) and Russia (Moscow Basin and Urals) // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 2011. Vol. 301. P. 18–38.
- Bussert R., Schrank E.* Palynological evidence for a latest Carboniferous — Early Permian glaciation in Northern Ethiopia // J. African Earth Sci. 2007. Vol. 49, N 4–5. P. 201–210.
- Dickins J.M.* Problems of a late Palaeozoic glaciation in Australia and subsequent climate in the Permian // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 1996. Vol. 125, N 1–4. P. 185–197.
- Eyles N., Eyles C.H., Gostin V.A.* Iceberg rafting and scouring in the Early Permian Shoalhaven Group of New South Wales, Australia: Evidence of Heinrich-like events? // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 1997. Vol. 136, N 1–4. P. 1–17.
- Fielding C.R., Frank T.D., Isbell J.L.* (eds). Resolving the Late Paleozoic ice age in time and space // Geol. Soc. Amer. Spec. Paper. 2008. N 441. 354 p.
- Grossman E.L., Yancey T.E., Jones T.E.* et al. Glaciation, aridification, and carbon sequestration in the Permo-Carboniferous: The isotopic record from low latitudes // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 2008. Vol. 268. P. 222–233.
- Henderson C.M., Orchard M.J.* *Gondolelloides*, a new Lower Permian conodont genus from western and northern Canada // Ordovician to Triassic conodont paleontology of the Canadian Cordillera. Geol. Surv. Canada. Bull. 1991. N 417. P. 253–261.
- Isbell J.L., Miller M.F., Wolfe K.L., Lenaker P.A.* Timing of late Paleozoic glaciation in Gondwana: was glaciation responsible for the development of Northern Hemisphere cyclothems? // Extreme depositional environments: mega end members in geologic time. Geol. Soc. Amer. Spec. Paper. 2003. N 370. P. 5–24.
- Jin X., Huang X., Shi Y., Zhan L.* Lithologic boundaries in Permian post-glacial sediments of the Gondwana-affinity regions of China: Typical sections, age range and correlation // Acta Geol. Sinica (English edition). 2011. Vol. 85, N 2. P. 373–386.
- Joachimski M.M., Breisig S., Buggisch W.* et al. Devonian climate and reef evolution: insights from oxygen isotopes in apatite // Earth Planet. Sci. Lett. 2009. Vol. 284. P. 599–609.
- Jones A.T., Fielding C.R.* Sedimentological record of the late Paleozoic glaciation in Queensland, Australia // Geology. 2004. Vol. 32. P. 153–156.
- Jones A.T., Frank T.D., Fielding C.R.* Cold climate in the eastern Australian mid to late Permian may reflect cold upwelling waters // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 2006. Vol. 237, N 2–4. P. 370–377.
- Kiessling W.* Secular variations in the Phanerozoic reef ecosystem // Soc. Econ. Paleontol. Minreal. Spec. Publ. 2002. N 72. P. 625–690.
- Koch J.T., Frank T.D.* The Pennsylvanian–Permian transition in the low-latitude carbonate record and the onset of major Gondwanan glaciation // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 2011. doi: 10.1016/j.palaeo.2011.05.041.
- Korte C., Jones P.J., Brand U.* et al. Oxygen isotope values from high-latitudes: clues for Permian sea-surface temperature gradients and late Palaeozoic deglaciation // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 2008. Vol. 269, N 1–2. P. 1–16.
- Kossovaya O.L., Guseva E.A., Likin A.E., Zhuravlev A.V.* Middle Artinskian (early Permian) ecological event: a case study of the Urals and Northern Timan // Proc. Estonian Acad. Sci. Geol. 2001. Vol. 50, N 2. P. 95–113.
- Lever H.* Climate changes and cyclic sedimentation in the mid-late Permian: Kennedy Group, Carnarvon Basin, Western Australia // Gondwana Res. 2004. Vol. 7, N 1. P. 135–142.
- Mei Sh., Henderson C.M.* Evolution of Permian conodont provincialism and its significance in global correlation and paleoclimatic implication // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 2001. Vol. 170, N 3–4. P. 237–260.
- Mei Sh., Henderson C.M.* Comments on some Permian conodont faunas reported from Southeast Asia and adjacent areas and their global correlation // J. Asian Earth Sci. 2002. Vol. 20. P. 599–608.
- Mei Sh., Henderson C.M., Wardlaw B.R.* Evolution and distribution of the conodonts *Sweetognathus* and *Iranognathus* and related genera during the Permian, and their implications for climatic change // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 2002. Vol. 180. P. 57–91.
- Metcalfe I.* Late Paleozoic and Mesozoic palaeogeography of Eastern Pangaea and Tethys // Pangaea: Global environments and resources. Canad. Soc. Petrol. Geol. Mem. 1994. N 17. P. 97–111.

Sano H. Impact of long-term climate change and sea-level fluctuation on Mississippian to Permian mid-oceanic atoll sedimentation (Akiyoshi Limestone Group, Japan) // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 2006. Vol. 236, N 3—4. P. 169—189.

Scheffler K., Hoernes S., Schwark L. Global changes during Carboniferous-Permian glaciation of Gondwana: Linking polar and equatorial climate evolution by geochemical proxies // *Geology.* 2003. Vol. 31. P. 605—608.

Shi G.R., Chen Z.Q. Lower Permian oncolites from South China: Implications for equatorial sea-level responses to late Paleozoic Gondwanan glaciation // *J. Asian Earth Sci.* 2006. Vol. 26, N 3—4. P. 424—436.

Sobolev N.N., Nakrem H.A. Middle Carboniferous — Lower Permian conodonts of Novaya Zemlya // *Norsk Polarinstitt. Skrifter.* 1996. N 199.129 p.

Stephenson M.H., Angiolini L., Leng M.J. et al. Abrupt environmental and climatic change during the deposition of the Early Permian Haushi Limestone, Oman // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 2008. Vol. 270, N 1—2. P. 1—18.

Tabor N.J., Montañez I.P. Shifts in late Palaeozoic atmospheric circulation over western equatorial Pangaea: insights from pedogenic mineral $\delta^{18}\text{O}$ compositions // *Geology.* 2002. Vol. 30. P. 1127—1130.

Tabor N.J., Montañez I.P. Permo-Pennsylvanian alluvial palaeosols (north-central Texas): high resolution indicator records of the evolution of early Pangaeic palaeoclimate // *Sedimentology.* 2004. Vol. 51. P. 851—884.

Ueno K., Mizuno Y., Wang X., Mei S. Artinskian conodonts from the Dingjiazhai Formation of the Baoshan Block,

West Yunnan, Southwest China // *J. Paleontol.* 2002. Vol. 76, N 4. P. 741—750.

Vennin E. Coelobiontic communities in Neptunian fissures of synsedimentary tectonic origin in Permian reef, southern Urals, Russia // *Paleozoic reefs and bioaccumulations: climatic and evolutionary controls.* Geol. Soc. London. Spec. Publ. 2007. Vol. 275. P. 211—227.

Vennin E., Boisseau T., Proust J., Chuvashov B.I. Influence of eustasy and tectonism on reef architecture in Early Permian reef complexes, southern Urals, Russia // *Paleozoic carbonates of the Commonwealth of Independent States (CIS): subsurface reservoirs and outcrop analogs.* Soc. Sed. Geol. (SEPM). Spec. Publ. 2002. N 74. P. 205—218.

Wang X.-D., Ueno K., Mizuno Y., Sugiyama T. Late Paleozoic faunal, climatic, and geographic changes in the Baoshan Block as a Gondwana-derived continental fragment in southwest China // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 2001. Vol. 170. P. 197—218.

Waterhouse J.B., Shi G.R. Evolution in a cold climate // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 2010. Vol. 298. P. 17—30.

Yan J., Liang D. Early and Middle Permian paleoclimates of the Baoshan Block, Western Yunnan, China: Insight from carbonates // *J. Asian Earth Sci.* 2005. Vol. 24, N 6. P. 753—764.

Zeng J., Cao C., Davydov V.I., Shen S. Carbon isotope chemostratigraphy and implications of palaeoclimatic changes during the Cisuralian (Early Permian) in the southern Urals, Russia // *Gondwana Res.* 2012. Vol. 21. P. 601—610.

LATE CARBONIFEROUS — EARLY PERMIAN CLIMATIC FLUCTUATIONS AND BIOTIC EVENTS

A.N. Reimers, A.S. Alekseev, Yu.V. Ermakova

The last Late Paleozoic glacial interval has Asselian and Sakmarian age as widely accepted. But analysis of sedimentological and biotic data on East European Platform and Urals early Permian shows that more cold environment existed during late Carboniferous (Kasimovian and Gzhelian time). No real evidences on glacial sea level falls during Early Permian in shallow water settings on the Russian Platform. Colonial *Rugosa* with massive skeleton reappears after Moscovian only in mid Asselian-Sakmarian that could be interpreted as evidence of warming of sea waters during this time interval.

Key words: Late Carboniferous, Early Permian, Asselian, Sakmarian, sea level, glacial episodes, biotic events, East European Platform, Urals.

Сведения об авторе: *Реймерс Алексей Николаевич* — канд. геол.-минерал. наук, доц. каф. палеонтол. геол. ф-та Московского государственного университета им. М.В. Ломоносова, *e-mail:* areimers@geol.msu.ru; *Алексеев Александр Сергеевич* — докт. геол.-минерал. наук, проф. каф. палеонтол. геол. ф-та Московского государственного университета им. М.В. Ломоносова, *e-mail:* aaleks@geol.msu.ru; *Ермакова Юлия Викторовна* — аспирантка каф. палеонтол. геол. ф-та Московского государственного университета им. М.В. Ломоносова, *e-mail:* yermakovaju@gmail.com