

УДК 550.42:563.125.5+551.781.4 (477)



ИЗОТОПЫ УГЛЕРОДА И КИСЛОРОДА В РАКОВИНАХ НУММУЛИТИД И ИЗВЕСТНЯКАХ ПЕРЕХОДНОГО ИПРСКО-ЛЮТЕТСКОГО ИНТЕРВАЛА БАХЧИСАРАЙСКОГО РАЗРЕЗА (КРЫМ). ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ

О. С. Ветошкина¹ Е. Ю. Закревская²¹Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар;
*vetoshkina@geo.komisc.ru.*²Государственный геологический музей им. В. И. Вернадского РАН, Москва;
zey@sgm.ru

Впервые анализируется соотношение изотопов углерода и кислорода в раковинах крупных бентосных фораминифер (нуммулитид родов *Nummulites* и *Assilina*) и известняков симферопольской и низов новопавловской свит бахчисарайского разреза Крыма. Построены вариационные кривые $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$. Показано, что условия образования раковин нуммулитид и известняков отражаются на их изотопном составе углерода и кислорода. Так, по шифту изменения соотношения изотопов кислорода раковин нуммулитид установлено похолодание в начале среднего эоцена. Вероятно, данное похолодание связано с зарегистрированным глобальным похолоданием на рубеже ипра и лютета.

Ключевые слова: нуммулиты, известняки, стабильные изотопы углерода и кислорода, ипр-лютет, Крым.

CARBON AND OXYGEN ISOTOPES IN NUMMULITIDE SHELLS AND LIMESTONES OF THE TRANSITIONAL YPRESIAN-LUTETIAN IN THE CRIMEAN BAKHCHISARAY SECTION. PALEOGEOGRAPHIC INTERPRETATION

O. S. Vetoshkina, E. Yu. Zakrevskaya

For the first time the ratio of carbon and oxygen isotopes in the large benthic foraminifera shells (*Nummulites* and *Assilina* nummulitides), Simferopol and lower Novopavlovsk formation limestones in the Crimean Bakhchisaray section have been analyzed. $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ variation curves have been constructed. It was demonstrated that the nummulitides and limestones' shells formation terms are reflected in their carbon and oxygen isotopic composition. Thus, the cooling in the early Middle Eocene was determined by oxygen isotope ratio shift changes in the nummulitide shells. Probably, this cooling was related to the registered global cooling at the turn of the Ypresian and Lutetian ages.

Keywords: *nummulites, limestones, stable carbon and oxygen isotopes, the Ypresian-Lutetian, Crimea.*

Современные методы стратиграфии включают кроме палеонтологического и литологического геохимические исследования, в которых анализ стабильных изотопов углерода ($\delta^{13}\text{C}$) и кислорода ($\delta^{18}\text{O}$) в биогенных карбонатах служит целям установления характера палеоклиматических и палеогеографических изменений во

времени и общим задачам стратиграфической корреляции. Наибольший интерес вызывают исследования временных интервалов, связанных с переломными в геологической истории Земли событиями.

Несмотря на то, что бахчисарайский разрез палеогена является одним из типовых в Крымско-Кавказской

области, до сих пор его геохимические исследования на современном уровне не проводились.

Цель этой работы — на основе сравнительного исследования соотношения изотопов углерода и кислорода карбонатов раковин крупных бентосных фораминифер (нуммулитид) и вмещающих известняков из биостра-



тиграфически хорошо изученного разреза Бахчисарая получить дополнительную информацию для реконструкции морских палеобстановок (главным образом, относительного углубления и обмеления, а также температуры) в переходном ипрско-лютетском интервале.

Материалом для данной работы послужили известняки и раковины бентосных фораминифер (нуммулитиды родов *Nummulites* и *Assilina*) симферопольской и низов новопавловской свит (переходного ипрско-лютетского интервала) Бахчисарайского разреза Крыма.

Геологическое положение

Бахчисарайский разрез расположен (рис. 1) в пределах второй гряды Крымских гор, которая входит в Альпийскую складчатую область [2]. Горный Крым представляет собой окра-

находится в области Альминской впадины и соответственно структурно-фациальной зоны. Сходные со средиземноморскими комплексы бентосной и планктонной биоты в палеоцене и раннем эоцене свидетельствуют о связи Центрально-Тетического и Крымского бассейнов.

В стратиграфических целях использовались традиционные методы палеонтологического и биостратиграфического анализов [19]. Исследуемый интервал содержит следующие лито- и биостратоны: 1) верхнеипрские нуммулитовые известняки местных зон *Nummulites nemkovi*, *N. distans*, *N. polygyratus* симферопольской свиты (разрез г. Сувлу-Кая); 2) нуммулитовые известняки зоны *N. polygyratus* («переходные слои»); 3) слои «зоны мелких нуммулитов» новопавловской свиты, представленные пелитоморфными известняками с органогенным

в верхней части зоны *N. polygyratus* по появлению единичных лютетских видов крупных фораминифер на г. Сувлу-Кая и чуть ниже основания «переходных слоев» в разрезе Приятное Свидание, либо выше, в средней части «зоны мелких нуммулитов», по нижней границе нанопланктонной зоны NP14b. Этот вариант определения границы ипра и лютета в настоящее время находится на стадии обсуждения [14].

Объекты и методы

Для определения изотопного состава были отобраны 14 образцов раковин нуммулитид родов *Nummulites* и *Assilina* из различных слоев и 13 образцов вмещающих их известняков из бахчисарайского разреза.

Сохранность каждого образца раковин нуммулитид оценивалась с помощью комплекса минералогических, геохимических и петрографических исследований. Минералогический состав раковин определялся методом рентгеноструктурного анализа (РСА) на рентгеновском дифрактометре XRD-6000 фирмы SHIMADZU (аналитик Б. А. Макеев). Определение содержания основных элементов и элементов-примесей в раковинах нуммулитид выполнялось методом полуквантитативного рентген-флуоресцентного анализа (РФА) с использованием энергодисперсионного спектрометра MESA-500 W фирмы HORIBA (аналитик С. Т. Неверов). Исследования соотношения изотопов углерода и кислорода ($\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$) карбонатных образцов проводились на масс-спектрометре ThermoFinnigan Delta V Advantage с применением устройства пробоподготовки GasBenchII. Величины $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$ даны в промиллях (‰) относительно международного стандарта PDB. Точность (воспроизводимость) определения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$ в пределах ± 0.2 ‰.

Результаты.

Сохранность скелетного вещества нуммулитид

Постседиментационные процессы могут привести к изменению первичных изотопных показателей биогенных карбонатов, что осложняет палеоэкологическую и палеоклиматическую интерпретации (например, [15]). Для контроля сохранности материала раковин был использован комплекс минералогических, геохимических и микроскопических исследований.



Рис. 1. Местоположение бахчисарайского разреза. 1 — г. Сувлу-Кая; 2, 3 — с. Приятное Свидание

инное антиклинальное поднятие (мегаантиклинорий), вытянутое вдоль границы складчатой области и ограничивающей ее с севера Скифской платформы. Накопление мелководных терригенно-карбонатных осадков в палеоцене и эоцене происходило в южной части Альминской и Индольской впадин и на разделяющем их Симферопольском поднятии. Самые полные мелководные отложения эоцена встречаются в Альминской впадине. Верхнеипрские — нижнелютетские нуммулитовые фации (симферопольская свита) протягиваются узкой полосой (шириной 2—4 и длиной 120 км) от Инкермана на западе до района Белогорска в центральном Крыму [19]. Бахчисарайский разрез

детритом и целыми раковинами фораминифер, в том числе нуммулитид. Два последних стратона изучены в разрезе у с. Приятное Свидание.

В целом, нуммулитовые известняки характеризуются мелководными условиями образования в области карбонатной отмели шельфа, которые сменяются более глубоководными условиями открытого шельфа «зоны мелких нуммулитов». На рассматриваемый интервал приходится граница между нижним и средним эоценом (ипрским и лютетским ярусами). Однако определение этой границы проблематично, поскольку нет четкого события или признака для ее установления [12, 19].

Согласно палеонтологическим данным эта граница проводится либо

Дифрактограммы показали кальцитовый состав раковин ($d_{104} = 3.03 \text{ \AA}$), в двух образцах (1065-ас и 1082-н) со следами доломита. Кварц в незначительном количестве присутствует во всех раковинах. Микроскопические исследования (рис. 2, а–г) обнаружили хорошее сохранение стенок большинства раковин нуммулитид (обр. 1065-н, 1067-н, 1093-н, 1098-н, 1101-н, 808-н). Раковины остальных образцов слабо микритизированы. Иногда кальцитовый яснокристаллический цемент развит вокруг раковин и в трещинах породы (рис. 2, б). Только одна из общего количества исследованных раковин (обр. 1082-н) характеризуется существенным изменением стенок.

Концентрации элементов-примесей (Mn, Mg, Sr, Fe) используются в качестве индикаторов постседиментационных изменений [1, 3, 5]. В современных скелетных беспозвоночных отмечаются относительно высокие концентрации Sr (~1000 ppm) [1, 11]. Известно, что постседиментационные процессы, особенно с участием метеорных вод [5, 18], могут увеличить содержание некоторых элементов вмещающего осадка и/или постседиментационных поровых вод, в

первую очередь железа и марганца [18]. Содержание Mn рассматривается как надежный индикатор постседиментационных изменений [9]. Установлено, что Mn встречается в очень низких концентрациях (< 200 ppm) и, следовательно, эта величина отражает хорошее сохранение материала фоссилий [11]. По мнению Т. Андерсон с коллегами [3], кальцитовые раковины с содержанием Fe выше 1000 ppm и Mn выше 100 ppm претерпели заметные изменения на постседиментационной стадии.

По данным РФА Mn и Mg либо отсутствуют, либо присутствуют в очень низких (< 100 ppm) концентрациях. Содержание Sr (см. таблицу) в большинстве образцов более и менее соответствует современным биогенным карбонатам [1, 4]. Содержание Fe в наших раковинах нуммулитид непостоянно и составляет ~0–1330 ppm. Более высокое содержание Fe (> 1000 ppm), отмеченное в двух раковинах нуммулитид (1082-н, 1065-н), может быть связано не с постседиментационным изменением, а с присутствием небольших количеств глауконита и оксидов железа, которые невозможно полностью удалить с поверхности фоссилий.

На основе минералого-геохимических исследований и микроструктурных наблюдений раковин фораминифер можно исключить значительное влияние на них постседиментационных процессов и предположить, что раковины нуммулитид (кроме обр. 1082-н) сохраняют изотопные показатели, информативные в генетическом отношении. Вмещающие известняки заведомо претерпели постседиментационные изменения.

Изотопный состав углерода и кислорода

Изотопный состав углерода всех изученных нами раковин нуммулитид и вмещающих их карбонатных отложений (см. таблицу, рис. 3) изменяется в пределах от -0.8 до 1.4 ‰ , что соответствует морским карбонатам ($-2 \pm 2 \text{ ‰}$). Следует отметить, что изотопный состав углерода, зарегистрированный в карбонатах бентосных фораминифер (*Cibicidoides*) и глинистых известняков верхнего ипра-лютета разреза Фортуна Испании, колеблется от -2.0 до 0 ‰ [13].

Величины $\delta^{13}\text{C}$ кальцита раковин нуммулитид сопоставляются со средними по раннему-среднему эоцену величинами $\delta^{13}\text{C}$ карбонатов ($-1.0 \pm 1.0 \text{ ‰}$) из пелагических известняков и раковин бентосных фораминифер рода *Cibicidoides* [20]. Напротив, раковины нуммулитид всего изученного разреза и вмещающие их породы, в целом, характеризуются несколько пониженными величинами $\delta^{18}\text{O}$ (от -5.7 до -1.6 ‰) по сравнению с усредненными значениями (от 0 до $+1 \text{ ‰}$) для одновозрастных карбонатов [20]. Однако эти величины $\delta^{18}\text{O}$ вполне подобны значениям, зарегистрированным в раковинах *Cibicidoides* и *Lenticulina* (от -2.0 до -3.0 ‰), а также в гемипелагических карбонатно-глинистых осадках (от -3.0 до -4.0 ‰) из верхнего ипра-лютета разреза Фортуна [13].

Известно, что отрицательные значения $\delta^{18}\text{O}$ связаны с незначительным опреснением и высокой температурой вод палеоводоёма [8]. Кроме того, изотопный состав кислорода карбонатов более чувствителен к постседиментационным процессам, чем состав углерода [8, 18].

Различия в изотопных составах карбонатов видны на графике (рис. 3), построенном в координатах $\delta^{13}\text{C}$ – $\delta^{18}\text{O}$, который показывает, что значения изотопного состава углерода и кислорода группируются в отдельные, лишь частично перекрывающиеся области.

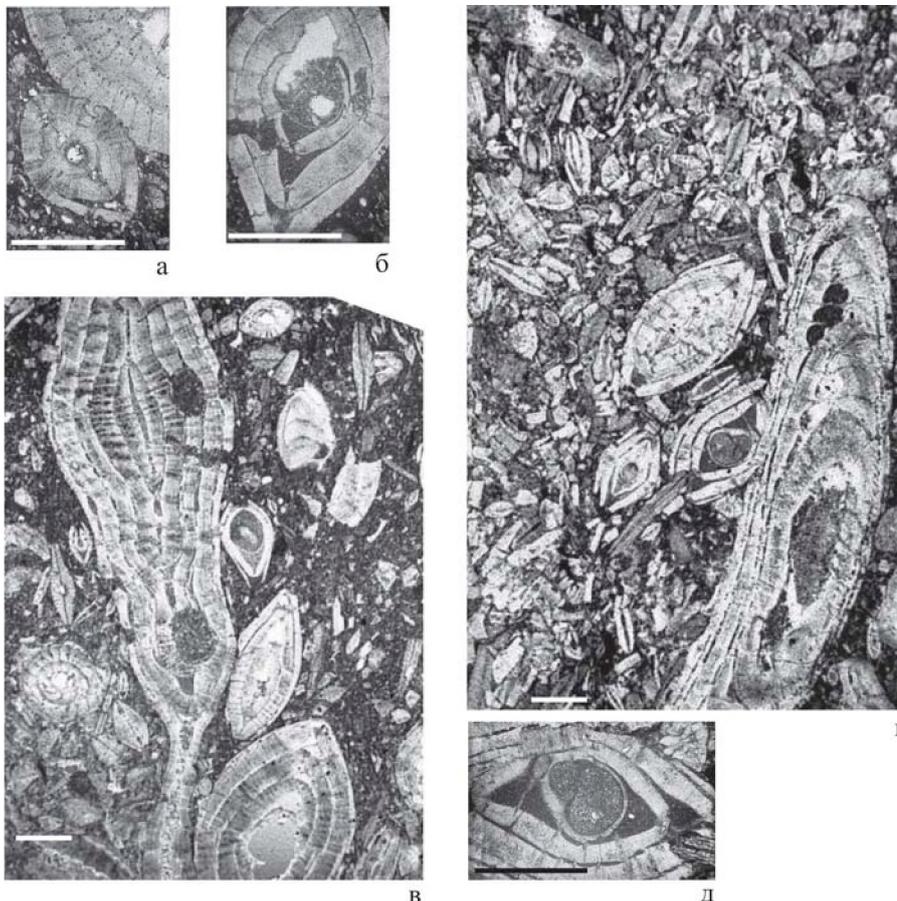


Рис. 2. Нуммулитовые известняки верхнего ипра — основания лютета в разрезе г. Суллу-Кая: а — обр. 1093; б, в — обр. 1098; г, д — обр. 1101. Масштабная линейка — 1 мм. Видны раковины нуммулитов (а, б, д) и разная гидродинамика среды (г, в)



Изотопный ($\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$) состав и содержание элементов-примесей
в известняках и раковинах нуммулитид

Образцы	$\delta^{13}\text{C}_{\text{карб.}} \text{‰ PDB}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{карб.}} \text{‰ PDB}$	Fe (ppm)	Sr (ppm)
1065-н	-0.6	-4.4	1050	507
1065-ас	0.5	-3.6	910	676
1065-ВМ	-0.3	-4.4		
1067-н	0.1	-3.4	420	338
1067-ВМ	-0.3	-4.2		
1082-н	0.6	-4.1	1330	930
1082-ВМ	0.6	-4.0		
1093-н	0.5	-4.3	—	423
1093-ВМ	0.3	-4.0		
1098-н	-0.8	-5.2	525	169
1098-ВМ	0.1	-4.2		
1100-н	0.7	-3.9	525	338
1100-ВМ	0.6	-4.8		
1101-н	0.4	-4.0	—	338
1101-ВМ	0.5	-4.4		
1103-н	0.0	-4.6	—	254
1103-ВМ	-0.3	-5.7		
801-н	0.5	-3.4	385	169
801-ВМ	1.4	-2.5		
808-н	0.6	-3.2	315	168
808-ВМ	1.0	-3.7		
705-н	1.0	-2.5	350	85
705-ВМ	0.9	-3.7		
709-н	0.6	-2.5	420	85
709-ВМ	1.1	-2.6		
712-ас	0.8	-1.6	280	169
712-ВМ	0.6	-3.0		

Примечание. Прочерк — состав не определен

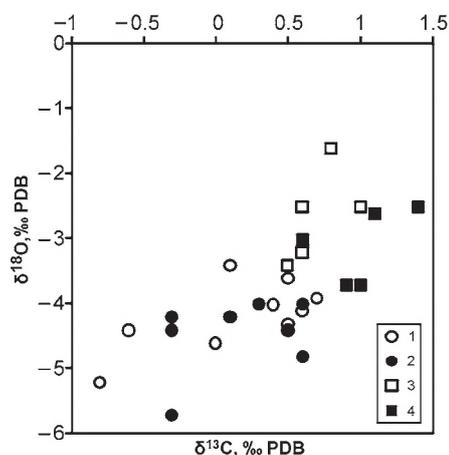


Рис. 3. Распределение величин $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ в раковинах нуммулитид и известняках верхнего ипра и нижнего лютета Крыма: 1, 2 — г. Сувлу-Кая (1 — нуммулиты, 2 — известняки); 3, 4 — с. Приятное Свидание (3 — нуммулиты, 4 — известняки)

Как видно, раковины нуммулитид ($\delta^{13}\text{C}$ от 0.5 до 1.0 ‰) и вмещающие известняки ($\delta^{13}\text{C}$ от 0.6 до 1.4 ‰) из верхней части разреза (с. Приятное Свидание) обогащены тяжелым изотопом углерода по сравнению с раковинами и известняками из отложений нижней части разреза (г. Сувлу-Кая) и характеризуются только положительными величинами.

По нашим данным, раковины нуммулитид ($\delta^{18}\text{O}$ от -3.4 до -1.6, в среднем -2.6 ‰) и вмещающих известняков ($\delta^{18}\text{O}$ от -3.7 до -2.5, в среднем -3.1 ‰) верхней части разреза (с. Приятное Свидание) обогащены и тяжелым изотопом ^{18}O относительно раковин ($\delta^{18}\text{O}$ от -5.2 до -3.4, в среднем -4.2 ‰) и известняков ($\delta^{18}\text{O}$ от -5.7 до -4.0, в среднем -4.5 ‰) из его нижней части (г. Сувлу-Кая).

В свою очередь вмещающие известняки по всему изученному разрезу незначительно ($\delta^{18}\text{O}$ до 0.5 ‰) обеднены тяжелым изотопом кислорода по сравнению с раковинами нуммулитид, что связано со снижением величины $\delta^{18}\text{O}$ в породах при образовании цемента при погружении и/или в метеорных условиях за счет постседиментационного обмена изотопов с метеорными водами [10].

Обсуждение результатов

Вариационные кривые изменения соотношения изотопов углерода и кислорода в кальците раковин нуммулитид по разрезу (рис. 4) не всегда совпадают с кривыми изменения изотопных соотношений во вмещающих известняках.

Обращает на себя внимание (табл.) небольшое различие в значениях изотопного состава между раковинами нуммулитид разных родов (экз. 1065-н и 1065-ас), отобранных из одного образца. Раковина ассилин (1065-ас) на 1.1 ‰ обогащена тяжелым изотопом ^{13}C и на 0.8 ‰ тяжелым изотопом кислорода ^{18}O по сравнению с раковиной нуммулита (1065-н). Изотопные отношения зависят не только от температуры и изотопного состава окружающей морской воды [4, 6] при формировании кальцита раковины, но и от неравновесного фракционирования, вызванного физиологическими (витальный эффект) различиями [7]. Образец 1065-ас представлен родом *Assilina*, который в окраинных областях Тетического океана обнаружен только в Юго-Западном и Центральном Крыму и в Причерноморье, но отсутствует во всех областях Восточнее Центрального Крыма: в Восточном Крыму, на Западном Кавказе, в Предкавказье, Прикаспии, Поволжье, на Мангышлаке, в Приаралье, Средней Азии, где есть род *Nummulites*. Такие же различия отмечаются и в образцах разных родов, отобранных из верхней части разреза (с. Приятное Свидание). Ассилины обр. 712 тоже обогащены тяжелым изотопом относительно нуммулитов обр. 709. Поскольку физиологические различия между этими родами очевидны, можно предположить, что фораминиферы по-разному относятся к солёности. Ассилины, видимо, более чувствительны к понижению солёности и поэтому отсутствуют в бассейнах восточнее Крыма, более удаленных от океанических.

В нижней части разреза (г. Сувлу-Кая) при переходе от глинистых известняков (обр. 1065–1067) к чистым (выше обр. 1082) наблюдается небольшое повышение величины $\delta^{13}\text{C}$ (от -0.3 до 0.6 ‰) и $\delta^{18}\text{O}$ (от -4.4 до -4 ‰), что может отражать смену регрессивного этапа трансгрессивным, вызвавшим расширение бассейна.

Трансгрессивная природа верхнего ипра хорошо выражена и на Северном Кавказе, Мангышлаке, и в Северном Приаралье. На максимальное углубление моря в позднем кюизе (конце ипра) указывает появление глинистого и пелитового материала, планктонных фораминифер, увеличение числа уплощенных форм нуммулитид, а также незначительное смещение значений $\delta^{13}\text{C}$ в сторону отрицательных величин в крымском разрезе.



Вмещающие известняки, расположенные в пределах зоны *Nummulites distans*, ниже уровня обр. 1098 (рис. 4), характеризуются довольно однородным изотопным составом кислорода $\delta^{18}\text{O}$, изменяясь в очень узком диапазоне (от -4.4 до -4.2 ‰), что указывает на продолжительный период стабильности температурных условий в этом интервале. Появление пелитоморфного карбоната и глинистой составляющей в кровле известняков симферопольской свиты позволяет реконструировать гидродинамически спокойный режим при образовании осадков на уровне обр. 1098 (рис. 4).

В кальците раковины обр. 1098 (рис. 2, б) регистрируется скачкообразное снижение величины соотношения изотопов углерода ($\delta^{13}\text{C}$ до -0.8 ‰) и кислорода ($\delta^{18}\text{O}$ до -5.2 ‰), которое может быть связано со многими факторами. Одной из возможных причин понижения значений $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ является присутствие в составе раковин изотопно-легкого кальцита аутигенного происхождения. Но результаты химического и микроскопического анализов свидетельствуют о слабых постседиментационных преобразованиях. Биогенный кальцит с высоким содержанием легких изотопов кислорода мог выделяться в условиях опреснения, например в результате поступления вод с континента [8], что могло вызвать физиологическое напряжение в составе раковин. Совпадение отрицательных отклонений кривых $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ подтверждает это предположение [8]. Хотя это уровень некоторого углубления бассейна (по появлению крупных уплощенных нуммулитов и глины — седиментологическому маркеру морской трансгрессии), крупные нуммулитиды здесь слегка ориентированы по слою (признак течений), а значит, здесь могло иметь место опреснение за счет течений.

В верхней части симферопольской свиты зарегистрированы синхронные экскурсы величин $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ раковин нуммулитид как в положительную, так и в отрицательную стороны. Кривые изменения изотопного состава углерода и кислорода известняков позволили выполнить реконструкцию относительных палеоглубин осадконакопления. Очевидно, что образцы известняка, формирующегося в мелководных условиях, могут характеризоваться более низкими величинами $\delta^{18}\text{O}$, поскольку они отражают относительно повышенную темпера-

туру неглубоких вод [16]. Кроме того, различие в величинах $\delta^{13}\text{C}$ между глубокими и мелководными водами в морском бассейне отражает удаление легкого изотопа ^{12}C в мелководных условиях продуктивностью планктона и дополнение в глубине изотопов ^{12}C при окислении органического вещества. В этом случае легкий изотоп ^{12}C растворенного бикарбоната расходуется на образование органического вещества, а остающийся в растворе HCO_3^- постепенно обогащается тяжелым изотопом ^{13}C , который фиксируется в карбонатах [16]. Принимая это во внимание, можно предположить, что известняк на уровне обр. 1101 (рис. 4) формировался в более мелководных условиях, чем известняк на уровне обр. 1100, в котором отмечается относительно высокое значение $\delta^{18}\text{O}$ и относительно низкое — $\delta^{13}\text{C}$.

В целом небольшое, но резкое снижение величины $\delta^{13}\text{C}/\delta^{18}\text{O}$ происходит в кровле симферопольских известняков. Эскурсы на кривых изменения величин $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ соответствует раковине (0.0 ‰ для $\delta^{13}\text{C}$ и -4.6 ‰ для $\delta^{18}\text{O}$) и породе (-0.3 ‰ для $\delta^{13}\text{C}$ и -5.7 ‰ для $\delta^{18}\text{O}$) обр. 1103 (рис. 4). На основании смены слабоглинистых известняков со структурной типа вак-пакстоун обломочными нуммулитовыми известняками со структурой грейнстоун в самом конце ипра реконструируется обмеление бассейна и высокая гидродинамика при образовании осадков на уровне обр. 1101 и 1103 (рис. 4). По-видимому, причиной снижения величины изотопных соотношений в кровле симферопольских известняков были постседиментационные преобразования. Возможность тонкого постседиментационного изменения не может быть исключена даже при том, что данные химических анализов указывают на хорошую сохранность раковин. Низкие величины $\delta^{18}\text{O}$ отражают постседиментационные изменения [17].

В бахчисарайском разрезе в конце ипра — самом начале лютета увеличение гидродинамической энергии, выраженное в исчезновении глинисто-пелитоморфного материала, и, возможно, высокая продуктивность в этом интервале [16] подтверждаются максимальным значением $\delta^{13}\text{C}$ (1.4 ‰) в обр. 801.

Можно полагать, что заметные экскурсы величин $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$, совпадающие с пограничным интервалом ипра — лютет отражают непостоянный гидродинамический режим, периодически

весьма беспокойный (рис. 4) и свидетельствуют о неоднократной смене условий седиментации в этом интервале.

Наблюдаемая в целом тенденция снижения величин $\delta^{13}\text{C}$ вверх по разрезу (обр. 801–712), вероятно, указывает на изменение фаций к более мелководным, что хорошо согласуется с данными литологических исследований. Увеличение количества планктонных фораминифер в «зоне мелких мелководных» и особенно в зоне *Acarinina rotundimarginata* демонстрируют более открытые морские условия и, возможно, дальнейшее увеличение глубины бассейна.

При переходе к верхней части разреза (с. Приятное Свидание) наблюдается возрастание величин $\delta^{18}\text{O}$ от -4.6 ‰ (обр. 1103) до -1.6 ‰ (обр. 712) у раковин нуммулитид.

По нашим данным, повышение величины соотношения изотопов кислорода проявилось в виде трех ступеней. Первое смещение значения $\delta^{18}\text{O}$ в сторону положительных величин наблюдается в начале лютета (переход от обр. 1103 до обр. 801, примерно подошва «переходных слоев»). Однако точное время и амплитуда этого перехода пока не установлены. Второе увеличение приблизительно на 0.7 ‰ началось в подошве зоны мелких нуммулитов (обр. 808–705). И третье увеличение на 0.9 ‰ произошло в середине данной зоны, примерно на уровне горизонта с остатками крабов (обр. 709–712). Общее повышение величины $\delta^{18}\text{O}$, зарегистрированное по раковинам, составляет почти 1.8 ‰.

Как известно, положительные величины $\delta^{18}\text{O}$ указывают на похолодание среды обитания, а отрицательные — на потепление. Изотопные данные изученных нами раковин нуммулитид, очевидно, свидетельствуют о похолодании, которое соответствует глобальному похолоданию на рубеже ипра и лютета [20].

В результате изучения соотношения стабильных изотопов углерода и кислорода в раковинах крупных бентосных фораминифер (нуммулитид родов *Nummulites* и *Assilina*) и в известняках симферопольской и низов новопавловской свит бахчисарайского разреза Крыма было установлено:

1. Условия образования кальцита раковин нуммулитид и известняков отражаются на их изотопном составе углерода и кислорода.

2. Заметные экскурсы величин $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$, совпадающие с пограничным интервалом ипра — лютета, выяв-



00620 и грантом Президента РФ для поддержки ведущих научных школ НШ-7198.2010.5.

Литература

1. Васильев А. Н. Скелетная биогеохимия моллюсков. Харьков: «Экограф», 2003. 284 с. 2. Гроссгейм В. А., Коробков И. А. (Отв. ред.) Стратиграфия СССР. Палеогеновая система. М.: Недра, 1975. 523 с. 3. Anderson T. F., Popp B. N., Williams A. C., Ho L. Z., Hudson J. D. The stable isotopic record of fossils from the Peterborough Member, Oxford Clay Formation (Jurassic), UK: palaeoenvironmental implications // Journal of the Geological Society, London, 1994. V. 151. P. 125–138. 4. Anderson T. F., Arthur M. A. Stable isotopes of oxygen and carbon and their application to sedimentologic and environmental problems // Stable isotopes in sedimentary geology. SEPM Short Course Notes, 1983. V. 10. P. 1–151. 5. Brand U., Veizer J. Chemical diagenesis of a multi component carbonate system: 1. Trace elements: Journal of Sedimentary Petrology, 1980. 50. 1219–1236. 6. Epstein S., Buchbaum R., Lowenstam H. A., Urey H. C. Revised carbonate-water isotopic temperature scale // Geol. Soc. Amer. Bull., 1953. Vol. 64. P. 1315–1326. 7. Grossman E. L. Stable isotopes in modern benthic foraminifera: a study of vital effect. Journal of Foraminiferal Research, 1987. V. 17. № 1. P. 48–61. 8. Hudson J. D. Stable isotopes and limestone lithification: Journal of the Geological Society of London, 1977. 133(6). 637–660. 9. Jacobsen S. B., Kaufman A. J. The Sr, C and O isotopic evolution of Neoproterozoic seawater: Chemical Geology, 1999. 161(1–3). 37–57. 10. Keith M. L., Weber J. N. Carbon and oxygen isotopic composition of selected limestones and fossils: Geochimica et Cosmochimica Acta, 1964. 28(10–11). 1787–1816. 11. Milliman J. D. Marine carbonates. Springer-Verlag., 1974. 375 p. 12. Molina E. Foraminiferal extinction and radiation events in Paleogene chronostratigraphy. Symposium on the Paleogene, ICS, Abstracts, 2003. Leuven.) P. 7. 13. Molina E., Gonzalvo C., Mancheco M. A., Ortiz S., Schmitz B., Thomas E. and Salis K. Integrated stratigraphy and chronostratigraphy across the Ypresian-Lutetian transition in the Fortuna Section (Betic Cordillera, Spain). Newsl. Stratigr, 2006. V. 42 (1). P. 1–19. 14. Molina E., Alegre L., Apellaniz E. et al. Proposal for the Global Standard Stratotype-section and Point (GSSP) for the base of the

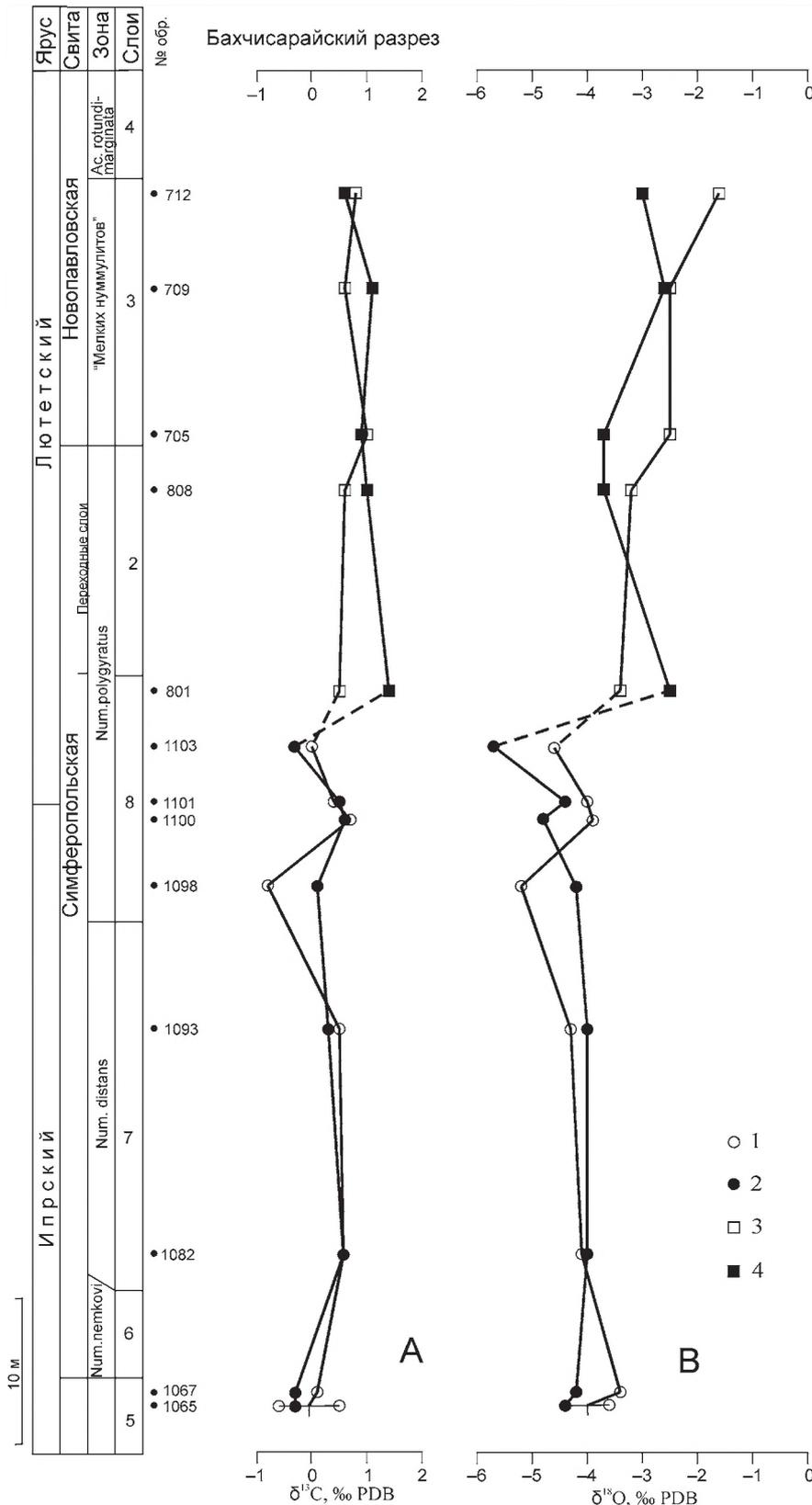


Рис. 4. Кривые изменения изотопного состава углерода (А) и кислорода (В) нуммулитид и известняков бахчисарайского разреза: 1, 2 — г. Сувлу-Кая; 3, 4 — с. Приятное Свидание; образцы: 1, 3 — раковины нуммулитид; 2, 4 — известняки

ляют весьма беспокойный непостоянный гидродинамический режим и свидетельствуют о неоднократной смене условий седиментации в этом интервале.

3. Повышение величин $\delta^{18}O$ в раковинах нуммулитид, свидетельству-

ющее о похолодании в начале среднего эоцена, не противоречит зарегистрированному глобальному похолоданию на рубеже ипра и лютега.

Работа выполнена при финансовой поддержке Программой 16(09-П-5-1020), Программой РФФИ 11-05-

Lutetian Stage at the Gorrondatxe section (Spain). Manuscript by the Ypresian/Lutetian Boundary Working Group of the Subcommission on Paleogene Stratigraphy of the International Commission on Stratigraphy, 2010. 44 p. **15.** Price G. D., Sellwood B. W., Pirrie D. Middle-Late Cretaceous climate of the southern high latitudes: Stable isotopic evidence for minimal equator-to-pole thermal gradients. Discussion. Geological Society of America Bulletin, 1996. V. 108. P. 1192—1193. **16.** Shackleton N. J., Hall M. A. Oxygen and carbon isotope stratigraphy

of Deep Sea Drilling Project Hole 552A: Plio-Pleistocene glacial history. D-G. Roberts, D. Schnitker et al. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 1984. 81. 599—609. U. S. Govt. Printing Office, Washington. **17.** Schrag D. P. Effects of diagenesis on the isotopic record of late Paleogene tropical sea surface temperatures. Chemical geology, 1999. V. 161. P. 215—224. **18.** Veizer J. Chemical diagenesis of carbonate rocks: theory and application of trace element technique. In: Arthur, M. A., Anderson, T. F. (Eds.). Stable Isotopes in Sedimentary Geology.

Volume Short Course No. 10. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Saskatoon, 1983. Pp. 3.1—3.100. **19.** Zakrevskaya E. Yu. Distribution of larger foraminifera near the Lower-Middle Eocene boundary in the Northeastern Paratethys. N. Jb. Geol. Palaont., Abh., Stuttgart. 2004. 234. 335—360; **20.** Zachos J., Pagani M., Sloan L., Thomas E., Billups K. Trends, Rhythms, and Aberrations in Global Climate 65 Ma to Present. Science, 2001. V. 292. P. 686—693.

Рецензент д. г.-м. н. Т. М. Безносова



УДК 581.33:551.761.3(571.5)

МИОСПОРЫ И ПРОБЛЕМА СТРАТИФИКАЦИИ ВЕРХНЕТРИАСОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ НА СЕВЕРЕ СРЕДНЕЙ СИБИРИ

Н. В. Ильина

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

ilyina@geo.komisc.ru

Рассматривается палинокомплекс из отложений карнийского яруса в трех опорных разрезах триаса севера Средней Сибири, возраст которого надежно обоснован фауной морских беспозвоночных. В составе палинокомплекса установлено присутствие видов, ранее известных только из норийских и рэтских отложений Европы, Арктической Канады и Баренц-региона. Это свидетельствует о большей степени единства позднеэоценовой сибирской палинофлоры во времени, чем это имеет место в других регионах.

Ключевые слова: север Средней Сибири, верхний триас, миоспоры.

MIOSPORES AND PROBLEM OF DIVISION OF UPPER TRIASSIC DEPOSITS IN NORTHERN MIDDLE SIBERIA

Natalya V. Ilyina

Palynological assemblage from the deposits of Carnian Stage in the three Triassic key-sections of the northern Middle Siberia have been studied. The species were found in the palynological assemblage, which were previously reported only from Norian and Rhaetian deposits in Europe, Arctic Canada and Barents-region. This testifies to greater unity of Late Triassic Siberian palynoflora in time than in other regions.

Keywords: *the northern Middle Siberia, Upper Triassic, miospores.*

Разнофациальные верхнетриасовые отложения на севере Средней Сибири имеют широкое распространение и присутствуют в объеме трех ярусов: карнийского, норийского и рэтского. Они охарактеризованы комплексами морской фауны, содержат листовую флору и миоспоры. В основу региональной стратиграфической схемы отдела положены этапы эволюции аммоноидей, наутилоидей и двустворчатых моллюсков [1, 2, 4]. По результатам палинологических исследований предшествующих лет в уни-

фицированную часть схемы помещены комплексы миоспор для карнийского и норийского ярусов. Точная датировка местных верхнетриасовых разрезов, содержащих остатки палинофлоры, в ряде случаев вызывает разногласия [2, 8], однако для большинства карнийских ассоциаций их возраст надежно устанавливается по сопутствующей фауне. Анализ их состава, проведенный нами по нескольким опорным разрезам, позволил существенно пересмотреть представления о потенциале этой группы микро-

фоссилий для корреляции позднеэоценовых отложений в целом.

В рамках совместных исследований со специалистами ФГУНПП «Аэрогеология» были изучены разрезы триаса мыса Цветкова, у пос. Станнах-Хочо и мыса Чекуровского (рис. 1), расположенные в Восточно-Таймырском, Лено-Оленекском и Хараулахском фациальных районах соответственно [8]. Автором принята точка зрения А. Ю. Егорова [8], согласно которой верхнетриасовые отложения в этих разрезах представля-