

УДК 551.465

БАССЕЙНЫ ПОНТО-КАСПИЯ И СРЕДИЗЕМНОМОРЬЯ В ПЛЕЙСТОЦЕНЕ (ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ И КОРРЕЛЯЦИЯ)

© 2000 г. А. А. Свиточ, А. О. Селиванов, Т. А. Янина

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, географический факультет

Поступила в редакцию 28.10.98 г., после доработки 15.04.99 г.

Некогда единый бассейн Паратетиса в плейстоцене состоял из нескольких полуизолированных и изолированных водоемов, значительно различавшихся по характеру изменения уровня, гидрологическим параметрам, палеогеографической эволюции и особенностям фауны. В плейстоценовой истории четко проявилась ритмичность (цикличность) разных иерархических уровней, определяемая в основном изменением составляющих водного баланса. Корреляция природных событий Понто-Каспия и Средиземного моря, выполненная по палеогеографическим реперам (срезам), свидетельствует о сложном временном соотношении истории этих бассейнов.

Средиземное, Черное и Каспийское моря представляют собой систему обширных внутриконтинентальных водоемов, протянувшихся цепочкой более чем на 6 тыс. км от Северной Атлантики до Средней Азии. Общая площадь их акватории составляет 3.4 млн. км², а объем водной массы достигает 4.4 млн. км³. Эти, в настоящее время весьма различающиеся между собой по природным особенностям, моря являются реликтами некогда единого бассейна Паратетиса, существовавшего в конце палеогена–начале неогена, в процессе геологической истории прошедшими сложный путь развития от крупных морских и солоноватоводных водоемов до отдельных изолированных соленых и опресненных морей.

В продолжительной и разнообразной истории средиземноморских бассейнов исключительно важен последний, плейстоценовый, этап развития, во время которого водоемы и окружающие их побережья приобрели современные черты. Его изучение имеет долгую историю, начавшуюся с конца XIX–начала XX в. работами Н.И. Андрусова, Ш. Депере, Л. Ламота, М. Жинью и продолженную многими исследователями. Однако некоторые ключевые проблемы геологии и палеогеографии региона еще ждут своего решения. К ним относятся и вопросы реконструкции и корреляции палеогеографических событий.

ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫЙ КАСПИЙ

В четвертичной истории Каспия в качестве однопорядковых событий (этапов) могут быть признаны бакинская, раннехазарская и хвалынская трансгрессии, разделенные глубокими и продолжительными регрессивными эпохами (рис. 1, I). Все они выделяются по совокупности докумен-

тального материала – строению разреза, следам крупных перерывов в морском осадконакоплении и комплексам ископаемых моллюсков. Отмечаются и колебания более низкого порядка.

Добакинский (тюркянский) этап. Это весьма длительная (около 100 тыс. лет) эпоха низкого стояния уровня Каспия в самом начале раннего плейстоцена, наступившая после регрессии апшеронского бассейна. В основании каспийского плейстоцена на всех побережьях залегают отложения тюркянского горизонта, представленные осадками тюркянской свиты, древним аллювием Волги, сырцовыми образованиями междуречья Волги и Урала и отложениями низов каракумской свиты Западной Туркмении. Это преимущественно наземноводные (аллювиальные, дельтовые, озерные), реже – опресненные морские либо субаэральные образования, отражающие обстановку длительной континентальной постплиоценовой эпохи. Судя по характеру и развитию отложений, наиболее низкий уровень регрессивного водоема, по-видимому, располагался ниже современного уровня Каспия. Однако наличие среди отложений осадков остаточных регрессивных (сырцовых) и начальных трансгрессивных (тюркянских) водоемов свидетельствует, что береговая линия моря в конце эпохи была выше, возможно, достигала отметок 0 м абс. высоты.

Бакинская трансгрессия (этап) – крупная и самая продолжительная трансгрессия Каспийского моря, отмечавшаяся в середине–конце раннего плейстоцена. Ее отложения широко развиты на всех побережьях, где слагают аккумулятивный чехол на высоких террасах в предгорьях кавказского побережья, глубоко погружены и в разной степени дислоцированы в тектонических прогибах Западной Туркмении, Северного Прикаспия

и Азербайджана. Они представлены различными фациями – от грубых прибрежно-морских образований до тонких относительно приглубых осадков ингрессионного типа и охарактеризованы дидакнами групп “catillus” и “crassa”. Положение фаунистически охарактеризованных бакинских отложений на севере междуречья Волги и Урала на отметках 30 м и выше [7] позволяет высказать предположение о высоком (возможно, 45–50 м абс.) состоянии вод. Судя по разнообразию фауны дидакн, общему габитусу раковин, среди которых преобладают крупные и массивные формы, температура и соленость вод бакинского моря, по-видимому, были выше, чем в современном Каспии – соленость около 14–15‰ (или несколько выше), а среднегодовые температуры воды более 10–12°C [8].

Венедско-кривичский (сингильский) этап отмечается в начале среднего плейстоцена и подразделяется на две регрессивные эпохи – венедскую и кривичскую, разделенные небольшой урунджикской трансгрессией. По-видимому, это была незначительная трансгрессия в начале среднего плейстоцена, когда море ненамного превышало площадь современного Каспия. Вглубь побережий оно проникало лишь по депрессиям Куринской и Западно-Туркменской низменностей. Распространение в осадках дидакн группы “crassa” определенным образом свидетельствует, что соленость и температура воды бассейна, вероятно, были более высокими, чем в современном Каспии, и не уступали этим характеристикам бакинского моря.

Раннехазарская (гюргянская) трансгрессия (этап) – второй крупный трансгрессивный бассейн в плейстоценовой истории Каспия, по размерам и положению уровня практически не уступавший бакинскому. Отложения трансгрессии широко развиты на всех побережьях моря, далеко проникая вглубь по впадинам и депрессиям рельефа. В предгорьях Кавказа нижнехазарские осадки слагают аккумулятивный чехол средневысотных террас. Это мелководные и прибрежно-мелководные фации песчаного, песчано-галечного и терригенно-карбонатного состава. Наиболее обширные поля нижнехазарских отложений находятся в Северном Прикаспии, где прослеживаются почти до предсыртового уступа на севере и восточных склонов Ергеней на западе. Для раннехазарских моллюсков, как и для бакинской фауны, не отмечается единых комплексов дидакн на всех побережьях [8, 9]. В целом для них характерны преобладание групп “crassa” и “trigonoides”, относительное видовое разнообразие и многочисленность местных форм. Судя по широкому появлению группы “trigonoides” в нижнехазарских отложениях, соленость моря была ниже, чем бакинского, но не ниже современного Каспия (около 14–15‰).

Гюргянско-хвалынский (ательский) этап – длительная эпоха преимущественно низкого положения уровня Каспия между раннехазарской и раннехвалынской трансгрессиями. Как и более ранняя (постбакинская) регрессия, она состоит из двух эпох глубокого падения уровня моря – черноморской и ательской, разделенных непродолжительным временем небольшого его повышения – позднехазарской трансгрессией. Трансгрессивные отложения содержат специфичный комплекс дидакн с руководящей формой *Didacna surachanica*. Их ограниченное распространение свидетельствует о небольших размерах бассейна и относительно невысоком его уровне, по-видимому, не превышавшим +10 м абс. высоты. Во время ательской регрессии уровень моря опускался до отметки – 50 м (абс.). В сильно обмелевшем и сократившемся по площади Каспии произошли крупные фаунистические изменения: почти полностью вымерли дидакны группы “crassa”, сформировались основные компоненты хвалынской фауны – менее соленолобивые дидакны группы “trigonoides”.

Хвалынская трансгрессия (этап) – третье и последнее крупное повышение уровня Каспия, имевшее место во второй половине позднего плейстоцена. Ее отложения обычно залегают прямо с поверхности и слагают обширные пространства на каспийских побережьях. Хорошо сохранившиеся береговые линии позволяют оконтуривать площади распространения хвалынских осадков, размеры бассейна и тенденцию его развития. Отмечаются регионально выдержанные береговые линии: раннехвалынского моря – на отметках 45–47, 30–32, 22–25 м абс. и позднехвалынского моря – на отметках 2, –11...–12 и –16 ...–17 м абс. [10] Соленость хвалынского моря в Южном и Среднем Каспии была несколько ниже по сравнению с хазарским бассейном, но не ниже современной. В то же время содержание солей в морском бассейне Северного Прикаспия было существенно выше, чем в нынешнем Северном Каспии.

Каспийская регрессия (послехвалынский этап) началась в раннем голоцене и продолжается в настоящее время. Состоит из ряда регрессивных и трансгрессивных фаз и осцилляций: мангышлакской регрессии, новокаспийской трансгрессии, современной регрессии, включающей и нынешнее повышение уровня. К отложениям новокаспийской трансгрессии относятся осадки, содержащие раковины *Cerastoderma glaucum* (*Cardium edule*). Они развиты как в пределах акватории Каспия, так и на его побережьях, где участвуют в строении низких морских террас до отметок –20 м абс. высоты. Это преимущественно фации мелководий и лагун. К отложениям современного Каспия относят осадки, содержащие раковины недавних черноморских иммигрантов *Mytilaster lineatus* и *Abra ovata*. В историческую и современную эпохи положение уровня Каспия неоднократно изменя-

лось в пределах абсолютных отметок $-18...-34$ м при средних значениях $-25...-30$ м.

Заключение. В плейстоценовой истории Каспия достоверно выделяются три крупные трансгрессивные эпохи: бакинская, раннехазарская и хвалынская, разделенные глубокими и продолжительными регрессиями. Уровень моря в трансгрессивных бассейнах достигал отметок $40-50$ м абс. высоты и регулировался сбросом каспийских вод по Манычу в Понт. Близкими были и площади трансгрессивных морей. Отмечающиеся в истории Каспия урунджикская, позднехазарская и

новокаспийская трансгрессии представляют положительные подвижки уровня моря, но уже более низкого таксономического ранга.

ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫЙ ПОНТ

В новейшей истории Понта прослеживается ряд трансгрессивных водоемов с характерным типом гидрологического состояния и состава фауны: чаудинский, древнеэвксинский, узунларский; карангатский, тарханкутский (?), новозевксинский и черноморекий (рис. 1, II). Эти бассейны были

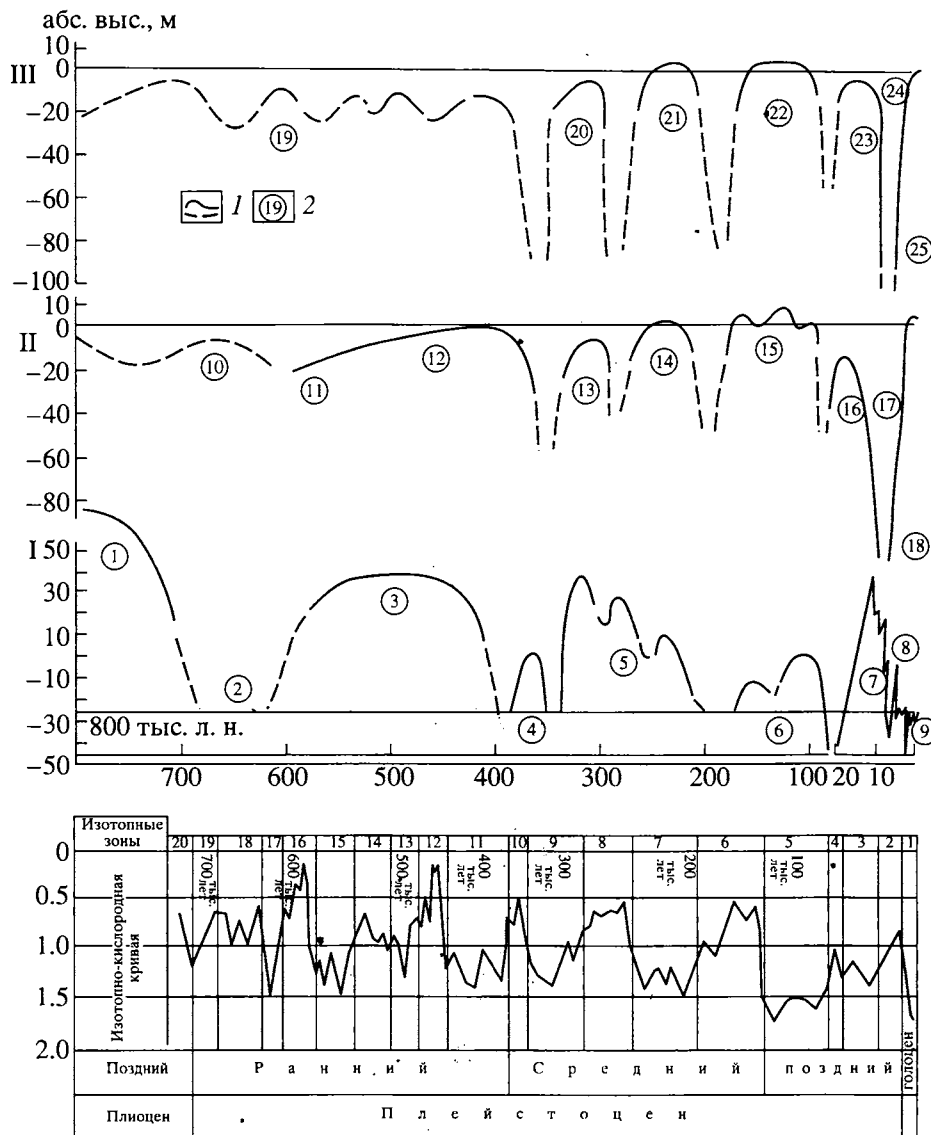


Рис. 1. Схема сопоставления колебаний уровней Каспийского (I), Черного (II) и Средиземного (III) морей в плейстоцене.

I – уровни: а – относительно достоверные, б – предполагаемые; 2 – бассейны: 1 – апшеронский, 2 – тюркянский, 3 – бакинский, 4 – урунджикский, 5 – раннехазарский (гюргянский), 6 – позднехазарский, 7 – раннехвалынский, 8 – позднехвалынский, 9 – новокаспийский, 10 – гурийский, 11 – раннечаудинский, 12 – позднечаудинский, 13 – древнеэвксинский, 14 – узунларский, 15 – карангатский, 16 – тарханкутский, 17 – новозевксинский, 18 – черноморский, 19 – сицилийский, 20 – милацкий, 21 – палеотирренский, 22 – эвтирренский, 23 – неотирренский, 24 – послетирренский, 25 – верзильский.

установлены Н.И. Андрусовым, А.Д. Архангельским и Н.М. Страховым, Л.А. Невесской, их существование признается большинством исследователей. Важно отметить – осадки этих водоемов содержат характерные комплексы моллюсков, специфичность которых определяется соотношением разных типов фаун, что позволяет не только различать эти бассейны, но и определять их соленость, температуру, положение уровня и наличие связей со Средиземным и Каспийским морями.

Чаудинский трансгрессивный этап – это наиболее продолжительная трансгрессия Черного моря в его новейшей истории, начавшаяся еще в позднем плиоцене и закончившаяся в конце раннего плейстоцена. Это был крупный солоноватоводный водоем мезогалинного типа, заселенный малакофауной с господством солоноватоводных элементов, среди которых доминировали реликтовые плиоценовые (гурийские) виды и эндемичные черноморские дидакны группы “crassa”. По характеристике фаунистических изменений в разрезе чаудинских отложений выделяются крупные стадии: гурийская, ранне- и позднечаудинская и бакинская.

Гурийская стадия – это эпоха существования в конце плиоцена небольшого солоноватоводного водоема, по-видимому, полностью изолированного от смежных бассейнов, с относительно низким (–10 м и ниже) положением уровня и представляющего собой реликтовое озеро-море, заселенное специфической фауной кардиид. Его можно отнести и к заключительной стадии гурийского бассейна – прямого наследника куюльника, однако в составе его малакофауны уже появились представители типичной плейстоценовой фауны – *Didacna pseudocrassa*, *D. supsaе*, что дает основание считать этот водоем начальной стадией чаудинского бассейна.

Раннечаудинская стадия – это эпоха начала раннего плейстоцена и существования опресненного солоноватоводного бассейна с обедненной малакофауной, среди которой доминируют солоноватоводные эндемики (*Didacna baeri-crassa*) и пресноводные (*Dreissena polymorpha*) элементы. Судя по комплексам моллюсков, соленость бассейна не превышала 8–10‰. По площади и положению уровня он, по-видимому, не превосходил современный. Определенно отсутствовала связь со Средиземным морем и, вероятно, с Каспием, о чем можно судить по отсутствию в отложениях нижней чауды каспийских моллюсков.

Позднечаудинская стадия относится ко второй половине раннего плейстоцена. От предшествующей она отделена непродолжительной регрессивной эпохой, выразившейся в накоплении слоя субаэральных лессовидных пород, разделяющих морские осадки нижней и верхней чауды в

стратотипическом разрезе на м. Чауда. Поздняя чауда – это максимум трансгрессии с наибольшими площадями затопления и наивысшим уровнем стояния воды, по-видимому, превышающим (на 2–5 м) современное положение уровня Черного моря. Среди ее отложений преобладают органо-генные осадки мелководий с господством солоноватоводной фауны из гурийских реликтов (*Tschaudia tschaudae*) и черноморских эндемиков (*Didacna pseudocrassa*). Нахождение чаудинских моллюсков на побережье Дарданелл (разрезы Галлиполи) и присутствие в фаунистических комплексах каспийских иммигрантов (*Didacna rudis*) свидетельствуют об одностороннем сбросе черноморских вод в средиземноморский и каспийских вод – в чаудинский водоем. Судя по комплексам моллюсков, соленость позднечаудинского водоема в начале трансгрессии, видимо, соответствовала современной солености Каспия (около 13‰) либо была несколько выше (около 15‰). Присутствие в верхних частях чаудинского разреза средиземноморской фауны моллюсков (*Mytilus edulis*, *Cerastoderma glaucum*, *Abra ovata* и др.), остракод, бентосных и планктонных фораминифер [10, 12] свидетельствуют о наличии в конце трансгрессивного позднечаудинского этапа двусторонней связи со Средиземным морем и относительно высокой солености вод бассейна (около 19‰).

Бакинская стадия – заключительная эпоха чаудинского трансгрессивного этапа, по времени совпавшая с максимальной бакинской трансгрессией Каспия. Ее высокий уровень, по-видимому, был обусловлен сбросом в Черное море большого объема каспийских вод. Это, а также вероятное уменьшение испарения (результат похолодания) стимулировали заметное опреснение остаточного чаудинского водоема (до 10–13‰), исчезновение в нем гурийской фауны и обилие наряду с каспийскими иммигрантами элементов пресноводной фауны.

Древнеэвксинский трансгрессивный этап представляет начальную эпоху существования очень продолжительного солоноватоводного и морского бассейна, возникшего с начала среднего плейстоцена. От предшествующего чаудинского водоема он отделен глубокой (?) и достаточно продолжительной (?) регрессией, во время которой уровень моря упал на 40–60 м. В регрессивном бассейне отмечалась смена чаудинской солоноватоводной фауны сообществами древнеэвксинских моллюсков, также солоноватоводных, но с доминированием черноморских крассоидных эндемиков – *Didacna pontocaspia*, *D. baeri-crassa* и каспийских иммигрантов – *Didacna nalivkini*, *D. pallasii*. Древнеэвксинский бассейн соединялся проливом по Манычу с Каспием. В конце эпохи возобновилось сообщение по Босфору со Средиземным морем, откуда проникли эвригалинные моллюски (*Cerastoderma glaucum* и др.). В это время соленость, воз-

можно, возросла (с 10–13 до 15–17‰). По переуглубленным руслам древнеэвксинское море глубоко ингрессировало по долинам рек.

Узунларская трансгрессия (этап) является дальнейшим развитием древнеэвксинского бассейна, его переходом из солоноватоводного водоема каспийского типа в опресненный морской бассейн с соленостью, близкой нынешней черноморской. Такой ход развития отчетливо прослеживается по смене комплексов моллюсков в стратотипическом разрезе оз. Узунлар [13], где в нижних слоях наряду с солоноватоводными *Didacna*, *Monodacna* и *Adacna* появляются многочисленные элементы эвригалинной средиземноморской фауны (*Cerastoderma glaucum*, *Abra ovata*, *Mytilaster lineatus*), вверх по разрезу приобретающие доминирующее значение. В устье Дона и долине Западного Маныча располагался глубокий эстуарий узунларского моря, заселенный обильной фауной средиземноморских моллюсков, с полным отсутствием каспийских видов [6]. Последнее подтверждает мнение, что инвазии каспийской фауны в узунларский водоем не было. По своим размерам и высоте уровня узунларский бассейн, по-видимому, не превосходил современное Черное море.

Карангатская трансгрессия (этап) – наиболее яркое палеогеографическое событие Черного моря в плейстоцене. Это был крупнейший за этот период настоящий морской водоем, достигавший площади более 4500000 км². Наличие поднятых террас в тектонически стабильных районах, следы распространения моря на несколько десятков километров вверх по долинам многих рек (например, Дуная) и другие данные позволяют согласиться с оценкой среднего уровня моря в максимальную фазу карангатской трансгрессии в +5 м. В это время в его водах отмечалось богатое видовое разнообразие и присутствие форм, ныне не обитающих в Черном море (*Cardium tuberculatum*, *Ensis ensis* и др.). Это, по-видимому, объясняется не столько их тепловодностью, сколько относительно высокой соленостью, которая в открытой части моря в максимум трансгрессии оценивается в 30‰. Карангатская трансгрессия занимала длительный временной этап, она совпала с микулинским межледниковьем Русской равнины. Судя по урано-иониевым датировкам, ее продолжительность можно оценить в 70–50 тыс. лет. Несомненно, что трансгрессия была многоступенчатой и состояла из стадий и более мелких состояний. В карангатское время происходило поступление в Черноморскую котловину больших масс соленых и более теплых средиземноморских вод и существовала односторонняя миграция эвригалинной и стеногалинной средиземноморской фауны. По Манычу, в сторону Каспия, располагался протяженный (более 200 км) эстуарий, возможно, периоди-

чески превращавшийся в пролив с двусторонним фаунистическим обменом.

Тарханкутская трансгрессия (этап) представляет заключительную фазу существования средиземноморского типа водоема во второй половине позднего плейстоцена. В ранге этапа она выделяется условно, не будет большой ошибкой считать ее конечной стадией карангатского бассейна, разделенной с предыдущей – собственно карангатской – следами регрессии, опреснения (слой *Dreissena polymorpha* [6]) и перерыва. Погруженные аккумулятивные береговые формы, относимые к тарханкутской (сурожской) трансгрессии и датируемые по ^{С14} возрастам 40–25 тыс. лет, располагаются на северном шельфе Черного моря на отметках около –20...–30 м. Бассейн был небольшим и располагался внутри современного контура Черного моря с положением уровня около –20 м. Он был заселен обедненной эвригалинной средиземноморской фауной и имел соленость не выше 8‰ [4]. Вероятно, в начале своего существования бассейн сообщался со Средиземным морем, а в конце в него, возможно, происходил сброс вод хвалынской трансгрессии Каспия.

Итак, в период с начала среднего плейстоцена до второй половины позднего плейстоцена на месте Черного моря существовал обширный полуморской и морской водоем, заселенный средиземноморской эвригалинной и стеногалинной фауной. В максимум своего развития его соленость почти в два раза превышала соленость современного моря, а уровень достигал отметок +5 м абс. высоты. Эстуариями и заливами море глубоко проникало по долинам и депрессиям побережья. Продолжительная история существования этого бассейна, названного нами Пантикапейским (древнее название Керчи), состоит из ряда этапов, раскрывающих последовательность его развития от солоноватоводного водоема к полуморскому и морскому, и наконец, сильно опресненному морскому. Трансгрессивные этапы разделены регрессиями, разными по длительности и глубине.

Новоэвксинский этап. Падение уровня опресненного полуморского бассейна, начавшееся с тарханкутской эпохи, к концу позднего плейстоцена привело к состоянию его глубокой регрессии и прекращению связи со Средиземным и Каспийским морями. Минимальный уровень Черного моря во время регрессии оценивается в –90 м [10] или даже –100...–110 м [5]. Это был пресноводный водоем объемом около 500 км³, площадью около 20000 км² [3], заселенный малакофауной, резко отличной от предшествующей средиземноморской: *Monodacna caspia*, *Adacna vitrea*, *Hypaniplicatus*, *Dreissena polymorpha*, *Dr. rostriformis* (фауна азовского типа). По мнению Л.А. Невесской [4], соленость в начале существования водоема была ниже 7‰, а в дальнейшем могла повыситься.

ся. Новозвксинский этап, вероятно, состоял из двух стадий. Первая – глубокое падение уровня остаточного посткарангатского водоема, прекращение его связи со Средиземным и Каспийским морями, сильное опреснение и вымирание средиземноморской фауны. Вторая стадия – это небольшая трансгрессия новозвксинского бассейна с некоторым повышением солености и широким расселением фауны азовско-каспийского типов.

Голоценовый (черноморский) трансгрессивный этап представляет заключительный этап его плейстоценовой эволюции и превращения в современный опресненный морской водоем (с соленостью около 19‰ в открытой части акватории, 7–12‰ в полуизолированных проливах и лагунах и до 20–22‰ в придонных участках котловин), заселенный эвригалинной средиземноморской фауной. Трансгрессия была вызвана “прорывом” через Босфор средиземноморских вод. Это состоялось по одним оценкам 7–8 [3, 10, 15], по другим – 12–15 тыс. лет назад [1]. Состав комплексов проникшей в бассейн средиземноморской фауны и последовательность их появления указывают, что во время голоценовой трансгрессии соленость моря повышалась постепенно и непрерывно [4].

Заключение. В плейстоценовой истории Черного моря прослеживается ряд бассейнов, заметно отличающихся друг от друга по гидрологическим и фаунистическим характеристикам. Их возникновение и существование этих бассейнов определялось множеством причин, главными из которых были наличие связи и характер водного обмена со Средиземным и Каспийским морями и соотношение основных составляющих водного баланса (приток пресных вод и испарение). В палеогидрологическом режиме Черного моря эти бассейны и разделяющие их регрессивные водоемы образуют последовательную трансгрессивно-регрессивную ритмику с амплитудой колебания до 100 м и более.

ПЛЕЙСТОЦЕНОВОЕ СРЕДИЗЕМНОЕ МОРЕ

В плейстоценовой истории Средиземного моря отмечается ряд крупных трансгрессий, таксономический ранг которых можно оценить как трансгрессивные этапы (рис. 1, III): сицилийский, милацкий, тирренский, верзильский (фландрский). Выделение их основано на биостратиграфических данных – различиях фаун морских моллюсков. Внутри этапов изменения фаунистических комплексов не столь выразительны (либо слабо изучены) и не могут служить основой для анализа более дробных подвижек уровня, который выполняется по другим, хотя и весьма спорным, критериям (геоморфологическим, хронологическим и т.д.). Трансгрессивные этапы разделяются регрессиями разной глубины и продолжительности. Несмотря на очевидность этих событий, досто-

верно оцениваемый материал имеется только для эпохи посттирренской регрессии.

Сицилийский трансгрессивный этап – продолжительная (охватывающая весь ранний плейстоцен и, возможно, самый конец плиоцена), по-видимому, заключительная эпоха существования калабрийского бассейна, заселенного холодолюбивой фауной североатлантических иммигрантов (*Cyprina islandica*, *Mya truncata*, *Buccinum undatum*, *Trichotropis borealis* и др.). Для этой эпохи отмечается [2] высокий процент содержания холодолюбивой фауны, исчезновение ряда плиоценовых реликтов и деградацию других. Фаунистически охарактеризованные уровни сицилийской трансгрессии отмечаются на отметках от 15–30 до 80–100 м и выше на побережьях Испании, Италии, Франции и Марокко. Обычно это 1–2 уровня высоких терасс. На побережье Арабского залива установлено [11] не менее пяти разноуровневых сицилийских поверхностей, свидетельствующих о стадийном колебании уровня моря. По материалам изотопных исследований температура поверхностных морских вод после появления *Cyprina islandica* и *Hyalinea balthica* составляла всего 15–16°C [21]. Соленость вод, по-видимому, была ближе к солености Северной Атлантики (34–37,8‰), чем современного Средиземного моря (36–39,5‰). По справедливому замечанию Цейнера [11], вряд ли климат в сицилийское время всегда был холодным, а представлял последовательное сочетание теплых и холодных фаз. Уровень моря также, очевидно, не был постоянен, в целом он, по-видимому, не поднимался выше своего современного положения, а скорее, был немного ниже.

Милацкий трансгрессивный этап – это время существования обширного бассейна в первой половине среднего плейстоцена, заселенного малакофауной, существенно отличавшейся по своему составу от предшествующей североатлантической. По определению Бонифея [17], это была “обыкновенная” и умеренная фауна, близкая современной средиземноморской. По своему составу она занимает промежуточное положение между предшествующей “холодолюбивой” и последующей “теплолюбивой” фаунами, отражая, по-видимому, столь же переходную палеогеографическую обстановку и, в первую очередь, температуру и соленость воды, которые были, вероятно, близки нынешним, как и среднее положение уровня. По Цейнеру [11], милацкая береговая линия соответствует основной среднеплейстоценовой межледниковой климатической фазе. Им же отмечено, что регрессивная эпоха после исчезновения сицилийской фауны и до появления тирренской совпадает с предпоследним оледенением (?). На Лазурном берегу прибрежно-морские отложения с археологическими находками ашельской культуры слагают аккумулятивную поверхность на высоте 30–33 м [19]. На побере-

жье Лацио к среднему плейстоцену (изотопная стадия 9) относятся отложения террасы высотой около 65 м [22], на побережье Калабрии в Южной Италии – 115–130 м [24]. Возможно, в Лацио и в Калабрии имеются следы двукратного подъема уровня милацкого моря [23]. Считается, что и в период милацкой трансгрессии, и после нее уровень Средиземного моря падал, однако количественные оценки этого события слабо обоснованы фактологически.

Тирренский трансгрессивный этап – наиболее “яркая” палеогеографическая эпоха в плейстоцене Средиземноморья. Ее “реперным” событием является широкое расселение тропической фауны сенегальского типа со *Strombus bubonius*. Установлено, что проникновение тропических элементов малакофауны началось еще в середине среднего плейстоцена, а эпоха ее существования охватывала и большую часть позднего плейстоцена. На различных побережьях Средиземноморья известно от одной до трех-четырех морских террас, в отложениях которых в той или иной степени представлен тирренский комплекс моллюсков. Обобщение геохронометрических данных по отложениям тирренских террас позволяет сопоставить их не только с последним (земским) межледниковьем (изотопная стадия 5), как традиционно считалось, но и с предыдущим (стадия 7), а возможно, и со средневюрмским временем (стадия 3). Таким образом, подтверждаются классические представления о трехчленном строении тирренских отложений, разделяемых на палеотирренские, эвтирренские и неотирренские (тиррен 1, 2 и 3), отражающие трансгрессивные стадийные колебания уровня бассейна, разделенные регрессиями [16].

Палеотирренская стадия отмечалась во второй половине среднего плейстоцена и, по-видимому, совпадает с изотопной стадией 7, а возможно, и с началом стадии 6. Это было первое проникновение в Средиземное море тепловодной сенегальской фауны.

Эвтирренская стадия – максимальная в развитии тирренской трансгрессии, когда широко развилась и наиболее глубоко к востоку проникла стромбусовая фауна. От палеотиррена она отделяется регрессией, во время которой на монакском побережье нижнетирренские отложения были перекрыты континентальными песками. Большинство исследователей предполагает, что в это время уровень моря на несколько метров (2–7 м) превышал современное его положение и, возможно, существовала связь с Красным морем. Соленость и температура воды также были выше нынешних. По своему хронологическому объему эвтиррен, по-видимому, был достаточно длительным и захватывал всю эпоху 5-го изотопного яруса.

Неотиррен – заключительная стадия тирренской трансгрессии во вторую половину позднего плейстоцена, вероятно, совпадавшая с 3-й изотопной стадией, временем сокращения и последующего исчезновения стромбусовой фауны. Осадки неотиррена лагуны Эль-Мелах на побережье Туниса датированы по радиоуглероду в 30–40 тыс. лет [20]; в бух. Д'Убино на Корсике – в 27.4–27.9 тыс. лет и бух. Сенн-Флорен – 35 тыс. лет [18].

Посттирренская (гримальдийская, поздневюрмская) регрессия оценивается большинством исследователей как падение уровня моря до 100 м. Судя по положению в палеогеографической и хронологической летописях, регрессия была непродолжительной (интервал 30–10 тыс. лет) в конце позднего плейстоцена, имела гляциоэвстатическую природу и совпала с последним вюрмским похолоданием (оледенением). Воды бассейна значительно охладилась, и в них исчезла стромбусовая фауна. Установлено, что общая тенденция падения уровня моря неоднократно сменялась небольшими положительными подвижками. Климат эпохи состоял из трех фаз: первой – прохладной и влажной, второй – холодной и континентальной и третьей – снова влажной и прохладной, разделенных интерстадиями с умеренным климатом.

Верзильский (фландрский, послеледниковый) трансгрессивный этап начался с послеледниковым гляциоэвстатическим повышением уровня океана около 17–15 тыс. лет назад и поступлением большого объема океанических вод в Средиземное море. В бассейне распространилась современная средиземноморская фауна моллюсков. В максимум трансгрессии (4–6 тыс. лет назад), когда уровень моря превышал современное его положение на несколько метров, на берегах были образованы уровни низких террас. Современный уровень моря был достигнут сравнительно поздно, не ранее 3–4 тыс. лет назад. На основе анализа многочисленных археологических памятников в береговой зоне установлено, что между 3 и 1–1.5 тыс. лет назад в Средиземноморье повсеместно происходило понижение относительного уровня моря на 0.5–1 м.

Заключение. В плейстоценовой истории Средиземного моря установлен ряд трансгрессивных эпох, прямо отражающих гляциоэвстатические колебания Мирового океана и представляющих разнорядковую ритмику колебаний уровня. К наиболее крупным ритмам в ранге трансгрессивных этапов относятся сицилийский, милацкий, тирренский и верзильский (фландрский), выделяемые на основании биостратиграфических данных – различиях фаун морских моллюсков. В отличие от Черного моря, в Средиземном море временные отличия основных групп малакофауны определяются не изменениями солености, а скорее температурным фактором. Отмечаются три крупные эпохи господства разнотемпературных фаун. Среди

них наиболее контрастны по отношению к температурам сицилийская и тирренская, промежуточное положение занимает фауна милацция и верзилья, относящаяся к “современной” средиземноморской. По-видимому, в относительно холодном сицилийском море многолетние зимние и летние температуры вряд ли превышали 10 и 15°C, а в теплом тирренском море были близкими к 20–25°C с незначительными сезонными колебаниями. Температурный режим милаццкого бассейна был, очевидно, сходен с верзильским и современным. Таким образом, изменения температуры воды в плейстоценовых морях Средиземноморья можно примерно оценить до 15°C и более. На это указывают и изотопные данные по донным колонкам [14]. В то же время колебания солёности в плейстоценовых бассейнах вряд ли превышали 3–5‰, были близки нынешним значениям Северной Атлантики (35–36‰) и Средиземного моря (37.5–39.0‰).

Средиземноморские трансгрессии разделяются регрессивными эпохами, также, по-видимому, разного иерархического ранга. Глубокое падение уровня достоверно установлено только для послетирренского времени и по оценке большинства специалистов, по-видимому, близко 100–120 м. Это снижение уровня совпадает и обусловлено поздней стадией последнего (вюрм II, валдай II) материкового оледенения. Размеры его, несмотря на суровые климатические условия, были не самыми крупными в плейстоцене умеренных широт северной полушферы Земли. Следовательно, уровень океана, как и Средиземного моря, в эпохи более ранних и грандиозных оледенений мог опускаться ниже отметки – 100 м.

Представляется крайне интересным и не совсем ясным совпадение с высоким положением уровня (трансгрессией) “холодного” сицилийского и “теплого” тирренского бассейна. Можно предположить что во время какого-либо гляциоэвстатического подъема уровня океана в конце плиоцена–раннем плейстоцене с севера через Гибралтар в Средиземное море поступили большие массы более холодных северо-атлантических вод и проникли и относительно более холодолюбивые моллюски – возник сицилийский бассейн. Такая же ситуация с уровнем океана, по-видимому, создалась и со второй половины среднего плейстоцена, но тогда в Средиземное море с севера (!) проникла теплолюбивая (сенегальская) фауна, что однозначно свидетельствует о теплых (тропических?) водах Северной Атлантики в предгибралтарской части и у северного побережья Африки. При этом их температурный режим сохранялся длительное время – почти весь тирренский этап, иначе стромбусовая фауна в бассейне не сохранилась бы. Вряд ли отмеченные температурные состояния северо-атлантических вод свидетельствуют о столь резких изменениях темпера-

туры океана в целом, скорее, это следствие изменения системы течений. Например, большей мощности Гольфстрима и ее южной ветви с отклонением ее по часовой стрелке к району Гибралтара, либо увеличение “силы” теплого южного пассатного течения и его составляющей части – межпассатного противотечения.

КОРРЕЛЯЦИЯ ОСНОВНЫХ СОБЫТИЙ

Основным корреляционным приемом при сопоставлении палеогеографических событий Понто-Каспия и Средиземноморья явились биостратиграфический, событийный и реперный анализы. Биостратиграфический (палеонтологический) анализ – выделение и прослеживание в смежных бассейнах однотипной фауны. Впервые его применил Н.И. Андрусов для корреляции чаудинских отложений Понта с одновозрастными образованиями Мраморного моря, а в дальнейшем использовали многие специалисты, особенно при сравнении палеогеографических событий Каспийского и Черного морей. Наиболее часто при изучении палеогеографической истории средиземноморских бассейнов используется метод корреляции крупных природных событий (циклов, ритмов), позволяющий с разной степенью достоверности устанавливать пространственно-возрастные соотношения основных трансгрессий Понто-Каспия и Средиземного моря.

В плейстоценовой истории средиземноморских морей на биостратиграфической основе выделяются системы крупных бассейнов, различающихся палеогидрологической и палеоэкологической обстановкой, последовательно сменяющихся во времени и представляющих наиболее крупную иерархическую палеогеографическую ритмику (рис. 2). В истории Средиземного моря это крупные трансгрессивные бассейны: сицилийский, милацкий, тирренский и верзильский. В истории Черного моря: чаудинский, пантикапейский (состоящий из этапов – древнеэвксинского, узунларского, карангатского и сурожского) и черноморский. В истории Каспия это: бакинский, гюргянский (раннехазарский) и хвалынский бассейны. Трансгрессивные бассейны разделяются крупными регрессиями, однако из-за недостатка фактологического материала они плохо реконструируются.

В истории средиземноморских водоемов хорошо прослеживается ряд палеогеографических реперов, представляющих “связки” цепи “ярких” природных событий. Это тирренский и карангатский, бакинский и позднечаудинский, позднечаудинский и позднесицилийский, древнеэвксинский и раннехазарский, хвалынский и сурожский, верзильский и черноморский бассейны, послетирренская, новозэвксинская и послехвалынская регрессии.

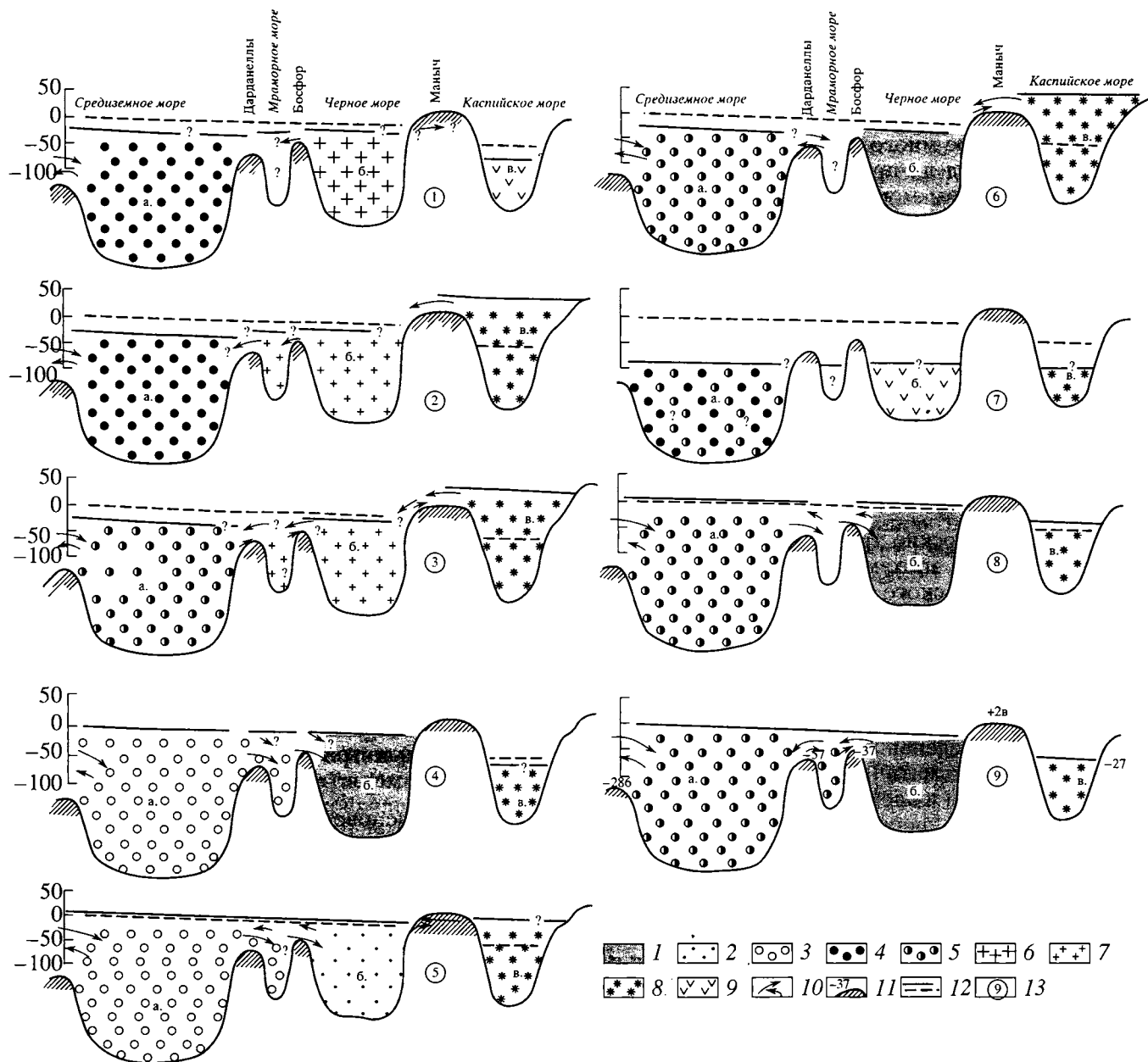


Рис. 2. Схема корреляции средиземноморских бассейнов по временным палеогеографическим “срезам”.

Характер бассейнов: морской опресненный: 1 – с эвригалинной средиземноморской фауной; 2 – со стеногалинной средиземноморской фауной; нормальноморской: 3 – с теплолюбивой (сенегальской) фауной; 4 – с холодолюбивой (кельтийско-североатлантической) фауной; 5 – со средиземноморской (обычной) фауной; солоноватоводный: 6 – с реликтовой солоноватоводной; 7 – с эндемичной черноморской и каспийскими иммигрантами; 8 – с эндемичной каспийской фауной; пресноводный: 9 – с пресноводной и азовского типа фауной; 10 – сброс вод; 11 – порог и его глубина; 12 – уровни (а – древние, б – современные); 13 – палеогеографические срезы и бассейны: 1 – конец плиоцена (а – раннесицилийский, б – гурийский, в – тюркянский); 2 – конец раннего плейстоцена (а – позднесицилийский, б – позднечаудинский, в – бакинский); 3 – первая половина среднего плейстоцена (а – милацкий, б – древнеэвксинский, в – раннехазарский); 4 – вторая половина среднего плейстоцена (а – палеотирренский, б – узунларский, в – черноморский регрессивный); 5 – начало позднего плейстоцена (а – эвтирренский, б – карангатский, в – позднечазарский); 6 – вторая половина позднего плейстоцена (а – неотирренский, б – тарханкутский, в – раннехвалынский); 7 – конец позднего плейстоцена (а – послетирренский регрессивный, б – новозэвксинский, в – послехвалынский регрессивный); 8 – среднеголоценовый (а – верзильский, б – черноморский, в – новокаспийский); 9 – современный (а – Средиземное море, б – Черное море, в – Каспийское море).

Цепь палеогеографических событий: эвтиррен-эльтинген (средний карангат)–поздний хазар, совпавших с максимумом последнего (земского, микулинского) межледниковья и гляциоэв-

статического подъема уровня океана, на сегодня является единственным относительно достоверным “сквозным репером”, охватывающим все три бассейна Средиземноморья.

Палеогеографический репер – бакинский и позднечаудинский бассейны – установлен по факту массового присутствия в верхнечаудинских отложениях бакинских дидакн (*Didacna rudis*, *D. parvula* и др.). Аналогичное отмечается и для среднеплейстоценового понто-каспийского репера. В отложениях древнего эвксина многочисленны раковины раннехазарских дидакн (*Didacna nalivkini*, *D. subpyramidata*, *D. pallasi* и др.).

По факту совместного нахождения в разрезах Маныча раковин черноморских (*Cerastoderma glaucum* и др.) и каспийских (*Didacna trigonoides*, *D. parallella* и др.) моллюсков установлен репер сужающаяся хвалынь.

Ярким палеогеографическим (реперным) событием в самом конце позднего плейстоцена явилось резкое гляциоэвстатическое понижение уровня Средиземного моря (последитирренская регрессия) и прекращение поступления его вод в Черное море. В результате этого, а также отсутствия притока из Каспия возник сильно опресненный новоэвксинский водоем с уровнем в максимум регрессии до –100 м и ниже. Позднее послеледниковая трансгрессия океана привела к образованию верзильского бассейна, заселенного современной средиземноморской фауной, прорыву его вод в котловину Черного моря с одновременной инвазией эвригалинной средиземноморской фауны – эти события составляют голоценовый палеогеографический репер между этими бассейнами. Судя по результатам массового радиоуглеродного датирования, начало этого события произошло в начале голоцена, а максимум – 7–5 тыс. лет назад. Примерно в это время в Каспии отмечалась новокаспийская трансгрессия. Сказанное свидетельствует, что голоценовый репер по своей значимости близок эвтиррен-карангатскому–позднехазарскому.

Отмеченные палеогеографические реперы в плейстоценовой истории средиземноморских бассейнов образуют определенный “временной каркас”, внутри которого в пустующих “хронологических нишах” располагаются палеогеографические события с менее выраженными коррелятивными признаками.

ВЫВОДЫ

Некогда единый бассейн Паратетиса состоял в плейстоцене из нескольких полуизолированных и изолированных водоемов (Средиземного, Черного, Азовского и Каспийского морей), значительно различавшихся по характеру изменений уровня моря, гидрологическим параметрам, палеогеографической эволюции, особенностям фауны (таблица).

Каспий большую часть плейстоцена был бессточным водоемом. Лишь эпизодически возникал

сток по Манычу в Азовское и Черное моря. Приток черноморских вод в Каспий в осадках и фауне отчетливо не зафиксирован. В эпохи крупных трансгрессий площадь Каспия увеличивалась в 2.5 раза по сравнению с современной, а уровень повышался почти на 80 м относительно современного (до абсолютной отметки +50 м). При этом максимальный уровень бассейна контролировался высотой восточного порога Манычской впадины. Во время регрессий уровень Каспия опускался не менее чем до –50 м абс. и даже ниже. Таким образом, размах колебаний уровня Каспия в плейстоцене превышал 100 м.

История **Черного моря** состояла в периодической смене проточного, сточного и бессточного режимов. Проточный режим с поступлением вод по Манычу и сбросом их по Босфору характерен для поздней чауды и карангата. Сток вод по Босфору осуществлялся в ранней чауде, узунларе и в новочерноморское время. Бессточные водоемы существовали в новоэвксине и, вероятно, во время максимумов регрессий. В трансгрессивные эпохи уровень Черного моря превышал современный не более чем на несколько метров, а площадь акватории увеличивалась незначительно, в основном за счет затопления устьевых частей речных долин. Высота трансгрессий контролировалась положением порога Босфора и уровнем Средиземного моря. Понижение уровня во время регрессий превышало его подъем при трансгрессиях в 10–15 раз, а размах колебаний уровня Черного моря составлял около 100 м.

Более короткопериодные резкие колебания уровня Черного моря, сходные с теми, которые происходили в Каспии, могли наблюдаться только в эпохи возникновения бессточных водоемов, когда решающими факторами изменений уровня становились гидрометеорологические процессы в регионе и изменения в поступлении в Понт каспийских вод.

Режим **Средиземного моря** в плейстоцене целиком определялся колебаниями уровня океана, поскольку связь этого моря через Гибралтар с Северной Атлантикой не прерывалась. Как и в Понте, уровень моря в эпохи трансгрессий ненамного превышал современный (до 5–7 м), и затоплению подвергались наиболее низко расположенные участки побережий. Во время регрессий падение уровня относительно современного многократно (в 20 и более раз) превышало его подъем при трансгрессиях. При этом осушались обширные пространства дна Адриатического моря, заливов Лионского, Габес и других районов. Общая амплитуда колебаний уровня превышала 100 м.

Гидрологический, гидрохимический режим и состав фауны отдельных средиземноморских бассейнов существенно различались. **Каспийское море** в течение всего плейстоцена представляло

Сравнительная характеристика средиземноморских бассейнов

Время		Средиземное море			
		общая характеристика	уровень	связи	фауна
Плейстоцен	Голоцен	Верзильский Нормально-морской, средиземноморского типа, сточный и проточный	Близок соврем, в максимум трансгрессии на 2–3 м выше	Постоянная с Сев. Атлантикой и Черным морем	Средиземноморская
	Поздний	Посттирренская регрессия. Нормально-морской, относительно холодноводный	Ниже на 100 м и более	Постоянная с Северной Атлантикой	Средиземноморская и северокельтийская
	Средний	Тирренский нормально-морской, средиземноморского типа, тепловодный, сточный и проточный, с крупными трансгрессивными стадиями (палео-, эв-, неотиррен)	Близок современному, в пик трансгрессии выше	Постоянная с Северной Атлантикой и Черным морем	Теплолюбивая тропическая, сенегальская
	Ранний	Милацкий нормально-морской, полуизолированный, умеренно-холодно-водный (близок современному), сточный, периодически проточный	Близок современному	Постоянная через Гибралтар, периодическая с Черным морем	Сходная с современной
Плейстоцен	Ранний	Сицилийский нормально-морской, средиземноморского типа, полуизолированный, относительно холодноводный, сточный, периодически проточный	Ниже современного	Постоянная через Гибралтар, периодически с Черным морем	Относительно холодолюбивая (северокельтийская)
Время		Черное море			
		общая характеристика	уровень	связи	фауна
Плейстоцен	Голоцен	Черноморский опресненный морской, умеренно холодноводный, полуизолированный	Около 0 м, в максим. трансгр. немного выше	Со Средиземным морем	Средиземноморская эвригалинная
	Поздний	Новоэвксинский регрессивный, изолированный, пресноводный	Ниже на 100 м и более	Нет	Пресноводная и азовская
	Средний	Пангакпейский Полуизолированный, периодически сточный и проточный, с крупными стадиями	Ниже соврем. на 20–30 м Выше современного на 3–5 м	Со Средиземным морем и Каспием	Обеднен средиземноморская эвригалинная
	Ранний	Узунларский опресненный, морской, умеренно-холодноводный	Близок современному	Со Средиземным морем	Стеногалинная средиземноморская
Плейстоцен	Средний	Древнеэвксинский солоноватоводный	Ниже современного	С Каспием	Эвригалинная средиземноморская
	Ранний	Чаудинский солоноватоводный, полуизолированный, периодически сточный и проточный, с трансгр. стадиями: ранне- и позднечаудинской и бакинской	Ниже современного	Периодически с Каспием, в конце эпохи со Средиземным морем	Солоноватоводная каспийская и черномор. Солоноватоводная реликтовая эндемичная черноморская и каспийская
Время		Каспийское море			
		общая характеристика	уровень	связи	фауна
Плейстоцен	Голоцен	Новокаспийский	Максимальный до –20 м	Нет	Солоноватоводная каспийская и эвригалинная средиземноморская
	Поздний	Небольшой солоноватоводный бассейн в послехвалынскую регрессию	–50 м и ниже	Нет	
	Средний	Мангышлакская регрессия	До 50 м	С Черным морем через Маныч	Солоноватоводная каспийская
	Ранний	Хвалынский, солоноватоводный, сточный	– 50 м и ниже	Нет	
Плейстоцен	Средний	Ательская регрессия	До 10 м	С Черным морем через Маныч	Солоноватоводная каспийская
	Ранний	Позднехазарский небольшой, солоноватоводный, относительно тепловодный	–50 м и ниже	Нет	Солоноватоводная каспийская
	Средний	Черноярская регрессия	Максим. до 50 м	С Черным морем	
	Ранний	Гюргянский (раннехазарский) солоноватоводный сточный	Ниже современного	Нет	
Плейстоцен	Средний	Урунджикский небольшой бассейн в сингильскую регрессивную эпоху	Максим. до 40 м и выше	Периодически с Черным морем	Солоноватоводная каспийская
	Ранний	Бакинский солоноватоводный сточный	Ниже современного	Нет	Опресненная, солоноватоводная и пресноводная
	Средний	Тюркянский опресненный регрессивный изолированный			
	Ранний				

любой солоноватоводный опресненный водоем с относительно небольшими колебаниями солености (не более 6–8‰), заселенный солоноватоводной фауной каспийских дидакт, в опресненных частях с примесью азовских и пресноводных элементов. Термические характеристики палеобассейнов Каспия, по-видимому, также не очень значительно отличались от современных, хотя имеются основания для выделения по биостратиграфическим данным относительно “холодных” трансгрессий (бакинская, раннехазарская и раннехвалынская), в основном совпадавших с эпохами похолоданий климата и оледенений, и “теплых” (урунджикская, позднехазарская, новокаспийская), приходящихся на межледниковья.

Изменения солености плейстоценовых бассейнов **Черного моря** были в 2–3 раза более интенсивными, чем в Каспии (от 2–4‰ в новозвксине до 30‰ в карангате). Море проходило стадии морского (карангат), полуморского (узунлар, тарханкут, голоцен), солоноватоводного (чауда, древний эвксин) и пресноводного (новозвксин) водоемов, заселенных соответственно стеногалинной и эвригалинной средиземноморской фауной, солоноватоводными, азовскими и пресноводными моллюсками. Судя по смене комплексов моллюсков относительно термофильной (стеногалинная средиземноморская) и эвритермной (азовская) фаун, колебания температуры воды в плейстоценовых бассейнах Понта могли быть более значительными, чем в каспийских водоемах.

По-видимому, еще более значительными были колебания температуры воды плейстоценовых бассейнов **Средиземного моря**. Судя по заселявшей их фауне (сенегальской и северо-кельтйской), изменения температуры воды в разновозрастных водоемах, существовавших в Средиземном море, могли достигать 15°C. С другой стороны, из-за постоянной связи Средиземного моря с океаном все его плейстоценовые бассейны представляли собой нормальные морские водоемы, соленость которых менялась незначительно (на 3–5‰). Исключение составляет лишь полуизолированное Мраморное море, во время регрессий, по-видимому, представлявшее собой солоноватоводный бассейн.

В плейстоценовой истории Понто-Каспия и Средиземноморья четко проявилась **ритмичность** (цикличность) различных иерархических уровней. Наиболее крупная ритмика развития Понто-Каспия и Средиземного моря в плейстоцене, выделяемая по биостратиграфическим данным, не полностью укладывается в природные циклы, отраженные в изотопных ярусах (см. рис. 1) или изменениях земной орбиты (механизм Миланковича). Вероятно, имеются причины формирования более продолжительных палеогеографических ритмов, чем столетия. Они могли иметь

как глобальный характер, так и быть связаны с влиянием региональных факторов, сложным соотношением климатических, гидрологических, биологических процессов и т.д.

Палеогидрологический режим отдельных средиземноморских бассейнов в плейстоцене был резко различным. Особенно контрастирует история Каспийского и Средиземного морей. Это напрямую связано с причинами крупных колебаний их уровня. В Средиземном море господствовал гляциозватический механизм. В Каспии крупнейшие трансгрессии совпадали со сравнительно холодными эпохами и были обусловлены климатическими и гидрологическими процессами в водосборном бассейне и над самой акваторией водоема.

Корреляция основных природных событий Понто-Каспия и Средиземного моря, выполненная по палеогеографическим реперам (срезам), свидетельствует о сложном временном соотношении истории этих бассейнов (таблица). В некоторых случаях трансгрессивные или регрессивные состояния всех водоемов более или менее совпадали во времени (трансгрессии эвтиррен-карангат–поздний хазар; регрессии посттиррен-новый эвксин–мангышлак). В других случаях соотношение могло быть обратным (гурий–тюркян, узунлар–посттюркян, сицилийско-милацкая регрессия–древний эвксин).

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проекты № 98-05-64647 и № 98-05-64704).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Дагенс Э.Т., Хант Дж.М. История Черноморского бассейна за последние 25000 лет // Междунар. геохимич. конгресс: Тезисы докл. Т. 2. М., 1971.
2. Жинью М. Стратиграфическая геология. М.: Иностран. литер., 1952.
3. Михайлеску К.Д., Маркова А.К. Палеогеографические этапы развития фауны юга Молдовы в антропогене. Кишинев: Штиинца, 1992. 310 с.
4. Невеская Л.А. Позднечетвертичные двусторчатые моллюски Черного моря, их систематика и экология // Тр. ПИН АН СССР. 1965. Т. 105. 387 с.
5. Островский А.Б., Измайлов Я.А., Щеглов А.П. и др. Новые данные о стратиграфии и геохронологии плейстоцена морских террас Черноморского побережья Кавказа и Керченско-Таманской области // Палеогеография и отложения плейстоцена южных морей СССР. М.: Наука, 1977. С. 142.
6. Попов Г.И. Плейстоцен Черноморско-Каспийских проливов. М.: Наука, 1983. 215 с.
7. Свиточ А.А. Плейстоценовые отложения севера Волго-Уральского междуречья Прикаспийской низменности и условия их образования (на примере изучения Александров-Гайского разреза) // Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек. Вып. 5. М.: Изд-во МГУ, 1973. С. 258–270.

8. Свиточ А.А. Колебания уровня Каспийского моря в плейстоцене (классификация и систематическое описание) // Каспийское море. Палеогеография и геоморфология. М.: Наука, 1991. С. 5–100.
9. Свиточ А.А., Янина Т.А. Четвертичные отложения побережий Каспийского моря. М.: РАСХН, 1997. 267 с.
10. Федоров П.В. Плейстоцен Понто-Каспия. М.: Наука, 1978. 163 с.
11. Цейнер Ф. Плейстоцен. М.: Иностран. литер., 1963. 502 с.
12. Чепальга А.Л., Маркова А.Л., Кирикэ Л.Ф., Михайлеску К.Д. Отложения Чаудинского бассейна Черного моря и их место в плейстоцене Русской равнины // Краев. образования матер. олед.: Тез. докл. Всес. совещ. Минск, 1990. С. 129–130.
13. Чепальга А.Л., Маркова А.К., Михайлеску К.Д. Стратиграфия и фауна стратотипа узунларского горизонта черноморского плейстоцена // Докл. АН СССР. 1986. Т. 290. № 2. С. 433–437.
14. Шимкус К.М. Осадкообразование Средиземного моря в позднечетвертичное время. М.: Наука, 1981. 239 с.
15. Щербаков Ф.А. Колебания уровня Черного моря и их связь с трансгрессиями и регрессиями океана в плейстоцене // Изменения уровня моря. М.: МГУ, 1982. С. 189–194.
16. Ambrosetti P., Azzaroli A., Bonadonna F.P., Follieri M. A scheme of Pleistocene chronology for the Tyrrhenian side of Central Italy // Boll. Soc. Geol. Italiana. 1972. № 91. Fasc. 1. P. 169–184.
17. Bonifay E. Niveaux marins plio-pleistocenes et tectonique recente des cotes francaises de la Mediterranee. Niveaux marins et tectonique quaternaire dans l'as mediterraneenne // CNRS Actes de Colloq. Paris. 1983. P. 283–302.
18. Conchon O. Correlations entre la dedimentation fluviale et la sedimentation marine littorale en Corse // Bull. Assoc. Franc. Etude Quatern. 1984. № 1–3. S. 151–155.
19. De Lumley H. Cadre chronologie absolu, paleomagnetisme, chronologie paleontologique et botanique, esquisses paleoclimatologique, sequences culturelles // La Prehistoire Francaise. Editions CNRS. Paris, 1976.
20. Fontes J.Ch., Perthuisson J.P. Facies mineralogiques et isotopiques des carbonates de la sebka El Melah: des variations du niveau de la Mediterranee orientale depuis 40 000 ans // Rev. geogr. phys. et geol. dyn. 1971. № 4. 1971.
21. Emiliani C., Mayeda T., Silli R. Paleotemperature analysis of the Plio-Pleistocene section at the Castella, Calabria, Southern Italy // Bull. Geol. Soc. Amer. 1961. V. 72. № 2. P. 679–688.
22. Hearty P.J., Dai Pra G. Aminostratigraphy of Quaternary marine deposits in the Lazio region of Central Italy // Z. Geomorphol. 1986. Supplbd. 62. P. 131–140.
23. Malatesta A., Zarlenga F. Evidence of Middle Pleistocene transgressions along the Mediterranean coast // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 1988. V. 68. № 2–4. P. 311–315.
24. Raffy I., Dumas B., Guerey P., Lhenaff G. Uplift and quaternary marine terraces to the east of Villa San Giovanni (Calabria, Italy) // Z. Geomorphol. 1981. Supplbd. 40. S. 119–125.

Ponto-Caspian and Mediterranean Basins During the Pleistocene (Paleogeography and Correlation)

A. A. Svitoch, A. O. Selivanov, T. A. Yanina

The Paratethys Basin, unified in the former times, consisted during the Pleistocene of several semi-isolated and isolated basins differing by the water-level changes, hydrological parameters, paleogeographic evolution and fauna. A rhythmic (cyclic) pattern of various scales caused primarily by the changes in the water budget components clearly manifested itself during the Pleistocene. The correlation of natural events in the Ponto-Caspian and Mediterranean basins observed on the basis of the paleogeographic time slices demonstrates a complex temporal historical relationship of those basins.