

УДК 546.21

К ВОПРОСУ ОБ ИЗОТОПНОМ СОСТАВЕ КИСЛОРОДА ЮРСКИХ (ТОАР — ААЛЕН) МОРЕЙ ЕВРАЗИИ

Д. П. НАЙДИН, Р. В. ТЕИС

Московский государственный университет и Институт геохимии и аналитической химии
им. В. И. Вернадского АН СССР, Москва

Приводятся определения изотопного состава кислорода нижнеюрских белемнитов Восточной Сибири и Болгарии. Отмечается особенно низкое содержание O^{18} в тоарском ярусе, что в пересчете на температуру соответствует ее высоким значениям. Полученные результаты согласуются с данными других авторов по Германии и Швейцарии. Такое явление на столь широкой территории может быть обусловлено либо общим потеплением, либо опреснением вод в тоарское время.

Принимая во внимание возможность широких колебаний концентраций C^{13} в результате воздействия на него «биологического эффекта», авторы приходят к предположению о наибольшей вероятности опреснения морей Евразии в тоарское время.

Имеющиеся данные. Р. Боуэн и П. Фритц [1—4] обнаружили существенно низкие величины δO^{18} для тоарских белемнитов Западной Европы (ФРГ, Швейцария, Франция, Англия). П. Фритц [5], кроме того, отмечает низкие значения δO^{18} для ааленских белемнитов юга ФРГ (табл. 1). Близкие результаты получены по белемнитам ГДР [6] и Болгарии [7]. Наконец, опубликованные ранее [8] и дополняемые цифрами настоящей статьи данные по Восточной Сибири (белемниты из коллекции В. Н. Сакса) также свидетельствуют о заметно пониженных значениях δO^{18} для тоара: средняя δO^{18} по 22 определениям равна $-4,18\text{‰}$ (часть цифр приведена в табл. 2 и 3).

Как следует из рассмотрения табл. 1, существуют, во-первых, значительные отклонения величины δO^{18} тоара — аалена Западной Европы от плинсбахских цифр и весьма резкие отличия от байосских цифр и, во-вторых, низкие значения δO^{18} для тоара, но не для аалена Восточной Сибири (данных для плинсбаха Восточной Сибири нет).

Здесь уместно привести для сравнения средние значения δO^{18} , полученные по белемнитам поздней юры и позднего мела. Для позднеюрских белемнитов Сибири и Русской платформы δO^{13} порядка $-0,15$ — $-0,20\text{‰}$ (среднее по 130 определениям), а по позднемеловым белемнитам Русской платформы $+0,41\text{‰}$ (среднее из 239 анализов; пределы колебаний от $-0,91$ до $+1,66\text{‰}$ [9] *).

Интерпретация полученных данных. Можно предложить три объяснения низких значений δO^{18} для тоара Восточной Сибири и тоара — аалена Европы: 1) полученные значения δO^{18} не отражают первичные отношения O^{18}/O^{16} , а являются продуктом диагенетических изменений; 2) температура воды морей в тоаре и аалене была более высокой, чем в остальное время юрского и мелового периодов; 3) в тоаре — аалене

* В настоящей статье значения δO^{18} и δC^{13} даны относительно Чикагского стандарта PDB-1. В предыдущих статьях [9 и др.] значения δO^{18} мы давали относительно нашего стандарта; эти значения отличаются от цифр, рассчитанных по стандарту PDB=1 на $-0,4\text{‰}$.

δO^{18} кальцита ростров ранне- и среднеюрских белемнитов, ‰

Регион	Ранняя юра				Средняя юра		
	геттаунг — синемюр	синемюр	плинсбах	тоар	аален	байос	бат
Западная Европа в основном юг ФРГ [4, 5]	-1,75 (5)	-0,89 (6)	-0,95(17)	-1,77(17)	-1,91(12)	-0,03(13)	-0,51 (2)
	от -1,25 до -2,27	от -0,06 до -2,27	от +0,01 до -1,57	от -0,80 до -3,25	от -1,29 до -2,80	от +0,75 до -0,93	—
Болгария [7]	—	—	-2,33(12)	-3,20 (9)	-3,06 (2)	+0,11 (1)	—
	—	—	от +0,07 до -3,15	от -2,00 до -4,08	от -2,77 до -3,36	—	—
Восточная Сибирь (Лена, Вилюй, Анабар)	—	—	—	-4,18(22)	-0,09 (3)	-0,87 (1)	—
	—	—	—	от -0,72 до -6,13	от -0,03 до -0,13	—	—

Примечание. Верхняя строка — среднее значение, в скобках — число определений; нижняя строка — пределы колебаний значений δO^{18} .

изотопный водный фон был иным по сравнению с водным фоном остального времени юры и мела.

Рассмотрим последовательно указанные три возможных объяснения. Если полученные цифры δO^{18} обусловлены диагенетическими изменениями, то в таком случае следует объяснить, почему эти изменения существенно затрагивают лишь тоар-ааленские ростры и проявляются в целом одинаково в разобщенных регионах Евразии — в ФРГ, ГДР, НРБ и Восточной Сибири. Мы полагаем, что подобные избирательные процессы влияния диагенеза на первичный изотопный состав кислорода кальцита ростров из удаленных один от другого районов хотя и возможны, но трудно объяснимы.

В одной из наших предыдущих работ [9] мы привели данные об изменении значений δO^{18} в ходе подготовки образцов для анализа. Это изменение, в частности, зависит от разложения органического вещества скелетных карбонатов. В процессе разложения первичной органики должна выделяться CO_2 , относительно обогащенная O^{18} . Следствием этого будет приобретение значением δO^{18} знака «минус». Было высказано предположение, что по присутствию в исследуемом образце органического вещества можно судить о степени его сохранности.

Мы попытались подойти к выявлению наличия органического вещества в рострах тоарских белемнитов

В табл. 3 отобраны особенно низкие значения δO^{18} , что наводит на мысль о вероятности их диагенетических изменений. По-видимому, в образцах, у которых разность $\delta O^{18}_{\text{прокал}} - \delta O^{18}_{\text{непрокал}}$ отрицательна (№ 2, 4, 6 и т. д. в табл. 3), сохранилось первичное органическое вещество. В остальных образцах прокалывание приводит к приобретению значением δO^{18} знака «плюс», что, возможно, указывает на выделение при прокалывании изотопно более легкой CO_2 . Источником последней может быть органическое вещество вторичных карбонатов, связанных с грунтовыми водами. Таким образом, лишь образцы со знаком «плюс» проявляют явные признаки диагенетических изменений. Поэтому вряд ли можно приписать пониженные значения δO^{18} только влиянию вторичных изменений. Часть цифр для Восточной Сибири (эти цифры, как видно из табл. 1 и 2, характеризуются значительным разбросом) порядка $-6 - -8\%$, по-видимому, несомненно следует связывать со вторич-

δO^{18} и δC^{13} некоторых мезозойских белемнитов и современных двустворок

№ п. п.	№ образца	Название формы, порода	Местонахождение	Возраст	δO^{18} , ‰	δC^{13} , ‰
1	132/1	<i>Passaloteuthis</i> sp.	Анабарская губа	Средний тоар	-3,36	+2,52
2	820	<i>Passaloteuthis tolli</i> Pavl.	р. Анабар	Тоар	-3,08	+2,52
3	1/8	<i>P. viluensis</i> Krimh.	р. Вилюй	Средний тоар	-5,95	+4,62
4	1668/10	<i>Nannobelus paulovi</i> Krimh.	»	То же	-3,36	+3,84
5	2165	<i>Passaloteuthis</i> sp.	»	»	-6,70	+5,46
6	4а-3	То же	р. Анабар	Тоар	-3,67	+0,92
7	2099	»	р. Вилюй	Средний тоар	-4,23	+3,97
8	7/25	<i>Pachyteuthis tschernyschewi</i> Krimh.	р. Ижма (Печора)	Нижний келловей	-8,80	+3,42
9	23/9	<i>P. ingens</i> Krimh.	р. Боярка (Таймыр)	Верхний кимеридж	+0,17	+1,21
10	53/2	<i>P. apiculata</i> Sachs et Naln.	р. Лена	Верхний волжский ярус	+0,16	+2,23
11	4/ос	<i>Acroteuthis unigri</i> Sachs et Naln.	р. Боярка (Таймыр)	Верхний валланжин	+0,15	+1,69
12	100а	<i>A. acrei</i> Swinn.	То же	То же	-0,30	+1,32
13	18ос	<i>Cylindroteuthis pachensis</i> Sachs et Naln.	»	Нижний готтерив	+0,26	+2,56
14	6086	<i>Neohibolites ultimus</i> Orb.	р. Днестр	Сеноман	-0,47	+1,15
14а	6086	Песчанистый мергель	»	»	-1,84	+1,84
15	7231/6	<i>Belemnitella mucronata</i> Schloth.	Харьковская область	Кампан	+0,24	+2,32
16	5232	<i>B. langei</i> Schatsk.	То же	Верхний кампан	0,00	+3,24
17	6004-2	То же	»	То же	+0,17	+1,01
17а	6004-2	Писчий мел	»	»	-1,28	+1,35
18	6-2	<i>Belemnitella</i> sp.	Ворошиловградская область	Маастрихт	+0,33	+1,45
19	1273	<i>Belemnella lanceolata</i> Schloth.	Саратовская область	Нижний маастрихт	+0,86	+1,32
19а	1273	Писчий мел	То же	То же	-1,97	+1,81
20	11	<i>Swiftopecten swifti</i> Bernardi, экзостракум, слой 6	Японское море	Современный	+1,77	+1,01
21	11	То же, слой 7	То же	То же	-1,65	+0,83
22	11	» слой 10	»	»	+1,95	+0,64
23	11	» слой 11	»	»	-1,46	+0,77
24	11	» слой 14	»	»	-0,40	+1,05
25	11	<i>Swiftopecten swifti</i> Bernardi, эндостракум, слой 10	»	»	+1,85	+1,06
26	11	То же, слой 11	»	»	+0,43	+0,21
27	11	» слой 14	»	»	+0,14	+1,42
28	431	<i>Crenomytilus grayanus</i> Dunker, экзостракум, слой 6	»	»	-0,40	-0,77
29	431	То же, слой 10	»	»	+0,40	-1,79
30	431	» слой 11	»	»	+1,76	-0,31
31	431	» слой 16	»	»	-0,24	-0,42
32	431	» слой 18	»	»	+1,62	-0,75

ными изменениями. Заметим, что И. Вейзер [10] на основании определения концентраций Sr и Mg в растрах юрских белемнитов юга ФРГ (в том числе и из районов, из которых происходит материал П. Фритца) пришел к следующим заключениям: 1) ростры при жизни животного были сложены низкомагнезиальным кальцитом; 2) вторичный обмен со вмещающими отложениями не превышает 10%.

По δO^{18} для Западной Европы Р. Боуэн [1—3] допускает существование более теплых условий в лейасе по сравнению с остальными эпохами юрского периода. Это предположение не согласуется с давно установившимися представлениями (Аркелл, Шварцбах и др.) о более холодных климатических условиях в лейасе по сравнению со средней и особенно поздней юрой. Эти представления, как известно, основываются

Таблица 3

Значения разности $\delta O^{18}_{\text{прокал}} - \delta O^{18}_{\text{непрокал}}$ для ростров, степень диагенетических изменений которых предположительно различна

№ п. п.	№ образца	Название формы	Местонахождение	Возраст	δO^{18} , ‰		
					прокаленный	непрокаленный	разность
1	16/1	<i>Nannobelus pavloci</i> Grimh.	р. Марха, бассейн Виллюя	Средний тоар	-3,84	-4,44	+0,60
2	10—18	То же	То же	То же	-5,91	-5,31	-0,60
3	132/3	<i>Passaloteuthis tolli</i> Pavl.	Анабарская губа	»	-4,78	-5,24	+0,98
4	18/5	<i>Catoteuthis</i> sp.	Бассейн Виллюя	Нижний тоар — средний тоар	-6,13	-4,44	-1,69
5	117/2	То же	р. Кедон, бассейн Омолона	Верхний тоар	-5,54	-6,52	+0,98
6	10/3215	<i>Hastites</i> sp.	р. Моторчуна, бассейн Лены	Верхний тоар — нижний аален	-3,95	-3,03	-0,92
7	319	<i>Megateuthis coniformis</i> Ernst	Тетевен	Нижний тоар	-2,93	-2,66	-0,27
8	320	<i>Acrocoelites quenstedti</i> (Oppel)	»	То же	-3,11	-2,69	-0,42
9	321	<i>Salpingoteuthis</i> aff. <i>blumenhofensis</i> Kolb	»	»	-3,03	-2,62	-0,41
10	322	<i>Mesoteuthis janenschii</i> (Ernst)	»	»	-3,23	-2,93	-0,30
11	330	<i>Dactyloteuthis digitalis</i> (Voltz)	»	»	-2,01	-2,51	+0,50
12	323	<i>Mesoteuthis conoidea</i> (Oppel)	Полатен (Тетевенско)	Верхний тоар	-3,11	-2,44	-0,67
13	325	<i>Acrocoelites subtriscissus</i> Kolb	Бов (Софийско)	То же	-4,08	-4,32	+0,24
14	326	<i>Mesoteuthis</i> cf. <i>inornata</i> (Phillips)	То же	»	-3,89	-3,73	-0,16

Примечание. № 1—6 — Сибирь, коллекция В. Н. Сакса; № 7—14 — Болгария, коллекция М. Стояновой-Вергиловой.

на литологических (преобладание в составе нижнеюрских пород Западной Европы обломочных фаций — песков, песчаников, глин и, наоборот, подчиненное развитие карбонатных отложений) и палеонтологических (в частности, почти полное отсутствие кораллов — рифостроителей, появляющихся лишь в байосе) признаках. И в Болгарии в интересующий нас интервал юрского времени (тоар — начало средней юры) накапливались преимущественно обломочные толщи лишь с тонкими прослоями известняков; первые рифостроящие кораллы появляются в среднем байосе [11].

По К. Ш. Нуцубидзе [12], в тоарских и ааленских комплексах фауны Средиземноморской области (в том числе и на Кавказе) существенное значение имели среднеевропейские формы и, наоборот, собственно средиземноморские формы были сильно сокращены; в позднем лейасе, очевидно, было прохладнее по сравнению со средним лейасом.

В сводке по палеогеографии Европы Р. Бринкманн [13] отмечает, что лейас всюду характеризуется относительно холодным и влажным климатом. Наконец, Н. М. Страхов [14, т. I] для поверхности Земли в целом подчеркивает резкую контрастность климатических условий, с одной стороны, ранне- и среднеюрских эпох (наиболее гумидных эпох в истории мезозоя и кайнозоя) и, с другой — поздней юры (эпохи резко выраженной аридизации).

Цифры δO^{18} выше $-1,8$ — $-3,0\%$ (соответствующие рассчитанным значениям температур $23,3$ — $30^\circ C$), вероятно, могут рассматриваться как первичные значения, отражающие реальные температуры того времени [15].

Заметим, что по Ca/Mg- [16] и Ca/Sr-отношениям [17] для окончания раннеюрской эпохи намечаются температуры воды морей Восточной Сибири несколько выше температуры последующих эпох юры и мела. Наоборот, Н. А. Ясаманов [18] на основании определения магnezальности кальцита некоторых юрских брахиопод и белемнитов Западного Закавказья предполагает понижение температуры в позднем тоаре и раннем аалене. По его мнению, регистрируемые изменения величины Ca/Mg-отношения отражают температурные колебания, но не связаны с колебаниями солености.

Однако основную массу низких изотопных значений для тоара и аалена, по-видимому, следует связывать с воздействием третьей причины.

Так, П. Фритц [5] в отличие от Р. Боуэна значительно более острожен в интерпретации результатов масс-спектрометрических определений. По П. Фритцу, определенные им для тоара и аалена юга ФРГ в рострах белемнитов отношения O^{18}/O^{16} не полностью отражают температурные условия. Он полагает, что водный фон бассейнов Западной Европы (и прежде всего южной части ФРГ) на рубеже ранней и средней юры находился под воздействием притока речных пресных вод, обедненных O^{18} . Р. Боуэн [3], наоборот, в целом отрицает возможность притока пресных вод в лейасовые бассейны ФРГ; по его мнению, бассейны здесь были очень глубокими и береговая линия была достаточно далеко, так что «вероятно, эффект разбавления пресными водами не имел места» [3, стр. 135].

Нам представляется, что истолкование изотопных определений по тоару Западной Европы, предлагаемое П. Фритцем, ближе к действительности, чем то, которое выдвигает Р. Боуэн. Несомненно, приток пресных вод и, как следствие, снижение δO^{18} водного фона морей Западной Европы (точнее отдельных участков морей) в лейасе и, в частности, в тоаре, нельзя отбросить. Д. Донован [19] подчеркивает, что в лейасе Западная Европа не могла располагаться в тропическом поясе, а моря, заливавшие ее, окруженные сушей вследствие привноса речных вод, характеризовались меняющейся соленостью. По Г. Кольбелю [20, 21], в тоаре и аалене климат был теплым и влажным, широко накапливались солонатоводные фации. О. Кун [22] рисует для тоара Европы систему островов, заливов и узких проливов; естественно, в подобных условиях колебания солености могли быть значительными.

Надо заметить, что Р. Боуэн достаточно непоследователен в своем отстаивании неизменности водного фона раннеюрских морей Западной Европы. Так, в цитированной монографии двумя страницами ранее [3, стр. 133] он допускает возможным объяснить именно опреснением искажение получаемых значений δO^{18} по лейасовым белемнитам Англии.

И. Вейзер [10] обнаружил, что пики «палеотемпературной» кривой П. Фритца для юры юга ФРГ совпадают с максимумами концентраций Fe и Mn в рострах белемнитов. Опираясь на представления Н. М. Страхова [14, т. II], И. Вейзер связывает повышенные концентрации Fe и Mn в рострах белемнитов юры с возрастанием привноса этих элемен-

тов пресными водами в гумидные эпохи; с этими же гумидными эпохами связано и «разбавление» морских вод изотопно более легкими пресными водами.

Пониженные значения δO^{18} в рострах тоарских белемнитов Сибири также можно объяснить влиянием опреснения. Как видно из опубликованных палеогеографических схем и карт [23—25], исследованные ростры происходят из осадков, накапливавшихся в заливах, а не в открытом море. Соленость и соответственно водный фон этих заливов, естественно, могли изменяться в результате притока пресных вод: речных и атмосферных. К тому же высказывались предположения о возможности опреснения мезозойских бассейнов Бореальной палеобиогеографической области [26—29]. По И. С. Грамбергу [27, стр. 124], «в юрском и меловом периодах опресненный характер был свойствен не только водам лагун и заливов, но и окраинным морским бассейнам Арктического океана».

Колеблющиеся значения δO^{18} , полученные по рострам тоарских белемнитов Восточной Сибири (табл. 1, 2), видимо, отражают изменчивость, непостоянство изотопного фона упомянутых заливов. Различия в уровне величин δO^{18} для Восточной Сибири и Западной Европы (табл. 1) можно было бы объяснить тем, что эти регионы в юрском периоде принадлежали различным палеобиогеографическим областям.

Привлечение данных по δC^{13} . Между растворенным бикарбонатом воды и CO_2 атмосферы устанавливается изотопное равновесие; концентрация C^{13} бикарбоната подвержена температурному контролю; происходит обогащение бикарбоната C^{13} . Кроме того, содержание C^{13} , так же как и концентрация O^{18} , зависит от процессов испарения и конденсации. Таким образом, по δC^{13} органических карбонатов, если они накапливаются в изотопном равновесии с водой, можно составить представление о температуре и солености бассейнов прошлого. Результаты параллельного определения δO^{18} и δC^{13} опубликованы рядом авторов [30—47, и др.].

М. Кейт и его коллеги [31] на основании многочисленных анализов (главным образом использовался материал по Северной Америке) установили, что δC^{13} карбонатов раковин морских пелеципод и гастропод изменяется в пределах от +4,2 до -1,7‰, а в раковинах пресноводных (реки, крупные озера) представителей этих двух классов моллюсков диапазон колебаний от -0,6 до -15,2‰. Обычно у морских карбонатов δC^{13} больше -2‰, а у пресноводных меньше -2‰ [30]. М. Кейт и Д. Вебер [30] предложили для определения по δO^{18} и δC^{13} условий накопления органических карбонатов мезозоя (начиная с юры) и кайнозоя эмпирическую формулу:

$$Z = a(\delta C^{13} + 50) + b(\delta O^{18} + 50),$$

где $a = 2,048 (\approx 2)$; $b = 0,498 (\approx 0,5)$.

При Z большем 120 условия накопления были морскими; при Z — меньшем 120 — анализируемые карбонаты пресноводного генезиса; наконец, при Z равном 120 условия были переходными от морских к континентальным. Ж. Тиволье и Р. Летолль [39] совершенно справедливо замечают, что это уравнение особенно чувствительно к изменениям δC^{13} , так как изотопный состав углерода зависит от воздействия различных локальных факторов.

Посмотрим, какие же имеются опубликованные данные совместного определения δO^{18} и δC^{13} по материалу, происходящему из бассейнов с заведомо менявшимся гидрохимическим режимом.

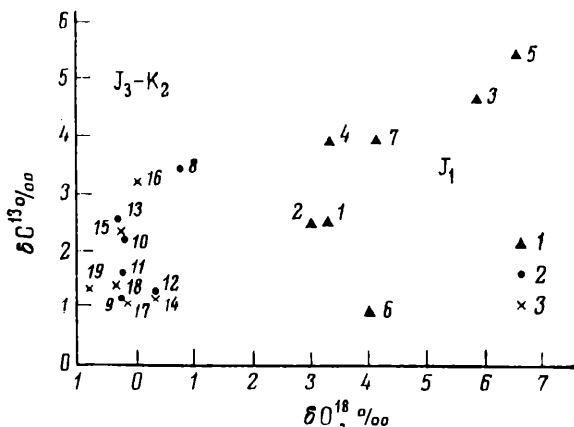
Так, в таких резко менявшихся по степени осолонения бассейнах, каковыми были бассейны турбека — вельда (верхняя юра — нижний мел) Южной Англии, получены резкие колебания значений δC^{13} по

карбонатам и раковинам моллюсков; почти все значения лежат ниже нуля и лишь немногие достигают плюс нескольких десятых ‰ [35]. Для вельдских (нижний мел Южной Англии) арагонитовых раковин двустворчатых моллюсков *Nemiodon* значения δC^{13} изменяются от +1,61 до +3,95‰, а δO^{18} от -1,79 до -3,87‰ [36]. По раковинам представителей этого же рода, но происходящим из отложений Большой Эстуарисовой серии (юга Шотландии), зарегистрированы почти такие же колебания изотопного состава С и О [45]. Ж. Тиволье и Р. Летолль [39] на основании определения C^{12}/C^{13} и O^{16}/O^{18} в раковинах моллюсков намечают следующие диапазоны изменения изотопного состава О и С для различных фаций кайнозоя Парижского бассейна:

	δO^{18} , ‰	δC^{13} , ‰
Фации открытого моря (континентальное влияние отсутствовало или было ничтожным)	от 0 до -2,5	от -0,5 до +2
Фации больших озер	от -8 до -4	от -8 до -4
«Смешанные» фации, отличающиеся более или менее значительным привнесом континентального материала	от -5 до -2	от -4 до 0.

Мы располагаем результатами немногих совместных определений δO^{18} и δC^{13} (в том числе и по рострам тоарских белемнитов).

Как показывают данные табл. 2, значения δO^{18} и δC^{13} для позднеюрских и позднемеловых ростров, с одной стороны, и тоарских ростров Сибири с другой — различны. Особенно существенны различия в изотопном составе кислорода этих двух групп ростров (рисунок): у первой группы значения δO^{18} соответствуют морским условиям (и по ним можно рассчитать вполне реальные цифры температур), а у второй (тоарской) группы значения O^{18} очень низки — по ним можно предположить либо опреснение, либо очень интенсивный вторичный изотопный обмен. Значения δC^{13} тоарских ростров более разбросаны и смещены в сторону плюсовых значений по сравнению с позднеюрскими и позднемеловыми цифрами.



δO^{18} и δC^{13} ростров мезозойских белемнитов (№ 1—19, табл. 2)

1 — тоарские белемниты Сибири; 2 — белемниты поздней юры и раннего мела Сибири; 3 — позднемеловые белемниты Русской платформы

Если сравнить график соотношения δC^{13} и δO^{18} для тоара Сибири (рисунок) с соответствующим графиком для кайнозоя Парижского бассейна [38, рис. на стр. 1825], то тоарские определения наиболее близки к соотношению изотопов в бартонских формах, для которых δO^{18} порядка -4 — -5‰ (вероятно, температура была около 20—25°), что свидетельствует о пониженной солености, а содержание C^{13} говорит о незначительном количестве углерода органического происхождения (вероятно, бартонские отложения накапливались в неглубоких лагунах, вода которых была опреснена).

При подсчете по формуле М. Кейта и Д. Вебера для тоарских ростров Сибири значение Z выше 120, т. е. получаются морские условия. Совершенно очевидно, что эта формула может быть справедливой лишь при определенном уровне абсолютных значений как δO^{18} , так и δC^{13} . Напомним, что особенно низкие значения δO^{18} для тоара Сибири не мо-

гут быть приняты для нормальных морских условий. Что же касается цифр δC^{13} , то некоторые из них заметно превышают средние значения, характерные для морских форм (см. ранее). Для сравнения приведем цифры значений δC^{13} , полученные некоторыми авторами по рострам белемнитов. Для келловейских белемнитов (верхняя юра Шотландии) δC^{13} изменяется от +1,12 до +2,69‰ (при колебаниях δO^{18} от -0,53 до -1,75‰) [44]. По Г. Стевенсу и Р. Клейтону [48], только у двух (из 55 анализировавшихся) юрских ростров Новой Зеландии δC^{13} достигает +1,33 и +1,43‰ и только у 4 (из 62 исследованных) верхнемеловых ростров δC^{13} превышает +3‰ (3,05; 3,10; 3,13; 3,32). Кр. Спэт и его соавторы [43] получили изменчивые значения как δC^{13} , так и δO^{18} для отдельных участков ростров белемнитов различного возраста. В частности, для байосского *Megateuthis giganteus* Schloth. (средняя юра ФРГ) δC^{13} изменяется в пределах от +2,4 до +4,8‰, а δO^{18} от -0,4 до +1,0‰. Возникает необходимость объяснить повышенные значения δC^{13} тоарских ростров Сибири.

Повышенные концентрации δC^{13} в морской воде могут возникнуть при расцвете водной флоры (в том числе и фитопланктона), когда в процессе интенсивного фотосинтеза растениями преимущественно аккумулируется C^{12} [34, 40, 41, 46, 52]. В таком случае можно было бы ожидать повышения содержания C^{13} в карбонатах животных, обитающих рядом с водорослями. Однако Д. Вебер и А. Ля Рок [49] обнаружили, что современные гастроподы, обитающие непосредственно на водорослях, наоборот, обладают заметно пониженными (по сравнению с контролем) концентрациями C^{13} . Это явление они объясняют притоком изотопно легкого углерода, образующегося при бактериальном разложении на дне богатого C^{12} растительного материала. Нам представляется вполне реальным обогащение тяжелым изотопом не донных, а пелагических беспозвоночных в результате жизнедеятельности фитопланктона. Но мы не располагаем никакими данными о развитии фитопланктона в тоарских морях Сибири.

М. Кейт и его коллеги [31] предположили, что вариации значений δC^{13} морских организмов в основном связаны с источником континентального углерода растительного происхождения.

Растворенный бикарбонат кальция континентальных вод обеднен C^{13} вследствие поступления в грунтовые воды CO_2 (возникающей в процессе дыхания наземных растений и при окислении почвенного гумуса), δC^{13} которой равна -25‰ и даже ниже; поэтому карбонаты пресноводных моллюсков существенно обеднены (речные в большей степени, чем озерные) C^{13} ; атмосферная CO_2 , обладающая δC^{13} порядка -7‰, также влияет на изотопный состав континентальных водоемов (особенно озер); следовательно, чем обильнее наземная растительность, тем легче изотопный водный фон углерода континентальных вод и, наоборот, чем меньше растений, тем больше C^{13} в воде рек и озер; пресноводные карбонаты, возникающие в водоемах, окруженных лишенным растительности пейзажем и без почвенного покрова, могут обладать изотопным составом углерода, близким к морским карбонатам [30, 31].

Следовательно, приток изотопно легких пресных вод должен сказываться на морском водном фоне углерода. По мнению некоторых авторов [32, 33], содержание C^{13} в морских карбонатах в большей степени связано с источником континентального углерода (т. е. с расстоянием до суши), нежели с колебаниями солёности. Континентальный растительный материал и гумус, используемые морскими животными в качестве пищи, и определяют уровень концентрации C^{13} карбонатов скелетных образований этих животных; большая роль отводится также процессам метаболизма [31, 37, 42, 61 и др.].

Конечно, в ранней юре суша Сибири отнюдь не была лишена растительного покрова [16, 50]. Но, судя по нашим немногочисленным опре-

делениям, пресные воды тоарской суши никакого воздействия на водный фон углерода морских заливов не оказывали.

Ряд авторов [40, 41, 47, 51] полагают, что цифры δC^{13} органических карбонатов водоемов (как морских, так и континентальных) контролируются не столько поступлением пищи, процессами фотосинтеза и «биологическим эффектом», сколько изотопным составом углерода растворенных в воде этих водоемов карбонатов. Так как карбонаты суши в ранней юре не могли обладать высокими значениями δC^{13} (по подсчетам М. Кейта и Д. Вебера [30], морские известняки фанерозоя и современные карбонатные осадки характеризуются примерно постоянным изотопным составом углерода с δC^{13} , близкой к нулю), то соответственно и водный фон углерода морей ранней юры не мог быть высоким.

Рассмотрим еще одно возможное объяснение положительных значений δC^{13} ростов тоарских белемнитов. Установлено, что в скелетных карбонатах некоторых организмов накапливаются относительно высокие концентрации C^{13} . Так, например, высокие положительные значения δC^{13} (до 5,5—5,9‰) отмечены для арагонита известьевыделяющих водорослей [53]. Обогащение тяжелым изотопом углерода кальцита раковин брахиопод зафиксировано В. Компстоном [54] и Э. М. Галимовым [55, 56]. По Э. М. Галимову, среднее значение $\delta C^{13} + 5,7‰$ для каменноугольных брахиопод связано с какими-то биологическими особенностями этих организмов. Не исключено, что «биологический эффект» действует, так сказать, не непосредственно, а косвенно, например, в результате изменения концентраций магния. Известно, что высоко- и низкомагнезиальные кальциты свойственны определенным группам беспозвоночных. Э. М. Галимов приводит данные, свидетельствующие о существовании достаточно отчетливой тенденции обогащения изотопом C^{13} образцов, содержащих повышенные концентрации магния. По В. Н. Саксу и др. [17], содержание Mg в рострах тоарских белемнитов Восточной Сибири составляет 0,64% (среднее по 60 определениям). Л. Е. Козлова и ее соавторы [57] по тоарским рострам бассейна Вилюя получили 0,56% (среднее по 23 анализам). Эти значения выше наблюдаемых в рострах других стратиграфических уровней юры.

Мы полагаем, что особо высокие положительные значения δC^{13} ростов тоарских белемнитов можно связывать с биологическими особенностями этих животных. По Кр. Спэту и др. [43], в арагонитовых фрагментах белемнитов изотопы кислорода и углерода накапливаются не в равновесии с водой. «Биологический эффект», вызывающий фракционирование изотопов кислорода и углерода, предполагается у позднемеловых иноцерамов [42]. К. Бандель и Хефс [61] пришли к выводу, что метаболические процессы являются наиболее важным фактором, нарушающим равновесное накопление изотопов в карбонатах раковин современных гастропод. Но, может быть, далеко не обязательно равновесное накопление одним организмом обоих изотопов: кислород мог накапливаться равновесно, а углерод нет. По Д. Веберу и П. Вудхеду [58], некоторые современные кишечнополостные накапливают кислород равновесно, а углерод не в равновесии с водным фоном.

Теперь остановимся на вопросе о возможных диагенетических изменениях первичного изотопного состава углерода исследованного нами материала.

Прежде всего отметим установленную рядом авторов большую устойчивость в процессе диагенеза изотопного состава углерода по сравнению с изотопным составом кислорода [30, 45, 59].

Мы полагаем, что величины δC^{13} , помещенные в табл. 2, в целом отвечают первичным значениям концентраций C^{13} или близки к таковым. Все эти значения положительны; между тем в процессе диагенетических изменений первичного изотопного состава, обусловленных главным образом вторичным изотопным обменом с грунтовыми водами,

концентрации тяжелого изотопа углерода (как и кислорода) должны были бы существенно уменьшаться.

По П. Аллену и другим [36], высокое отношение C^{13}/C^{12} определено указывает на морские условия, а низкое значение этого отношения можно толковать двояко: либо оно отражает первичный изотопный состав углерода, характерный для условий опреснения, либо оно связано с понижением изотопного состава в процессе диагенеза.

Однако не все здесь так просто. Дело в том, что высокие положительные значения δC^{13} были зафиксированы и для заведомо диагенетических карбонатов. Так, например, Ф. Тан и Д. Гадзон [45] определили в кальците, заполняющем трещины в септариях из юрских глин Шотландии, $\delta C^{13} +3,25\%$ при $\delta O^{18} -5,37\%$. Обогащение изотопом C^{13} диагенетических карбонатов зарегистрировано и другими авторами [56, 60]. По К. Мюрата и др. [60], C^{13} доломитов и диагенетически измененных известняков некоторых прослоев миоцена Калифорнии и Орегона (США) достигает $+15-19\%$. Предлагаемые упомянутыми авторами объяснения повышенных содержаний C^{13} , как нам представляется, не приложимы к тоарским рострам.

Если мы допустили, что особенно низкие цифры δO^{18} тоарских ростров связаны со вторичными изменениями (см. выше), то логично предположить также и какие-то нарушения изотопного состава углерода. В этой связи обращает на себя внимание соответствие низких значений δO^{18} , несомненно отражающих диагенетические изменения, наиболее высоким цифрам δC^{13} (№ 3 и 5 в табл. 2). Поэтому интересным представляется заключение Ф. Тана и Д. Гадзона по приведенным выше цифрам для кальцита септарий: диагенетическая последовательность изотопных превращений для подобных конкреционных образований направлена от изотопно тяжелого кислорода к тяжелому углероду и легкому кислороду.

ВЫВОДЫ

1. Значительное понижение содержания O^{18} зарегистрировано в рострах тоарских белемнитов не только Европы (ФРГ, ГДР, НРБ), но и Восточной Сибири.

2. Причиной такого явления могло быть либо общее потепление морей Евразии, либо их опреснение. Мы предполагаем, что основной причиной низких значений δO^{18} по тоарским белемнитам Восточной Сибири было опреснение. Связывать низкие значения δO^{18} , полученные не только по Сибири, но и по другим регионам Евразии (ФРГ, ГДР, НРБ), с высокими температурами воды морей на рубеже ранней — средней юры, как это допускает Р. Боуэн [1—3], нет оснований. Особенно низкие цифры δO^{18} (порядка $-6 - -8\%$), по-видимому, обусловлены вторичными изменениями.

3. Наши определения δC^{13} весьма мало для формулирования надежных выводов. Следует, однако, отметить, что палеогеографические интерпретации изотопных определений по углероду вообще затруднительны. Это отмечается рядом исследователей [34 и др.]. Затруднения обусловлены широкими колебаниями значений δC^{13} при не всегда ясных источниках поступления изотопов углерода. Наиболее вероятно, что отдельные высокие значения δC^{13} по тоарским рострам Восточной Сибири связаны с действием «биологического эффекта».

Поступила в редакцию
8 декабря 1975 г.

ЛИТЕРАТУРА

1. Bowen R. J. Geol., v. 69, № 3, 1961.
2. Bowen R. Experientia, v. 19, № 8, 1963.
3. Боуэн Р. Палеотемпературный анализ. «Недра», Л., 1969.