

2. Гончаров М. А. Складкообразование как результат избыточного обводнения геосинклинальных осадочных толщ до и во время их метаморфизма. Ст. 2: Метаморфогенная инверсия плотности в толщах // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4, Геология. 1983. № 4. С. 16—25.
3. Киссин Н. Г. Гидродинамический разрыв и геологический круговорот воды в земной коре // Подземные воды и эволюция литосферы: Мат-лы Всесоюз. конф. М., 1985. Т. II. С. 31—34.
4. Коротаев М. Ю., Никишин А. М. Эволюция флюидного режима астеносферного выступа и стадийность магматизма, метаморфизма и металлогении внутриконтинентальных линейных подвижных поясов // Докл. АН СССР. 1983. Т. 273, № 2. С. 415—418.
5. Коссовская А. Г., Шутов В. Д. Минеральные индикаторы геотектонических типов регионального эпигенеза и его сопряжение с метаморфизмом на континентах и в океанах // Кристаллохимия минералов и геохимические проблемы. М., 1975. С. 19—34.
6. Логвиненко Н. В., Орлова Л. В. Образование и изменение осадочных пород на континенте и в океане. Л., 1987.
7. Маракушев А. А., Перчук Л. Л. Термодинамическая модель флюидного режима Земли // Очерки физико-химической петрологии. М., 1973. Вып. 4. С. 102—130.
8. Ненашев Н. И. Магматизм и развитие рудно-магматических узлов Восточной Якутии. Новосибирск, 1979.
9. Паталаха Е. И., Поляков А. И. Термический эффект тектонических деформаций // Геол. и геофиз. 1977. № 9. С. 14—22.
10. Холодов В. Н. Постседиментационные преобразования в элизионных бассейнах (на примере Восточного Предкавказья) // Тр-ды ин-та/ГИН АН СССР. М., 1983. Вып. 372.
11. Япаскурт О. В. К проблемам катагенеза, метагенеза и метаморфизма в бассейнах породообразования миогеосинклиналей // Литол. и полезн. ископ. 1988. № 4. С. 58—70.
12. Япаскурт О. В. Седиментогенез и литогенез в миогеосинклинальных бассейнах // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4, Геология. 1987. № 3. С. 18—30.
13. Япаскурт О. В. Типы глубоких постседиментационных преобразований осадочных отложений на примере верхоянского комплекса мезозойд // Тез. 27-й сес. МГК. М., 1984. Т. 2. Секц. 04, 05. С. 231—232.

Поступила в редакцию
19.09.88

ВЕСТН. МОСК. УН-ТА. СЕР. 4, ГЕОЛОГИЯ. 1989. № 3

УДК 551.462.2:56.074.6:551.763.3

Л. Ф. Копаевич

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПАЛЕОГЛУБИН НА ОСНОВЕ АНАЛИЗА КОМПЛЕКСОВ ПЛАНКТОННЫХ ФОРАМИНИФЕР (ПО МАТЕРИАЛАМ ВЕРХНЕМЕЛОВЫХ РАЗРЕЗОВ ЗАКАСПИЯ)

Раковины планктонных фораминифер (ПФ) обильны и разнообразны в мезозойских отложениях. Существует точка зрения, согласно которой максимальное видовое разнообразие ПФ и кокколитофорид приходится на позднемеловую эпоху [8, с. 297, рис. 19-6]. Общеизвестна большая стратиграфическая значимость ПФ как при определении ярусных границ, так и при глобальных стратиграфических построениях. В связи с расширением информации о связях современных ПФ с окружающей обстановкой появилась возможность применения количественного и качественного анализа ископаемых комплексов для проведения палеогеографических реконструкций.

Изучение осадков с океанического дна показало, что на глубинах выше критической глубины накопления карбонатов в местах, удаленных от береговой линии, раковины ПФ составляют 99% пробы и только 1% — бентосные фораминиферы (БФ). По мере приближения к

берегу это соотношение постепенно меняется на обратное и в литоральной зоне на глубинах, не превышающих 50 м, БФ составляют 99%, а ПФ — 1%. Эта закономерность в распределении отношения планктон/бентос (П/Б) позволяет судить о глубинах формирования осадков [34, 40]. Таким образом, отношение П/Б открывает возможность восстановления палеоглубин, правда, при определенном допущении: в карбонатных органогенных породах — в писчем мелу, мелоподобных мергелях и известняках — П/Б соответствует таковому в осадке, а оно в свою очередь отвечает прижизненному сочетанию этих экологических групп [4, 7, 9, 10, 13, 27, 29, 30, 32]. Подобное допущение вполне правомочно, так как анализ современного материала показал, что состав биоценозов ПФ в целом повторяется в составе танатоценозов (количество раковин ПФ, найденных в осадке). Это правило выдерживается для территорий с более или менее спокойным гидродинамическим режимом [1, 2, 6], а именно в таком режиме накапливались карбонатные осадки.

В терригенных отложениях, которые формировались на участках, близких к береговой линии, первоначальное отношение П/Б может быть нарушено. Это связано как с терригенным разбавлением, так и с механическим разрушением раковин [2, 19, 36, 39].

Распределение современных ПФ в толще воды в значительной мере контролируется физико-химическими и биологическими факторами. Большое значение в жизненном цикле ПФ имеет также глубина бассейна, т. е. глубина водной колонки, в которой они обитают. Было установлено, что большая часть ПФ предпочитает эвфотическую зону (10—50 м), т. е. зону первичной продуктивности океана [6, 11, 12, 21, 24, 25] и др. Характерные для этого интервала глубин фораминиферы обладают мелкой тонкостенной раковиной с шаровидными камерами, лишенными какой-либо орнаментации. Практически весь жизненный цикл таких видов завершается в эвфотической зоне [22, 25, 26]. Однако существуют и другие виды, которые, начиная свое развитие на глубинах 10—50 м, в процессе индивидуального развития погружаются до 250—300 м, а иногда и более [21, 23].

К настоящему времени выделяется три ассоциации ПФ в зависимости от глубины их обитания в процессе жизненного цикла [22, табл. 4; 27]:

1) «мелководные» формы, обитающие в эвфотической зоне на глубинах не выше 50 м. К ним относятся мелкие шиповатые особи родов *Globigerina* Orbigny и *Globigerinoides* Cushman, а также представители рода *Hastigerina* Thomson et Murrey;

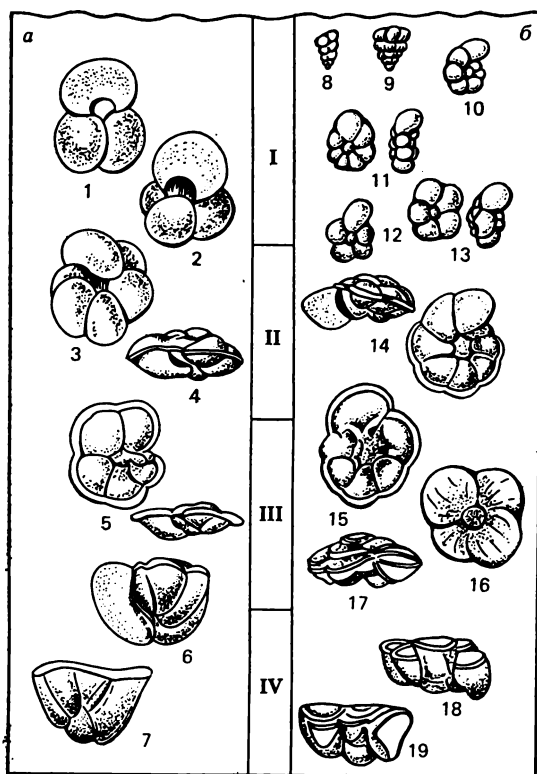
2) «переходные» формы, живущие на глубинах от 50 до 100 м. Они представлены теми же родами, но более крупными видами с шиповатой и нешиповатой стенкой;

3) «глубоководные» формы, для которых оптимальными являются глубины более 100 м. Сюда включаются роды *Globorotalia* Cushman, *Truncorotalia* Cushman et Bermudez, которые обладают толстой, сильно скульптурированной раковиной.

Вполне вероятно, что распределение ископаемых, в том числе и меловых, ПФ в водной колонке было аналогичным, также коррелятивно связанным с толщиной стенки, морфологией и размерами раковины. Формы, принадлежащие мелким тонкостенным родам, осваивали эвфотическую зону, в то время как особи с толстой, сильно скульптурированной раковиной, с дополнительными скелетными образованиями — килями, выростами, ребрами и др., являлись обитателями больших глубин. Сравнивая морфотипы современных и меловых ПФ, английские

исследователи М. Харт и Х. Бейли предложили выделять среди меловых форм те же ассоциации [32]. Каждой ассоциации ПФ соответствующим образом определены интервалы глубин, или, как их называют авторы, зоны (рис. 1).

Рис. 1. Распределение планктонных фораминифер в водной колонке (а — современных и б — позднемеловых) (по [32], с изменениями и дополнениями): 1 — *Globigerinoides ruber*; 2 — *Globigerina bulloides*; 3 — *Globigerina dutertei*; 4 — *Globorotalia* spp.; 5 — *Globorotalia menardii*; 6 — *Globorotalia crassiformis*; 7 — *Truncorotaloides truncatulinoides*; 8 — *Heterohelix moremanni*; 9 — *Pseudotextularia elegans*; 10 — *Globigerinelloides bentonensis*; 11 — *Hedbergella delrioensis*; 12 — *Hedbergella amabilis*; 13 — *Hedbergella brittonensis*; 14 — *Praeglobotruncana delrioensis-stephani*; 15 — *Rotalipora appenninica*; 16 — *Rugoglobigerina rugosa*; 17 — *Globotruncana angusticarinata*; 18 — *Praeglobotruncana helvetica*; 19 — *Margino-truncana concavata*. I—IV — зоны с определенными ассоциациями планктонных фораминифер (см. с. 27—28)



Предложенное авторами деление по ассоциациям, или группам, разработано для альб-сантонских ПФ. Если же рассматривать весь позднемеловой планктон, то в третью группу следовало бы включить род *Pseudotextularia* Rzehak, а в четвертую — *Globotruncanita* Reiss и крупных скульпированных *Rugoglobigerina* Bronnimann (рис. 1).

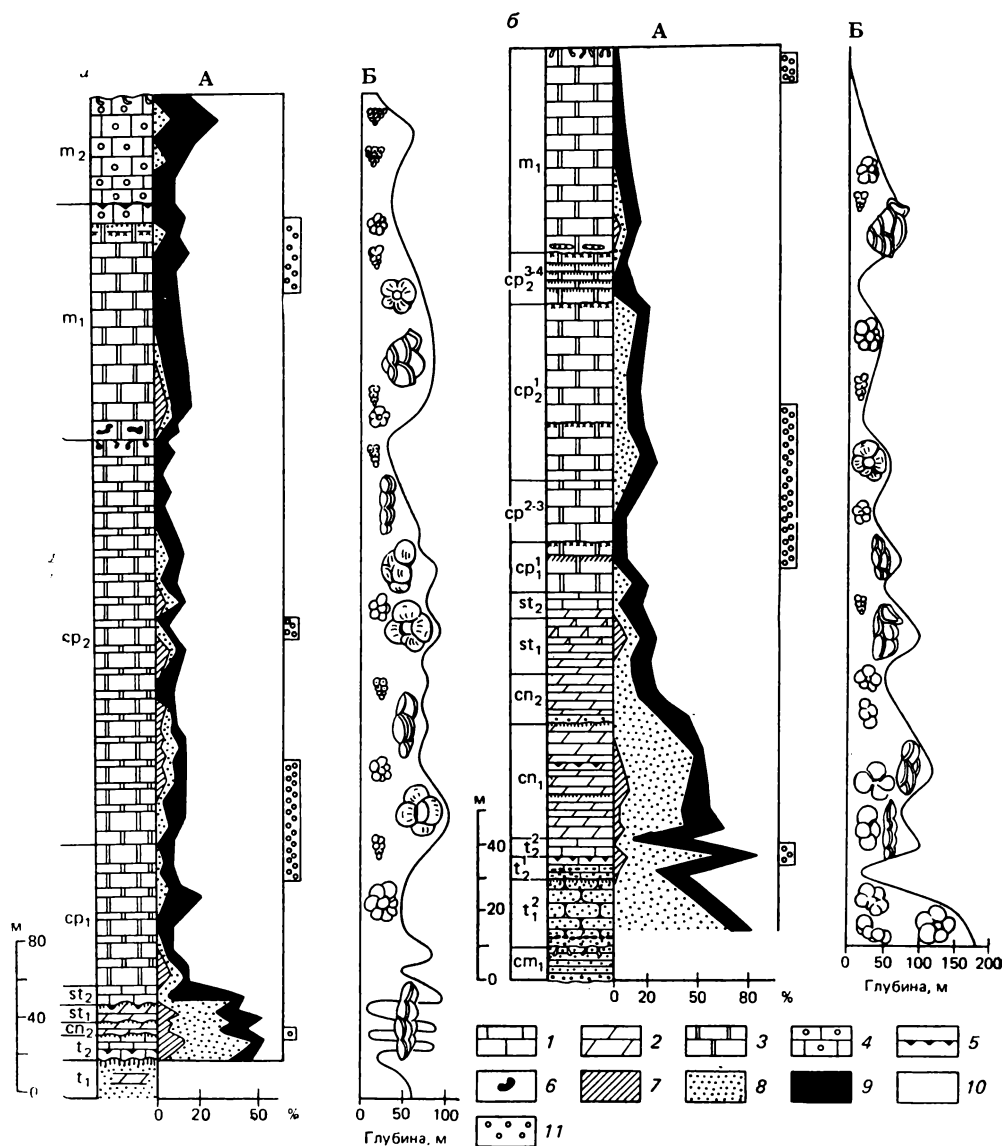
К сожалению, современная наука располагает ограниченными данными о распределении типичных океанических или «глубоководных» форм в эпиконтинентальных бассейнах. К настоящему времени известны следующие закономерности в распределении ПФ в так называемых мелководных морях [33]:

I — область верхней части континентального склона характеризуется полным рядом ПФ от ювенильных до взрослых форм у всех видов; максимальным видовым разнообразием для соответствующей климатической зоны, высоким отношением П/Б — 70%;

II — внешний шельф (открытое море) характеризуется полным рядом форм от ювенильных до взрослых у одних видов и только ювенильных у специфических «глубоководных»; видовое разнообразие несколько меньше, чем в предыдущей группировке, отношение П/Б тоже более низкое — от 40 до 70%;

III — средний шельф (открытое море) — высокий процент ювенильных особей ПФ и только несколько видов достигают взрослой стадии, низкое видовое разнообразие, П/Б — от 10 до 60%;

IV — внутренний шельф (открытое море) — почти исключительно ювенильные особи; очень низкое видовое разнообразие, П/Б меньше 20%.



Данные о современных ПФ можно использовать для интерпретации сведений, полученных на ископаемом материале для палеогеографических реконструкций и, в первую очередь, для определения палеоглубин. Соответствующие статистические подсчеты позволяют построить кривые изменения по разрезу как отношения П/Б, так и со-

отношения «мелководных», «переходных» и «глубоководных» форм внутри комплексов ПФ. Высокий процент последних в эпиконтинентальных бассейнах следует связывать прежде всего с фазами углубления, а не с первым их появлением в эволюционном ряду. Полный филогенетический ряд для ПФ, тесно связанный с геохронологической

последовательностью можно строить лишь на основании данных по океаническим разрезам, где существовал ряд глубин, отвечающий различным группам. Ювенильные особи «глубоководных» форм присутствуют в мелкой фракции, но они очень плохо распознаются. Только в эпоху глобальных трансгрессий появление типичных океанических форм в филогенетических ветвях было синхронным для эпиконтинентальных бассейнов и океанов.

Глубины эпиконтинентальных акваторий непосредственно связаны с чередованием трансгрессий и регрессий, причем в первом приближении трансгрессиям соответствует углубление, регрессиям — обмеление. В действительности эта связь намного сложнее

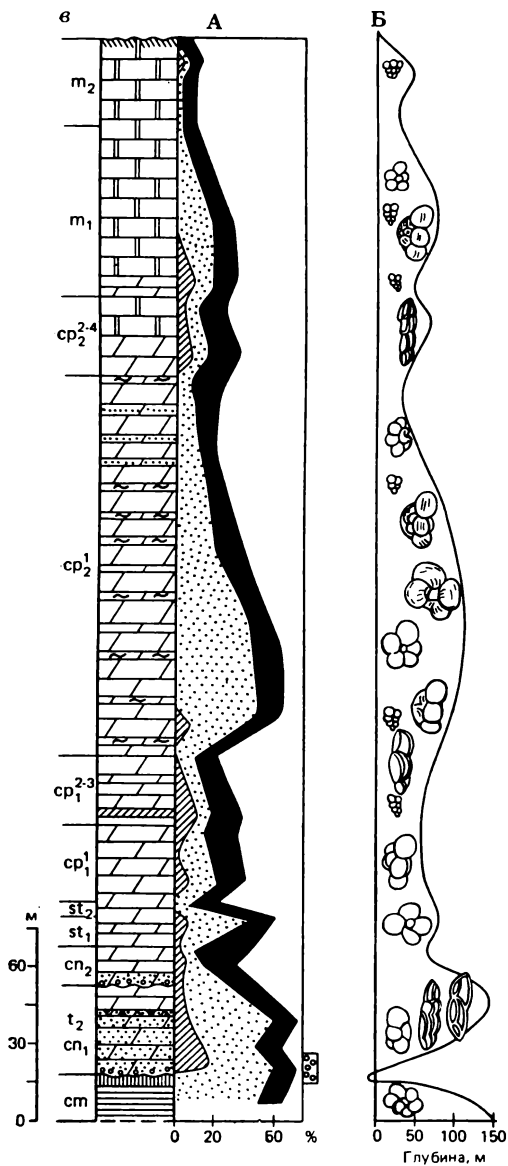


Рис. 2. Состав комплексов фораминифер в разрезах Аксыртау (а), Шахбогота (б), Уил (в). А — процентное отношение планктон/бентос; Б — соотношения внутри планктонного комплекса. 1 — мергели и известняки грубые, «сферовые»; 2 — мергели; 3 — белый писчий мел; 4 — известняки органогенно-детритовые; 5 — горизонты «твердого дна» с норами талассиноидов; 6 — горизонты кремней; 7 — килеватые планктонные фораминиферы; 8 — бескилевые планктонные формы; 9 — бентосные агглютинирующие формы; 10 — известковые бентосные формы; 11 — горизонты с большим количеством кальцисферулид

[15, 16]. Ход кривой П/Б, а также состав комплекса ПФ позволяет подойти к проблеме восстановления трансгрессивных и регрессивных циклов в развитии бассейнов прошлого.

Отношение планктон/бентос и состав планктонных фораминифер в разрезах Мангышлака и Восточного Прикаспия. В статье приведены графически иллюстрированные подсчеты по двум разрезам Ман-

гышлака (Аксыртау и Шахбогота) и одному — Восточного Прикаспия (Уил) (рис. 2). Статистические выкладки по этим двум регионам уже давались в предшествующих публикациях, там же подробно описывалась методика производимых подсчетов [3, 4, 16]. В приводимых разрезах более тщательно изучалась мелкая фракция — от 0,125 до 0,250 мм, в которой отношение П/Б всегда выше, чем в крупной — от 0,250 мм и выше.

В разрезах Мангышлака и Восточного Прикаспия прослеживаются интервалы с повышенным содержанием ПФ. На Мангышлаке это — нижний сеноман, нижняя часть нижнего турона, верхний турон — нижняя часть коньяка, нижний кампан, нижняя часть верхнего кампана и нижняя часть маастрихта (рис. 2, а, б). В Восточном Прикаспии это — нижний сеноман, верхний турон, нижний кампан, отдельные интервалы верхнего кампана и нижняя часть маастрихта (рис. 2, в). В некоторых разрезах наблюдается резкое увеличение отношения П/Б в терминальном маастрихте [3, 6, 16]. В целом интервалы повышенного содержания планктона коррелируются между собой, указывая на сходство развития обеих регионов, однако состав ПФ в течение этих этапов существенно разнится как во времени, так и в пространстве. Это, в свою очередь, позволяет судить о количественных характеристиках глубин палеоакваторий.

Первый импульс, или пик, — раннесеноманский — охарактеризован мелкими представителями родов *Hedbergella*, *Globigerinelloides*, *Heterohelix*. Этот комплекс соответствует глубинам порядка 50 м (зона I, внутренний шельф) (рис. 1). Однако глубины могли быть большими; поскольку сеноманские отложения представлены терригенными песчано-глинистыми породами, можно предположить, что во время их образования существовал активный снос с континента. При этом вода теряла прозрачность, а это делало возможным обитание ПФ только в верхнем ее слое, в хорошо освещенной зоне.

Нижнетуронский, наиболее резкий пик на Мангышлаке, как, впрочем, и на всей территории европейской палеобиогеографической области (ЕПО), выделен по преобладанию в комплексе ПФ крупных раковин рода *Hedbergella* Bronnimann et Brown, ныне согласно новой классификации *Whiteinella* Pessagno [35]; БФ в этой части разреза единичны, однообразны и малорослы. Эти признаки позволяют предположить углубление бассейна примерно до глубины третьей зоны. В раннетуронское время имел место сильный снос терригенного материала с континента, который препятствовал освоению придонных участков бассейна фауной БФ из-за недостаточной освещенности.

Верхнетуронский комплекс ПФ содержит помимо хедбергелл килеватые спирально-выпуклые раковины *Globotruncana* Cushman и *Marginotruncana* Hofker, которые позволяют говорить о глубинах порядка 150 м (зона 4, внешний шельф). Вполне вероятно, что появление толстых скульптированных раковин ПФ связано с притоком вод из океана Тетис.

В коньякских и нижнесантонских отложениях процент глубоководных таксонов постепенно убывает, хотя доля ПФ по-прежнему высока (до 30—50%).

Следующее значительное, особенно для Восточного Прикаспия, возрастание числа ПФ отмечается в нижней части верхнего кампана. Большую часть комплекса составляют здесь крупные скульптированные *Rugoglobigerina* Bronnimann, а на Мангышлаке — мелкие *Globigerinelloides* Cushman et Dam и *Heterohelix* Ehrenberg. По-видимому, в первом регионе глубины достигали 150 м, а, возможно, и более.

В Прикаспии для нижней части верхнего кампана характерны повышенные содержания пирита, который встречается как в виде конкреций, так и в рассеянном состоянии, придавая породе дымчато-голубоватый оттенок. Пиритизированы и ядра встреченных здесь аммонитов, а также раковинки фораминифер. Комплексы БФ в пиритизированных прослоях однообразны, состоят из одного-двух видов, представленных большим количеством экземпляров. Причиной таких явлений скорее всего было сероводородное заражение, которое могло возникнуть из-за осолонения и уплотнения нижних слоев воды. Соленость же могла возрасти в связи с размывом соляных куполов. Обогащенные пиритом мергельные прослои известны в отложениях сеномана юго-западного Крыма [14], где их возникновение также определялось эвксинизацией, механизм которой не связан с солянокупольной тектоникой.

Нижнемаастрихтский пик повышенного содержания ПФ охарактеризован на Мангышлаке небольшими спирально-выпуклыми глоботрунканами и глобигеринеллоидесами, а в Восточном Прикаспии — ругоглобигеринами. Возможно, в обоих регионах глубины были близкими и колебались где-то в пределах между 100—150 м, разница же в систематическом составе комплексов связана с температурными условиями.

Обращает на себя внимание кратковременное, но резкое возрастание отношения П/Б в терминальном маастрихте, почти у границы с данием [4, 15, 16]. Оно отмечено и в Восточном Прикаспии, и в тех разрезах Мангышлака, где маастрихт представлен мелом и мелоподобными разностями. Для этого пика характерно присутствие родов *Globotruncanita* Reiss, *Heterohelix* Ehrenberg, указывающее на кратковременное и быстрое углубление бассейна. Однако разрезы Южного Актау, где маастрихт представлен грубыми органогенными известняками с нуммулитами, орбитоидами, преобладанием БФ, свидетельствуют об условиях явного мелководья. Малые глубины подтверждаются и самой текстурой этих известняков, формировавшихся в зоне фиды.

Связь планктонных фораминифер с трансгрессиями и регрессиями. Как показали исследования некоторых авторов, для позднемелового этапа развития земли характерна единая плавная эвстатическая трансгрессия, сменившаяся в конце маастрихта быстрой эвстатической регрессией [15, 31]. На фоне общей эвстатии развивались события меньшего масштаба, часть из которых была обусловлена эвстатическими колебаниями уровня Мирового океана, а другая, наибольшая по числу проявлений, была связана с эпейрогенезом. Полученные данные по составу комплексов ПФ, а также по отношению П/Б позволили подойти к выяснению чередования трансгрессий и регрессий на востоке ЕПО.

Развитие общей сеноманской трансгрессии осложнялось на востоке ЕПО довольно оживленной тектонической обстановкой. На Мангышлаке это подтверждается пестротой терригенных фаций, многочисленными и разнообразными по диапазону перерывами, а в Восточном Прикаспии — практически региональным отсутствием отложений верхнего сеномана — нижнего турона. Однако в наиболее полных разрезах Мангышлака улавливается связь с развитием ЕПО в целом. Так, если обратиться к меловым разрезам Англии, то отмечается, во-первых, отсутствие, точнее «ненакопление» отложений («nonsequence») в среднем сеномане, связанное, по мнению большинства исследователей, с резким углублением акватории, и, во-вторых, резким увеличением терригенного материала на границе среднего — верхнего сеномана [27,

30,32]. В разрезах Аксыртау и Коксыртау отложения среднего сеномана представлены маломощной конденсированной толщей, а верхний сеноман — исключительно рыхлыми песчано-алевритовыми породами.

На границе сеноман/турон в разрезах Южной Англии присутствует обогащенный глинами горизонт «clay riche», а в Северной — черные карбонатные глины «black band» [32]. Формирование их, явно обогащенных CO_2 , указывает на условия кислородного минимума, которые могли быть результатом углубления бассейна под влиянием быстрой эвстазии. Это явление, оставившее свой след в разрезах в виде черных битуминозных прослоев, отмечено во многих регионах мира — в Крыму, на Кавказе, в ФРГ, в океанических разрезах [14, 17, 28, 37, 41], что позволяет говорить о почти глобальном его характере. Микрофаунистические комплексы, приуроченные к этому интервалу, представляют собой зону так называемых «крупных глобигерин», или «Grandes Globigerines seules», впоследствии названную зоной *Whiteinella archeocretacea* [35, 39]. Для нее характерно преобладание бескилевых ПФ этого рода и практически полное отсутствие бентоса (см. выше), что лишний раз подтверждает неблагоприятные донные условия обитания. На Мангышлаке к этой границе приурочены песчано-алевритистые породы с этим же комплексом ПФ, или, как он назывался раньше, зона *Rugoglobigerina holzli* [5]; макрофауна и БФ практически отсутствуют. По-видимому и здесь донные условия препятствовали развитию фауны. Это могли быть и замутненность воды, и условия кислородного минимума, не запечатлевшие себя в литологическом составе пород и устанавливаемые только по микрофаунистическим комплексам.

Начиная с позднего турона на востоке ЕПО устанавливается карбонатное осадконакопление. Это связано со стабилизацией береговой линии, уменьшением сноса с континентов и резким повышением роли биогенного осадконакопления (на западе ЕПО оно установилось раньше, еще в конце сеноманского времени). Выравнивание фаций указывает на расширение акваторий, глубины отдельных частей которых могли быть различными. На Мангышлаке и в Восточном Прикаспии для верхнего турона характерно обилие стяжений фосфоритов, а также перерывов типа «твердого дна». Это говорит, во-первых, о небольших глубинах бассейна, в котором формировались осадки, во-вторых, о частых приостановках в осадконакоплении. Высокие значения П/Б, а также большое количество «глубоководных» форм среди ПФ указывают на расширение связи с бассейном Тетис. Неполнота разрезов верхнего турона могла быть обусловлена неустойчивостью тектонического режима.

На протяжении коньяка — кампана изменение глубины бассейна связано, с одной стороны, с постепенным эвстатическим поднятием уровня Мирового океана, а с другой — засыпанием эпиконтинентальных бассейнов осадками. В зависимости от интенсивности и преобладания того или иного фактора происходило колебание глубин бассейнов, которое отражалось как на изменениях отношения П/Б, так и на составе комплексов ПФ. На этом фоне четко выделяется импульс, приуроченный к началу кампанского времени. В разрезах Восточного Прикаспия он запечатлелся в трансгрессивном залегании «птериевых слоев» на породах от сантонских до юрских включительно, причем в ряде случаев оно принимает форму углового несогласия [16, с. 102; 18]. На Мангышлаке он проявляется перерывом в кровле марзупитовых слоев. Этот трансгрессивный импульс четко прослеживается и в других районах ЕПО.

Увеличение глубины можно предположить и в начале позднего кампана, что подтверждается отношением П/Б, составом ПФ, а также резким сокращением количества и разнообразия макрофаунистических сообществ, особенно среди групп донной фауны.

В маастрихте можно выделить два импульса трансгрессий: в самом его начале и в конце, последний — необычайно яркий, но кратковременный выделяется на фоне общей эвстатической регрессии. Он подтверждается резким увеличением П/Б, присутствием видов третьей и четвертой зон, а также преобладанием среди брахиопод специфичных малорослых форм. Углубление в позднем маастрихте подтверждается и составом пород — опесчаненные грубые мергели и мел сменяются чистым белым мелом [15, 16].

Изложенный в статье материал представляет собой всего лишь попытку реконструкции колебаний палеоглубин. Тщательный анализ комплексов фораминифер позволяет получить некоторую информацию по этому вопросу. Эта информация, несомненно, была бы более полной и менее гипотетичной при одновременном седиментационном анализе, но, к сожалению, пока это дело будущего.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Беляева Н. В. Распределение планктонных фораминифер на дне Индийского океана//Вопросы микропалеонтологии. 1963. Вып. 7. С. 209—222.
2. Беляева Н. В. Распределение планктонных фораминифер в водах и на дне Индийского океана//Тр. ин-та/ИО АН СССР. 1964. Т. 68. С. 12—83.
3. Беньямовский В. Н., Копаевич Л. Ф. Количественное распределение фораминифер и бионимия позднемерзлого бассейна Восточного Прикаспия//Образ жизни и закономерности расселения современной и ископаемой микрофауны. М., 1975. С. 178—183.
4. Беньямовский В. Н., Волчегурский Л. Ф., Копаевич Л. Ф., Найдин Д. П. К истории развития Восточного Прикаспия в позднемерзлую эпоху//Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4, Геология. 1982. № 5. С. 48—57.
5. Василенко В. П. Фораминиферы верхнего мела полуострова Мангышлак//Тр. ин-та/ВНИГРИ. Л., 1961.
6. Виноградов М. Е., Лисицын А. П. Глобальные закономерности распределения жизни в океане и их отражение в составе донных осадков: Закономерности распределения планктона и бентоса в океане//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1981. № 3. С. 5—25.
7. Долицкая И. В., Беньямовский В. Н. Количественное распределение фораминифер в сенонских отложениях Северной и Южной Эмбы//Вопросы микропалеонтологии. 1970. Вып. 13. С. 150—167.
8. Кеннет Д. П. Морская геология. Ч. 2. М., 1987.
9. Крашенинников В. А. Изменения комплексов фораминифер в ритмах осадконакопления миоценовых отложений юго-запада Русской платформы//Вопросы микропалеонтологии. 1961. Вып. 4. С. 33—70.
10. Липник Е. С. Фораминиферы сантон-маастрихтских отложений северо-восточной части Днепровско-Донецкой впадины и условия их обитания//Геол. журн. 1986. Вып. 46, № 3. С. 103—109.
11. Лисицын А. П. Процессы океанской седиментации//Литология и геохимия. М., 1978.
12. Лисицын А. П., Виноградов М. Е. Глобальные закономерности распределения жизни в океане и биогеохимия в донных осадках//Биогеохимия океанов. М., 1983. Гл. VI. С. 112—127.
13. Морозова В. Г., Кожевников Г. Е., Курылева А. М. Датско-палеоценовые разнофациальные отложения Копетдага и методы их корреляции по фораминиферам//Тр. ин-та/ГИН АН СССР. 1967. Вып. 157.
14. Найдин Д. П., Алексеев А. С. Значение данных океанского бурения для интерпретации обстановки накопления и условий обитания фауны сеномана Горного Крыма//Эволюция организмов и биостратиграфия середины мелового периода. Владивосток, 1982. С. 7—19.
15. Найдин Д. П., Беньямовский В. Н., Копаевич Л. Ф. Позднемерзлые трансгрессии и регрессии Западного Казахстана//Изв. вузов. Сер. Геология и разведка. 1982. № 10. С. 3—18

16. Найдин Д. П., Беньямовский В. Н., Копаевич Л. Ф. Методы изучения трансгрессий и регрессий на примере поздне меловых бассейнов Западного Казахстана. М., 1984.
17. Самышкина К. Г. Фораминиферы и стратиграфия меловых отложений Восточного Кавказа: Северо-восточный склон Большого Кавказа и Восточное Предкавказье. М., 1983.
18. Фрейдлин А. А. Особенности развития соляных структур на северо-востоке Прикаспийской впадины//Бюл. МОИП. Отд. геол. 1981. Т. 56, вып. 4. С. 32—39.
19. Хусид Т. А. О растворении карбонатных раковин бентосных фораминифер на Тихоокеанском шельфе Южной Америки//Океанология. 1984. Вып. 1, № XXIV. С. 112—120.
20. Banner F. T. *Pythonea ovalis* from the Early Cenomanian of England//Micropaleontology. 1972. Vol. 18, N 3. P. 278—284.
21. Bé A. W. H. The influence of depth on shell growth in *Globigerinoides sacculifer* (Brady)//Micropaleontology. 1965. Vol. 11, N 3. P. 81—97.
22. Bé A. W. H. An Ecological, Zoogeographic and Taxonomic Review of Recent Planctonic Foraminifera//Oceanic Micropaleontology. 1977. Vol. I. P. 1—100.
23. Bé A. W. H., Erickson D. B. Aspects of calcification in planctonic Foraminifera//Comparative Biology of Calcified Tissues. Ann. N. I. Acad. Sci. 1963. Vol. 109. P. 65—81.
24. Bé A. W. H., Tolderlund D. S. Distribution and ecology of Living planktonic Foraminifera in surface waters of the Atlantic and Indian Oceans/Ed. B. M. Tunnel, W. R. Riedel//The Micropaleontology of Oceans. 1971. P. 105—149.
25. Berger W. H. Ecologic patterns of living planktonic Foraminifera//Deep-Sea Res. 1969. Vol. 16. P. 1—124.
26. Boltovskoy E. Distribution de los Foraminiferos planctonicos vivos en el Atlantico equatorial, parte oeste (Expedicion Equalant)//Argent. Serv. Hidrog. 1964. H. 639. P. 1—54.
27. Carter D. J., Hart M. B. Aspects of mid Cretaceous Stratigraphical micropaleontology//Bull. Brit. Mus. Nat. Hist. (Geol.). 1977. Vol. 29, N 1. P. 1—135.
28. Ernst G., Schulz M.-E. Stratigraphie und Fauna des Coniac und Santon im Schreibkreide Richtprofil von Lägerdorf (Holstein)//Mitt. Geol. 1973. N 43. S. 5—60.
29. Flexer A., Starinsky A. Correlation between phosphate content and the foraminiferal plankton-benthos ratio in chalks (Late Cretaceous, northern Israel)//Sedimentology. 1970. Vol. 4. P. 245—258.
30. Grimsdal T. F., Morkhoven F. P. van. The ratio between pelagic and benthonic foraminifera as a means of estimating depth of deposition of sedimentary rocks//Proc. 4th World Petrol. Congr. Sec. I-D. 1955. Vol. 4. P. 473—491.
31. Hancock J. M., Kauffman E. G. The great transgression of the Late Cretaceous//J. Geol. Soc. 1979. Vol. 136, N 2. P. 175—186.
32. Hart M. B., Bailey H. W. The Distribution of Planctonic Foraminifera in the Mid-Cretaceous of NW Europe//Aspete der Kreide Europas. 1979. JUGS. Ser. A, N 6. P. 527—542.
33. Murrey J. W. A method of determining proximity of marginal seas to an oceans//Marine Geology. 1976. Vol. 22. P. 103—119.
34. Phleger F. B., Parker F. L. Ecology of Foraminifera, northwest Gulf of Mexico. Pt 2: Foraminiferal species//Mem. Geol. Soc. Amer. 1951. Vol. 46. P. 1—65.
35. Robaszynski F., Alcaide G., Amedeo F. et al. Le Turonien de la Région-type: Saumurois et Touraine Stratigraphie, biozonations, sédimentologie//Bull. Centres Rech. Explor. Prod. El-Aquitaine. 1982. Vol. 6, N 1. P. 119—225.
36. Robaszynski F., Caron M. Atlas de Foraminifères planctoniques du Cretacé moyen (Mère boreale et Téthys)//Cahier Micropal. 1979. Pt. 1, 2.
37. Schlanger S. O., Jenkyns H. C. Cretaceous oceanic anoxic events: causes and consequences//Geol. Mijnb. 1971. Vol. 55. P. 179—184.
38. Sigal J. Notes micropaléontologiques nordafricaines. I. Du Cénomanien au Santonien: zones et limites en facies pélagiques//C. R. Soc. Geol. France. 1955. N 1. P. 157—160.
39. Sigal J. Essai sur l'état actuel d'une zonation stratigraphique a l'aide des principales espèces des Rosalines (foraminifères)//C. R. Soc. Geol. France. 1967. N 2. P. 48—50.
40. Sliter W. V. Foraminiferal life and residue assemblages from Cretaceous slope deposits//Bull. Geol. Soc. Amer. 1975. Vol. 86, N 7. P. 897—906.
41. Weiss W. Planktonische Foraminiferen aus dem Cenoman und Turon von Nordwest- und Süddeutschland//Paleontographica. 1982. Bd A, H. 178. S. 49—108.