

УДК 551.79:595.33(262.81)

РЕКОНСТРУКЦИЯ ПАЛЕООБСТАНОВКИ В ГОЛОЦЕНЕ НА СЕВЕРНОМ ШЕЛЬФЕ КАСПИЙСКОГО МОРЯ ПО ОСТРАКОДАМ

© 2018 г. М. П. Чеховская¹, М. А. Зенина¹, А. Г. Матуль¹,
А. Ю. Степанова², А. З. Раковски³¹Институт океанологии им. П. П. Ширшова РАН, Москва, Россия
e-mail: mjach47@mail.ru²Палеонтологический институт РАН, Москва, Россия³Университет Христиана Альберта, Киль, Германия

Поступила в редакцию 17.02.2016 г.

Полученные нами данные по литологии, распределению остракод и фораминифер, позволили восстановить ход трансгрессивно-регрессивных изменений на мелководье шельфа Северного Каспия в голоцене. Современная и новокаспийская микрофауна шельфа состоит в основном из вида остракод *Cyprideis torosa* и фораминифер *Ammonia beccarii*, которые характеризуют условия динамичного мелководья. Новокаспийские осадки станции ГС 194-08-01 с глубины 7.5 м и ГС 194-08-14 с глубины 10.3 м образовывались в более мелководных и распресненных условиях, чем современные. В разрезах установлены мангышлакские, новокаспийские и современные осадки шельфа Северного Каспия. Возраст границы мангышлакских и новокаспийских отложений в районе исследования составляет около 10 550 календарных лет назад (к.л.н.).

DOI: 10.7868/S0030157418010094

ВВЕДЕНИЕ

Четвертичная история природной системы Каспийского моря и его побережий определялась трансгрессивно-регрессивными фазами разной амплитуды и продолжительности [6, 11–14, 19]. Опубликованы реконструкции высокого разрешения по изменениям палеоусловий и уровня бассейна в позднем плейстоцене и голоцене на основе радиоуглеродного датирования, геоморфологических, литологических и микропалеонтологических данных, полученных на восточном [6] и юго-восточном побережьях [28, 32], в глубоководных районах Среднего и Южного Каспия [31], в дельте Волги [35] и на северном мелководье [18]. Так, исследования в береговой зоне Дагестана у пос. Турали показали, что в позднем голоцене происходили неоднократные колебания уровня моря: от высокого стояния 2600 и 300 к.л.н. до низкого стояния около 900 к.л.н. с амплитудой около 30 м [30]. В настоящее время поверхность Каспия ниже глобального уровня Мирового океана на 26.5 м [33]. Кратковременные непериодические колебания $\pm 2-3$ м на разных участках берегов могут вызываться сгонно-нагонными явлениями [4]. Панин др. [10] характеризуют Каспийское море как закрытый бассейн с собственным режимом изменения водного уровня, которому свойственны значительные вековые, межгодовые и сезонные колебания. Так, высокая отметка -22.5 м

абсолютной высоты береговой линии от уровня океана (абс.) наблюдалась в начале XIX в., низкая -28.7 м абс. — в 1977 г. По данным Арпэ и др. [21], последние 150 лет уровень Каспия варьирует между -25 и -29 м абс. Как долговременные (в масштабе тысячелетий), так и кратковременные (в масштабе столетий и десятилетий) изменения уровня Каспия имеют значительную амплитуду и могут оказывать сильное влияние на экосистемы у побережий и в открытом море. Мы представляем результаты анализа распределения остракод и фораминифер из двух разрезов позднечетвертичных осадков с шельфа Северного Каспия. Они позволяют восстановить предположительные изменения уровня моря и солености в сопоставлении с имеющимися опубликованными реконструкциями палеоусловий. Кроме того, дополнительно рассмотрен видовой состав и экологическая приуроченность остракод в ранее изученной колонке [18], затем сделано уточнение палеореконструкций по этой колонке.

РАЙОН И МАТЕРИАЛ ИССЛЕДОВАНИЯ

Рельеф дна Северного Каспия представляет собой мелководную слабоволнистую аккумулятивную равнину с банками и островами, а также котловинами и бороздинами — подводными ложбинами стока речных вод Волги и Урала. Средняя

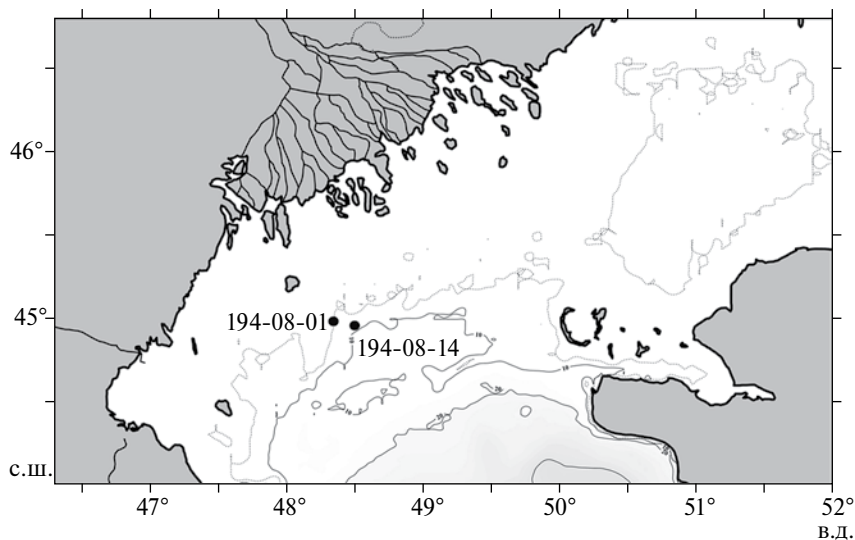


Рис. 1. Карта станций.

глубина северной части моря составляет 5–6 м, а максимальные глубины 15–20 м расположены на границе со средней частью моря. Около 80% от общего прихода пресной воды поставляет речной сток Волги. Соленость меняется от 3‰ и меньше вблизи устья Волги до 13.5‰ у бровки шельфа.

Колонки донных осадков отобраны на мелководье шельфовой равнины Северного Каспия у авандельты р. Волги (рис. 1) в рамках Программы Института океанологии им. П. П. Ширшова РАН “Система Каспийского моря”. В работе проанализированы новые данные по литологии, распределению остракод и фораминифер в разрезе колонки ГС194-08-14 (44°59'331" с.ш., 48°36'510" в.д., глубина моря 10.3 м, длина колонки 320 см, изучено 67 проб), а также ранее опубликованные данные [18] по колонке ГС194-08-01 (45°00'063" с.ш., 48°28'859" в.д., глубина 7.5 м, длина колонки 422 см, изучено 72 пробы). Для колонки ГС194-08-01 имеются две AMS-датировки абсолютного возраста: 9720 ± 55 ¹⁴C лет назад (л.н.) или 10 553 к.л.н. из слоя 226–227 см и 8640 ± 50 ¹⁴C л.н. или 9 253 к.л.н. из слоя 112–114 см; пересчет в календарный возраст сделан компьютерной программой CalPal <http://www.calpal-online.de> с учетом резервуарного эффекта (400 лет) из базы данных Marine Reservoir Correction Database <http://radiocarbon.pa.qub.ac.uk/marine>. Образцы мощностью 1–2 см отобраны через каждые 3–5 см, осадок промывался через сито 0.05 мм, фауна просчитана для фракции больше 0.125 мм. На рисунках 2–4 даны соотношения весовых частей фракций осадка, общая численность остракод и фораминифер, количественное соотношение видов остракод. Описания литологии по горизонтам колонок приводятся далее в тексте.

Микрофауна на шельфе Северного Каспия

В мелководных современных и голоценовых морских осадках шельфа Северного Каспия микрофауна большей частью представлена видом остракод *Cyprideis torosa* (Jones) и бентосных фораминифер *Ammonia beccarii* (Linne), которые встречаются в больших количествах. В изученных колонках найдены следующие виды остракод, изображения которых представлены в фототаблицах 1–3 этой статьи и фототаблицах 1–2 в статье Чеховской и др. [18]. При определении видов использовались СЭМ фотографии голотипов, хранящихся во ВНИГРИ. В список входят большое количество видов, которые были отмечены Найдиной [9] в ходе исследования ныне живущей фауны остракод шельфа Северного Каспия.

Cyprideis torosa (Jones, 1850)

Amnocythere cymbula (Livental, 1929)

Amnocythere reticulata (Schornikov, 1966)

Amnocythere longa (Negadaev, 1955)

Amnocythere martha (Livental in Agalarova et al., 1940)

Amnocythere resupina (Stepanaitys in Mandelstam et al., 1962)

Amnocythere volgensis (Negadaev, 1957)

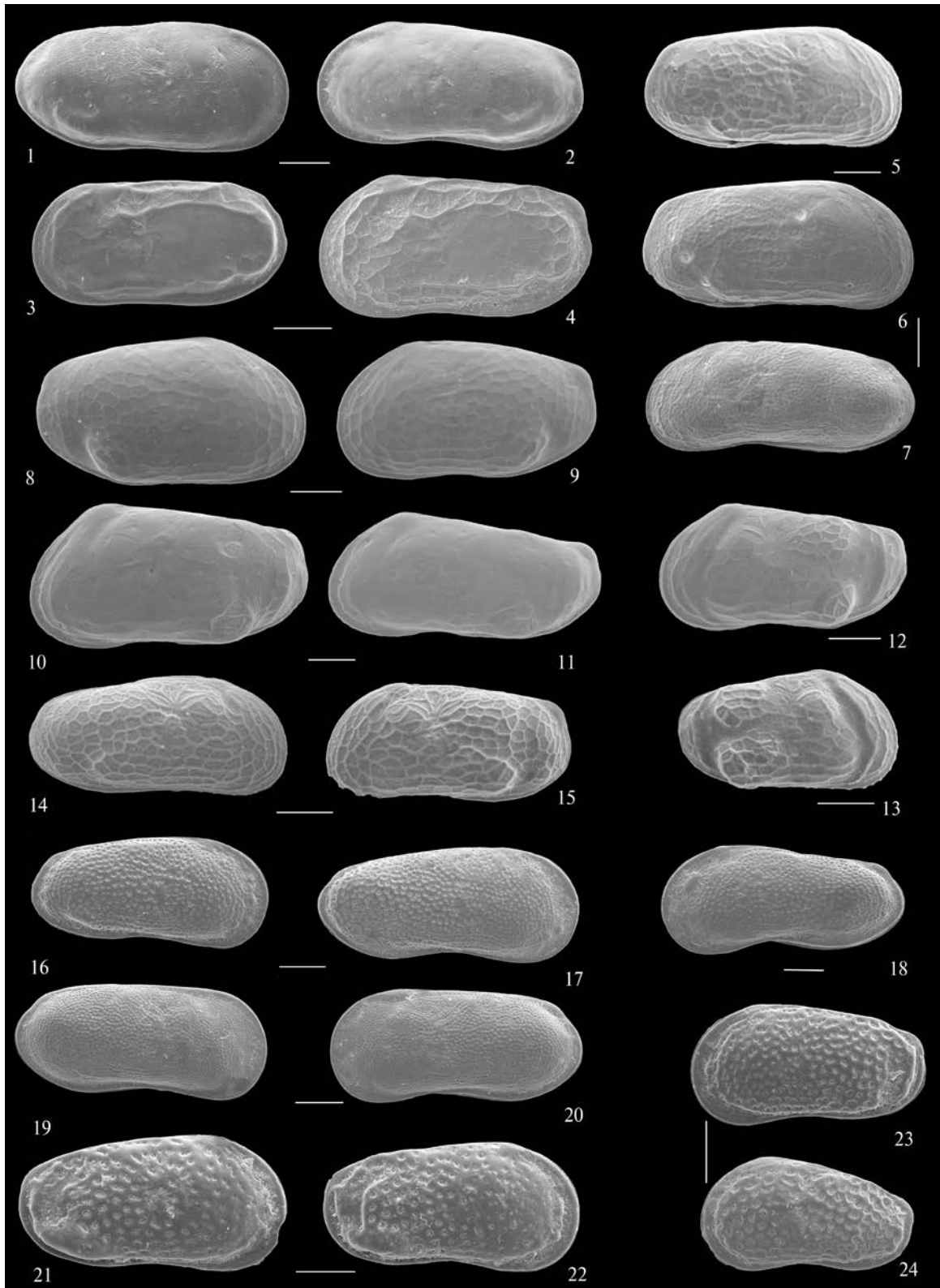
Amnocythere? quinquetuberculata (Schweyer, 1949)

Amnocythere striatocostata (Schweyer, 1949)

Amnocythere stepanaitysae (Schneider, 1962)

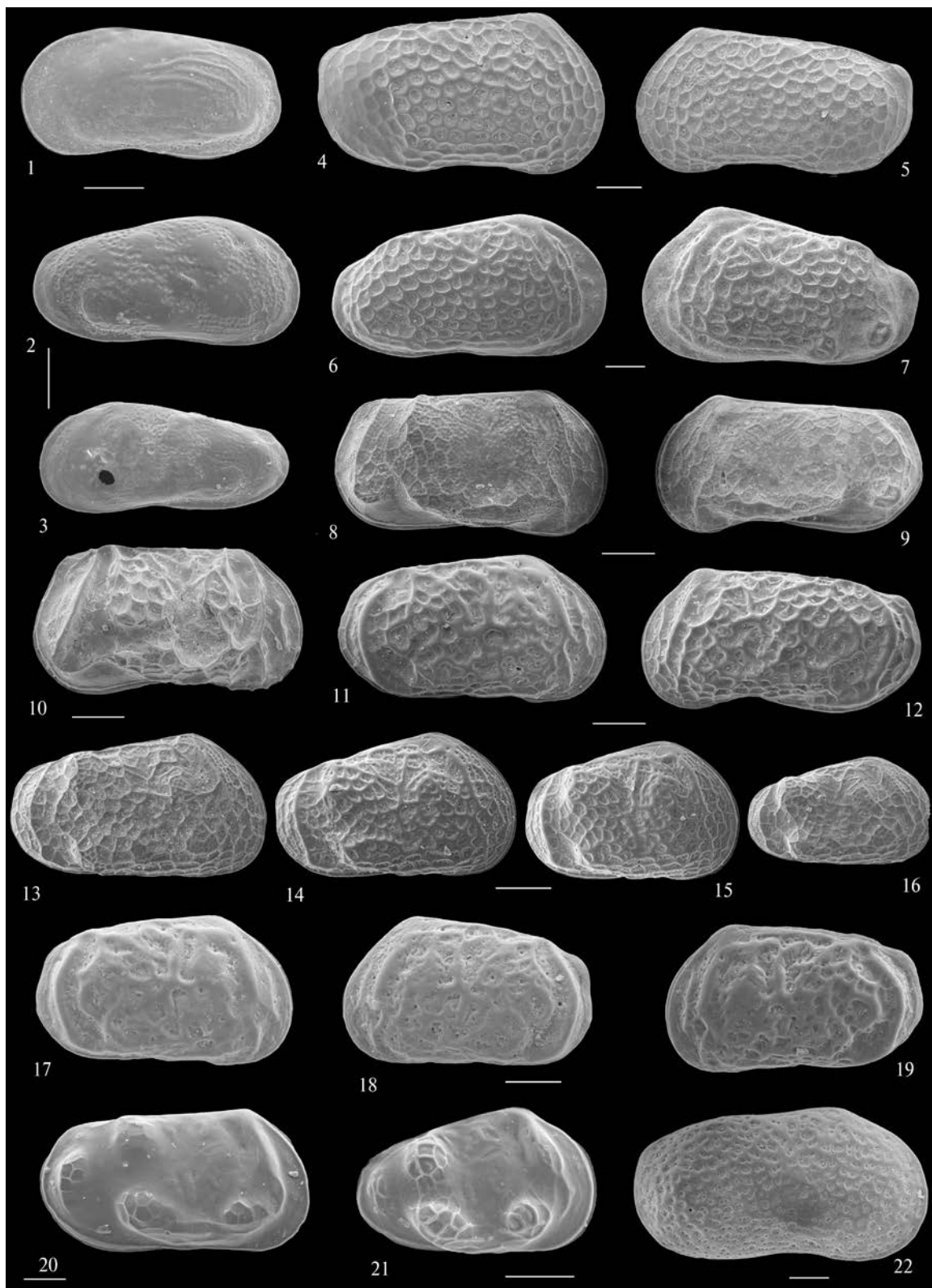
Amnocythere gracilloides (Schornikov, 1964)

Amnocythere pirsagatica (Livental in Agalarova et al., 1940)

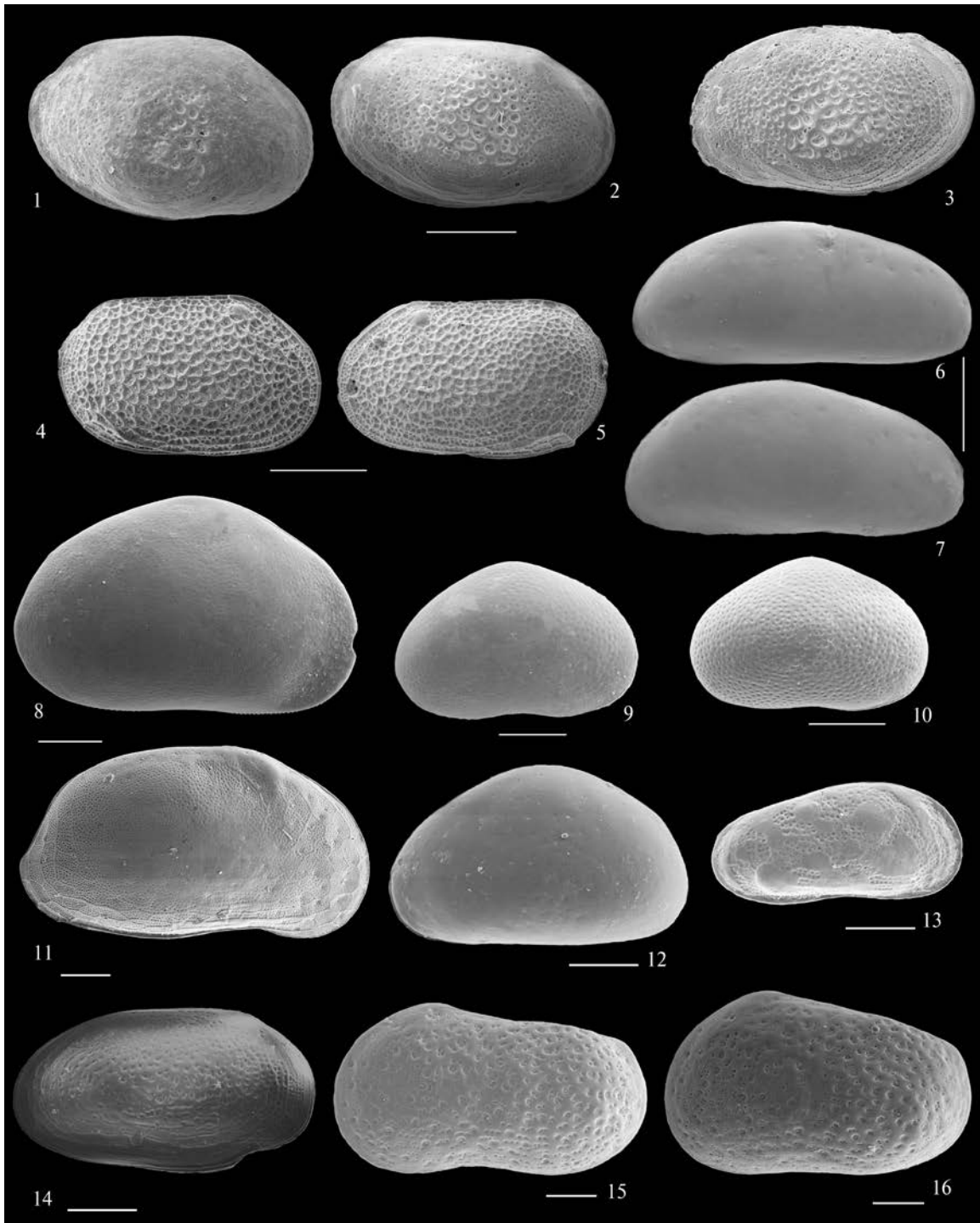


Фототаблица 1. Условные обозначения к таблицам RV – правая створка, LV – левая створка; f – самка; m – самец; Ad – взрослая возрастная стадия; juv – ранние возрастные стадии.

1,2 – *Amnicythere cymbula* (Livental, 1929), RVf и LVm; 3,4 – *Amnicythere caspia* (Livental, 1938), LVm и LVf; 5, 6, 7 – *Amnicythere reticulata* (Schornikov, 1966), RVf, RVf и LVm; 8,9 – *Amnicythere pirsagatica* (Livental in Agalarova et al., 1940), RVf и LVf; 10–13 – *Amnicythere longa* (Negadaev, 1975), LVf, LVm, LVA-1, RVA-3; 14–15 – *A. reticulata*, RVA-1 и LVA-1; 16–18 – *Amnicythere stepanaitysae* (Schneider, 1962), RVAd, RVAd и LVAd; 19–20 – *Amnicythere* sp. 1, RVf и LVf; 21–24 – *Euxinocythere relicta* (Schornikov, 1964), RVf, RVf, LVf, LVA-1. Линейка 100 мкм.



Фототаблица 2. 1 – *Amnicythere striatocostata* (Schweyer, 1949), LVf; 2,3 – *Amnicythere gracilloides* (Schornikov, 1964), RVf и LVm; 4,5 – *Amnicythere martha* (Livental in Agalarova et al., 1940), RVf и LVm; 6,7 – *Amnicythere volgensis* (Negadaev, 1957), RVf и LVm; 8,9 – *Euxinocythere tumuli* (Aslanova in Mandelstam et al., 1962), RVf и LVm; 10 – *Euxinocythere baquana* (Livental, 1938), RVf; 11–16 – *Euxinocythere bosqueti* (Livental, 1929), RVf и LVm, RVjv (13–16); 17–19 – *Euxinocythere virgata* (Schneider, 1962), RVf и LVf, LVm; 20–21 – *Amnicythere? quinquetuberculata* (Schweyer, 1949), RVAd, RVjuv; 22 – *Cryptocyprideis* sp. RVAd. Линейка 100 μ m.



Фотогалаблиця 3. 1 – *Loxocaspia sublepada* (Stancheva, 1989), RVf; 2–3 – *Loxocaspia lepida* (Stepanaitys, 1962), RVm и LVm; 4–5 – *Loxocaspia unguis* (Stepanaitys, 1962), RVf и LVf; 6–7 – *Cytherois?* sp., RVAd и RVAd; 8–10 – *Cypridopsis* spp., RVAd, RVjuv, RV juv; 11 – *Tyrrhenocythere amnicola donetziensis* (Dubowsky, 1926), RvAd; 12 – *Xestoleberis chanakovi* Livalent in Schweyer, 1949, LVA-1; 13 – *Amnicythere gracilloides* (Schornikov, 1964), RVf, 14 – *Scalaconcha edita* (Schneider, 1962), LVm, RVf; 15–16 – *Cryptocyprideis* sp., LVA-1 и LVA-3? Линейка 1–5; 8–10, 16 – 200 μm ; 6–7, 11–15 – 100 μm .

Amnicythere caspia (Livental, 1938)
Euxinocythere relictata (Schornikov, 1964)
Euxinocythere baquana (Livental, 1938)
Euxinocythere tumuli (Aslanova in Mandelstam et al., 1962)
Euxinocythere virgata (Schneider, 1962)
Euxinocythere bosqueti (Livental, 1929)
Loxocaspia gibboides (Livental in Schweyer, 1949)
Loxocaspia lepida (Stepanaitys, 1962)
Loxocaspia sublepida (Stancheva, 1989)
Loxocaspia immodulata (Stepanaitys, 1958)
Scalaconcha edita (Schneider, 1962)
Loxocaspia unguis (Stepanaitys, 1962)
Xestoleberis chanakovi (Livental in Schweyer, 1949)
Hemicytheria? azerbaijanica (Livental in Agalarova et al., 1940)
Tyrrhenocythere amnicola donetziensis (Dubowsky, 1926)
Cryptocyprideis sp.
Darvinula stevensoni (Brady et Robertson, 1870)
Cypridopsis vidua (Muller, 1776)
Limnocythere inopinata (Baird, 1850)
Candoninae spp.
Graviacypris elongata (Schweyer, 1949)
Ilyocypris bradyi (Sars, 1928)
Cryptocyprideis bogatschovi (Livental, 1929)
Eucythere? naphscholana (Livental, 1929)
Bacunella dorsoarcuata (Zalanyi, 1929)
Caspiolla acronasuta (Livental, 1929)

Для восстановления позднечетвертичных палеоусловий на северном шельфе Каспийского моря мы использовали характеристики нескольких видов из приведенного списка, экология которых была ранее подробно описана.

C. torosa: чрезвычайно эвригалинный вид, обладает высоким потенциалом выживаемости. Он встречается в мелководных бассейнах с неустойчивым солевым режимом, пресных и солоноватоводных, вплоть до гипергалинных с соленостью от 0.5 до 150‰, в условиях почти полного обмеления и опреснения, на различных биотопах [16, 20, 25, 36]. В Каспийском море вид обитает на глубинах не более 50–60 м [23, 24]. В слабосоленых водах (2–10‰), где морские виды не выживают из-за низкой солености, а пресноводные — из-за слишком высокой, *C. torosa*, способный к сильной гипосмотической регуляции, встречается в очень больших количествах, составляя более 67–90%

ассоциации и образуя так называемую “торозную фауну” [1, 20]. При обмелении Аральского моря и увеличении солености с 9 до 30‰ из 11 видов остракод выжил только *C. torosa* [22]. В северной приустьевой части Каспийского моря с ее неустойчивым гидрологическим режимом *C. torosa* достигает высокой численности, в Среднем и Южном Каспии распространен только в опресненных и наиболее прибрежных участках моря [3, 16]. В Северном Каспии такое развитие вида, возможно, также связано с обилием питания, т.к. зона смещения соленых и пресных вод наиболее продуктивна, богата зоопланктоном и фитопланктоном [5]. По мнению Шорникова [16], особенностью распространения *C. torosa* состоит в том, что, приобретая эвригалинность, вид оказался в очень выгодных условиях при заселении вод, сильно отличающихся от нормальных морских, но в результате утратил конкурентоспособность в водоемах, где более или менее полно представлена морская фауна. Так, у восточного побережья Среднего Каспия на ст. 406 (43.13° с.ш., 51.64° в.д., глубина 10 м) в поверхностном слое 0–2 см донных осадков при солености 12–13.5‰ этот вид не встречен, а 95% комплекса составляет вид *T. amnicola donetziensis* (Чеховская, неопубликованные данные).

T. amnicola donetziensis (*Cythereis pseudoconvexa*: Гофман, 1966, с. 66 нес. Livental 1938) [17]: в Северном Каспии распространен на глубине до 30 м, с соленостью от 4 до 13.25‰, преимущественно 12–13.25‰ [3].

D. stevensoni: мелководный, пресноводный вид, отличается повышенной толерантностью к температуре (10 до более 25 °С), предпочитает пресные, слабосоленоватые воды (0–6‰) [26, 36, 39]. В Северном Каспии вид отмечен на глубине до 6 м при солености от 2.5 до 7‰; обитает преимущественно на растительном субстрате [36], на дне озер, в малых непересыхающих водоемах [2], в Каспийском море — на илистых биотопах, на песках и мелких ракушняхках [3].

Вид *A. cymbula* Шорников [15] описывает в авандельте Дона и опресненной части Таганрогского залива в зоне илистых песков и илов на глубине 1–5 м. Вид встречен в каналах, соединяющих лагуну Пахлави (Иран) с Каспийским морем при солености 4–6‰ [27, 40].

Пресноводные и слабосоленоватоводные формы представлены видами, условия обитания которых описаны Бронштейном [2]. *I. bradyi* предпочитает лужи, старицы, ключи, из которых он выносится в реки. *L. inopinata* живет в пресноводных и солоноватоводных водоемах. Местообитания *C. vidua* — растительный субстрат, водоросли [38].

E. naphscholana, *C. acronasuta*, *C. bogatschovi*, *B. dorsoarcuata* в Каспийском море описаны как

глубоководные (более 50 м) солоноватоводные стеногалинные виды [3].

Вид бентосных фораминифер *A. beccarii*: форма под этим названием, по данным Гофман [3], может встречаться в Каспийском море до глубины 50 м (крайне редко), с наибольшей численностью до глубины 10 м при солёности воды от 1.5 в Северном и до 12‰ в Среднем и Южном Каспии. Вид встречен также в большом количестве и доминирует в Южном Каспии на глубине 5–20 м при солёности около 10‰ [37]. Замечена высокая приспособляемость этого космополитного вида. Во фьорде Киля (юго-запад Балтийского моря) только этот вид из-за высокого потенциала выживаемости обитает в условиях обильного поступления органических веществ и металлов [34].

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Колонка ГС 194-08-01 (рис. 2). Данные по литологии и распределению остракод в разрезе колонки ГС 194-08-01 подробно проанализированы в опубликованной авторами статье [18]. Исследования по органическому и карбонатному углероду в осадках этой колонки [7] и две датировки абсолютного возраста подтвердили наши палеогеографические построения, касающиеся верхней части разреза 0–227 см. Интерпретация возраста и условий накопления нижней части разреза 227–422 см потребовали уточнения, и мы вернулись к обсуждению полученных ранее результатов.

Осадки нижней части разреза 227–422 см – хорошо отсортированный мелкозернистый песок. Ранее на основании присутствия в заметном количестве, до 30%, глубоководных, в основном обитающих глубже 50 м, типичных стеногалинных (11.5–13.5‰) видов *E. naphaticholana*, *B. dorsoarcuata* и *C. bogatschovi*, мы отнесли этот интервал ко времени позднехвалынской трансгрессии. Резкие изменения в распределении остракод и моллюсков (Т. А. Янина, личное сообщение) на уровне 227 см с возрастом не более 10 553 к.л.н. объясняли сменой позднехвалынской фауны на новокаспийскую. В таком случае граница соответствовала перерыву в осадконакоплении во время мангышлакской регрессии, когда уровень моря падал до –50...–70 м абс. [6, 11].

Дальнейшее изучение материала, включая современную экологию остракод, показало, что происхождение и возраст толщи 227–422 см можно отнести ко времени мангышлакской регрессии. На аллохтонный характер фауны указывает крайне низкая численность остракод – единицы экземпляров, что на два–три порядка меньше, чем в вышележащей толще. Раковины остракод часто имеют стертую скульптуру (следы переноса), в том числе

и у встреченных здесь стеногалинных форм, отсутствуют ювенильные формы вида *C. torosa*. Значительное видовое разнообразие составлено экологически несовместимыми видами. Постоянное одновременное присутствие в нижней части разреза в сравнимых долях морских стеногалинных глубоководных видов и типичных пресноводных остракод предполагает переотложение тех и/или других. Глубоководные стеногалинные формы остракод, возможно, вымывались из позднехвалынских отложений, которыми сложена Прикаспийская низменность [8]. Из моллюсков здесь встречены только окатанные обломки раковин рода *Monodacna*, типичных для позднехвалынских отложений, которые могут быть также вымыты из этих осадков. Т. А. Янина (личное сообщение) не исключает как позднехвалынский, так и мангышлакский возраст этой однородной, хорошо отсортированной толщи песков без целых раковин моллюсков. Изотопный состав органического углерода в интервале 230–422 см наследует изотопный состав органического углерода выветривающихся позднехвалынских отложений [6], и этот интервал может относиться к мангышлакской регрессивной серии.

На осушенном шельфе, как установлено исследованиями Свиточа [12, 14], происходило накопление разнообразных субаэральных осадков, преимущественно эоловых мелкозернистых песков, а также аллювиальных алевроитов, пойменных и озерных глин с множеством снесенных обломков и целых раковин.

Исследование микрофоссилий из отложений дельты Волги показывает, что 11 500–8900 к.л.н. при низком стоянии уровня Каспия существовали эрозионные каналы через дюны (бэровские бугры) и озера, затем уровень медленно поднимался [35]. В протоках в мангышлакских осадках содержалось большое количество переработанных микрофоссилий, которые могли быть вынесены в район современного шельфа.

Интервал 128–227 см (возраст 112–227 см, 9253–10 553 к.л.н.) характеризует активное осадконакопление, средняя скорость около 106 см/1000 лет, осадки – песок разнозернистый с большим количеством детрита, целых раковин моллюсков. Это время начала новокаспийской трансгрессии, происходит активное заселение шельфа видом *C. torosa*, увеличение его численности. Пики численности приходятся на самое начало новокаспийского времени, 10 553 к.л.н., происходит заметное повышение уровня моря. Вид *A. beccarii* встречен здесь только в единичных экземплярах. Абсолютное преобладание вида *C. torosa* (около 100%) и присутствие обитающего в Каспии на глубине до 6 м *D. stevensoni* при солёности от 2.5 до 7‰ предполагают слабосоленоводные условия динамического

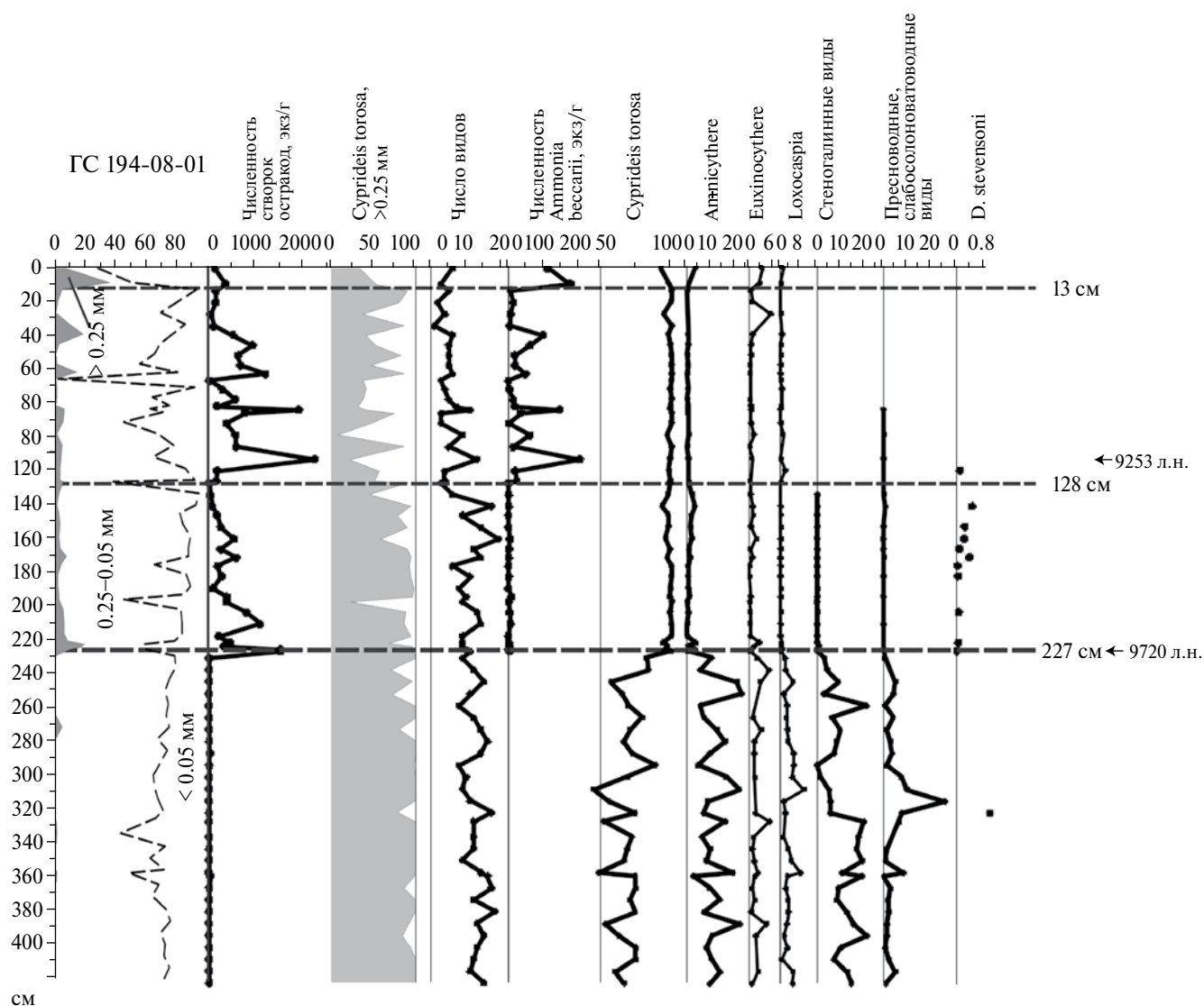


Рис. 2. Распределение процентного содержания весовых частей фракций осадка, численности остракод, числа видов остракод, численность *A. beccarii*, содержание отдельных родов и видов остракод (%), в разрезе ст. ГС 194-08-01.

мелководья, времени затопления шельфа. Это более мелководные, чем современные и вышележащие осадки (13–128 см). Встреченные здесь единичные, 0.05–1.59%, глубоководные стеногалинные *E. naphhtatscholana*, *C. acronasuta*, *C. bogatschovi*, *V. dorsoarcuata*, как и очень редкие пресноводные формы, скорее всего, принесены с суши. После регрессии поднятие уровня моря и затопление шельфа характеризуются осаждением грубого материала и обилием фауны остракод – начальная стадия трансгрессии, 10 553 к.л.н. (слой 227 см). Возраст близок с установленным для этого события в береговой зоне Южного Каспия, 9717–10 640 к.л.н. [32]. Лерой и др. [31] предположили, что в первое тысячелетие голоцена (после перерыва) происходило сильное распреснение и уровень моря мог быть выше, чем в позднехвалынское время.

В сухопутном разрезе ТМ (разрез мощностью 27,7 м получен на юго-восточном побережье Каспийского моря на 2 м над современным уровнем моря) отложения начала голоцена (7200–10 600 к.л.н.) также характеризуют наибольший уровень моря [28]. По данным полученным по разрезу ст. ГС 194-08-01, в это время (10 553 к.л.н.) глубина и соленость были меньше или близки современной.

Во время образования новокаспийских осадков (интервал 13–128 см), существовали, как и в настоящее время (интервал 0–13 см), многочисленные моновидовые поселения *C. torosa* (98–100%), сопровождаемые видом бентосных фораминифер *A. beccarii*. Распределение остракод и фораминифер в интервале 0–227 см предполагает, что условия осадконакопления в это время были близки современным – мелководные морские. Средняя

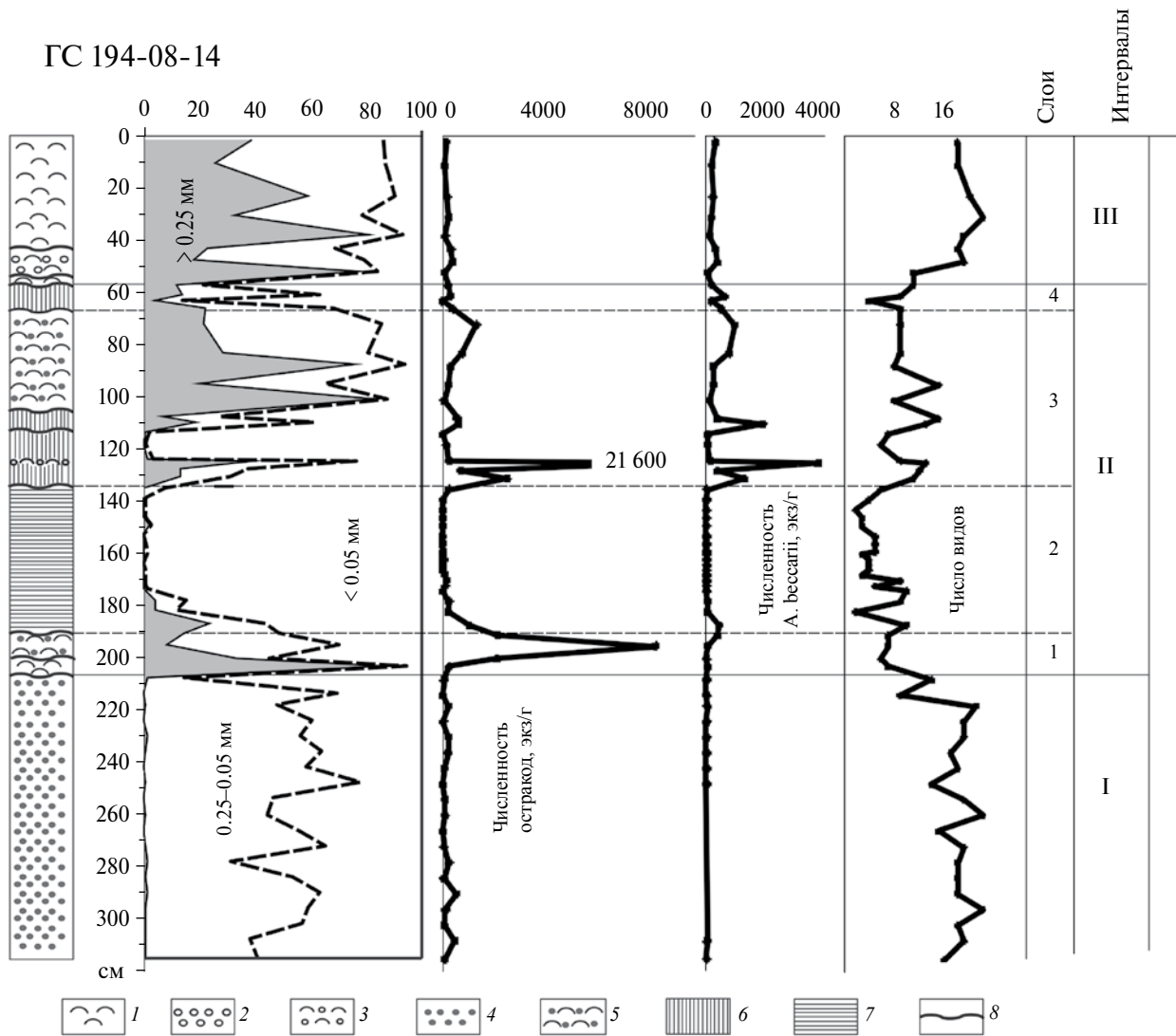


Рис. 3. Осадки и процентное содержание весовых частей фракций осадков, распределение численности остракод, числа видов и вида фораминифер *A. beccarii*, ст. ГС 194–08–14.

1 – ракушняк; 2 – песок алевритовый биогенный; 3 – то же, что 2, обогащенный крупным детритом; 4 – песок терригенный; 5 – то же, что 4, обогащенный раковинным детритом; 6 – глина мягкая, вязкая; 7 – глина уплотненная; 8 – граница резкая, неровная.

скорость накопления верхнего интервала 0–114 см на порядок ниже верхнего, около 13 см/1000 лет. Заметные колебания содержания весовых частей фракций осадка, раковинного детрита и целых раковин моллюсков [18] и скоростей осадконакопления связаны с тем, что периоды интенсивного накопления сменялись перерывами и размывом в связи с колебанием уровня моря, в том числе возможно проявление здесь низкого стояния уровня во время дербентской регрессии. Как установлено [29], в позднем голоцене амплитуда колебания уровня от высокого стояния 2300–2700 к.л.н., до –22 м абс. до низкого 300 к.л.н. до около –40 м абс. составляла более 25 м.

Колонка ГС 194-08-14 (рис. 3, 4). По распределению микрофауны выделен ряд интервалов

и слоев осадков. Границы между выделенными интервалами и слоями с заметно меняющейся литологией и фауной четкие, неровные и предполагают резкую смену придонной обстановки, перерывы и размыв осадков (рис. 3, 4).

В интервале I, 206–320 см, в однородных плотных песках численность остракод колеблется от первых десятков до 500 экз/г. Ассоциация остракод состоит в основном из *C. torosa*, присутствуют, до 20%, *A. cymbula*, *A. pirsagatica*. Отмечается наличие в единицах процентов видов *T. amnicola donetziensis*, *L. immodulata*, *A. martha*, *A.? quinquetuberculata*, *E. baquana*, *E. virgata* и *D. stvensoni*. Эпизодически присутствуют единичные раковины *A. beccarii*. По всему интервалу обнаружены единичные преотложенные глубоководные стеногалинные

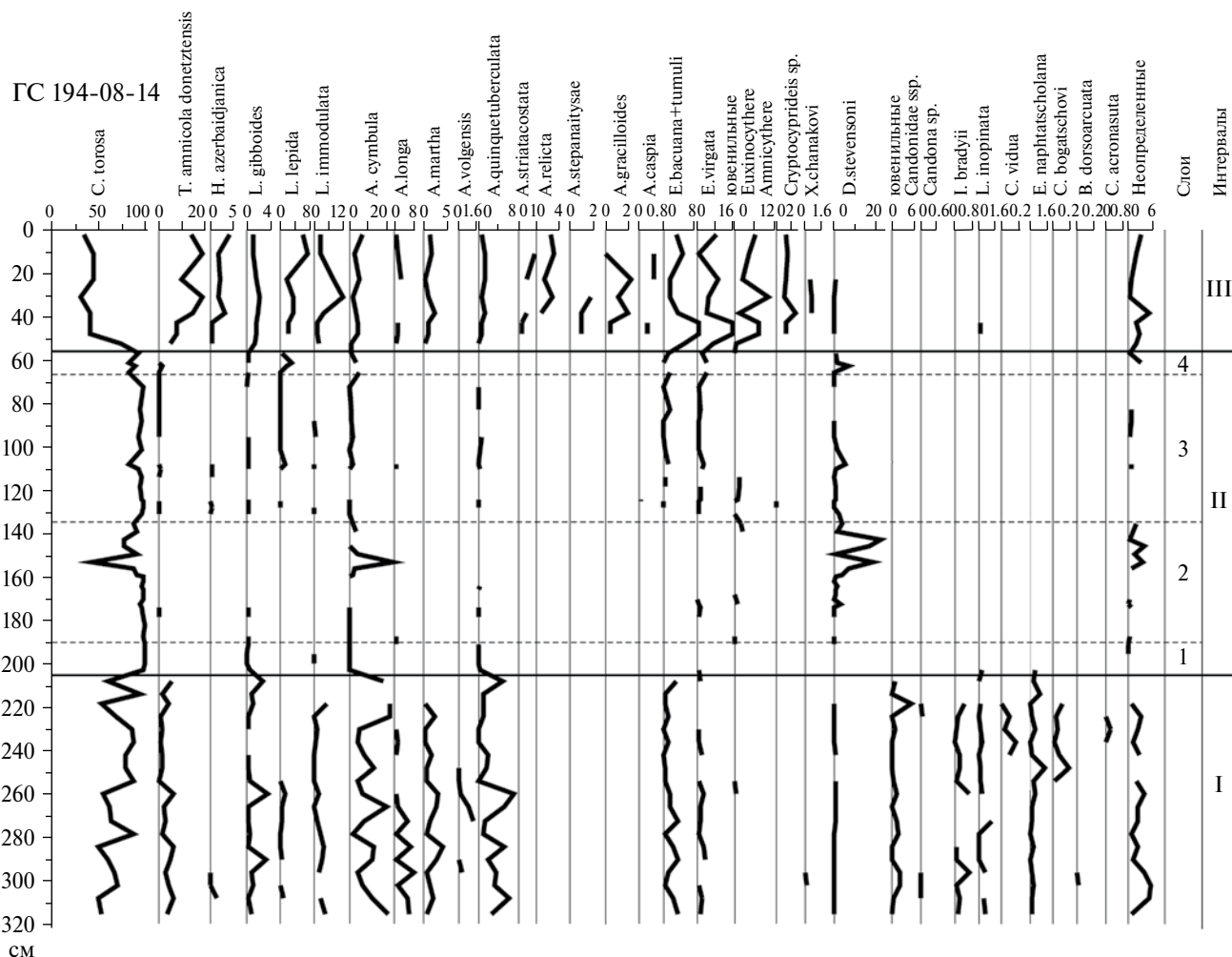


Рис. 4. Содержание видов остракод в разрезе ст. ГС 194-08-14.

E. naphhtatscholana, *C. acronasuta*, *C. bogatschovi*, *B. dorsoarcuata*. Также найдены пресноводные и слабосоленоводные формы *I. bradyi*, *C. vidua*, *D. stevensoni*, предпочитающие растительный субстрат, береговые заросли, малые непересыхающие водоемы [2, 36, 38].

Ассоциация остракод из интервала I указывает на более мелководные и опресненные (соленость около или менее 5‰) условия, чем в настоящее время. Эту часть разреза колонки ГС 194-08-14 можно сопоставить по фауне со слоем 128–227 см разреза колонки ГС 194-08-01 с возрастом 10 553–9253 к.л.н. Осадки данного интервала образовывались в условиях периодического затопления и осушения шельфа, миграции береговой зоны, образования опресненных водотоков и лагун.

В интервале II, 54–206 см, выделены слои: 1) 190–206 см, 2) 134–190 см, 3) 67–134 см, 4) 56–67 см.

Слой 1, 190–206 см, представлен снизу ракушняком, а выше 200 см – крупнозернистым песком

со значительной примесью раковинного детрита, встречаются также целые раковины двустворчатых моллюсков. Численность остракод – от нескольких сотен до 8500 экз./г; это фактически моновидовая “торозная” ассоциация с содержанием *C. torosa* около 99%; содержится много раковин фораминифер *A. beccarii*. Фауна мелководная, похожа на современную ассоциацию в осадках северного шельфа [3] и в поверхностной пробе колонки ГС 194-08-01 [18]. Видимо, во время накопления слоя 1 глубина моря составляла 3–6 м, а соленость была в пределах 5–8‰; высокая численность остракод возможно связана с обильным поступлением питательных веществ.

Слой 2, 134–190 см, составляет серая уплотненная глина, в которой весовая часть фракции менее 0.05 мм достигает 98%; в основании на уровне 186–190 см глина обогащена раковинным детритом и песком. На уровне 135–154 см во фракции более 0.05 мм присутствуют, вместе с остракодами, только мелкие створки раковин моллюсков и темно-коричневые растительные фрагменты. Общее число

остракод варьирует от сотен в верхней и нижней частях слоя от единиц на 1 г осадка в середине; в основном это ранние возрастные стадии *C. torosa*, численность *A. beccarii* – от менее 1 до около 20 экз/г. Этот слой отличается высоким содержанием *D. stvensoni* (до 20%) и гладких *Amnicythere* (до 24%), представленных преимущественно мелкими тонкостенными экземплярами.

Угнетенный облик фауны горизонта 135–154 см, скорее всего, обязан бассейну со слабосоленоватоводными условиями застойного мелководья. При обмелении часть видов выжили в новых условиях, но не могли развиваться. Присутствие в осадках горизонта следов гидротроиллита также предполагает условия водоема, где затруднена циркуляция и есть недостаток кислорода. Очень тонкий субаэральный осадок образовывался при отсутствии выноса речной терригенных частиц, в том числе, и питательных веществ. Здесь не найдены ни стеногалинные виды позднехвалынского осадков, ни пресноводные формы. Можно предположить условия временного отступления моря. Такие тонкие глинистые отложения могли образовываться в понижениях, непроточных озерах, ильменах между бэровскими буграми [13]. Подобные периоды новокаспийского моря с образованием лагун описаны в разрезах у пос. Турали в Дагестане [30].

Слой 3, 67–134 см сложен глиной с прослоями песка и раковинного детрита с резкими неровными границами. Слой отличается от моновидовой “торозной” толщи заметным присутствием гладких *Amnicythere* и типично мелководного вида *D. stvensoni*.

В нижней части слоя 3 на уровне 124–125 см в прослое алевритистого песка с раковинным детритом отмечена максимальная в разрезе численность *C. torosa* – до 21 600 экз./г и *A. beccarii* до 4000 экз/г. Видимо, этот прослой аналогичен слою 1, 190–206 см, и формировался в мелководных морских условиях с периодическими колебаниями глубины и солености, близких к тем, что в настоящее время существуют в районе колонки ГС194–08–01.

Слой 4, 56–67 см, представлен мягкой темно-зеленовато-серой глиной, содержит много растительных остатков коричневого цвета. В “торозной” ассоциации заметно присутствие *D. stvensoni* (более 7%). В прослое 63–64 см встречено всего четыре вида, много мелких раковин *A. beccarii*, которых больше, чем створок остракод. Облик ассоциации в этом прослое близок к таковому в горизонте 134–154 см и соответствует условиям опресненного и слабосоленоватоводного мелководья с предполагаемой глубиной менее 5 м.

В целом, ассоциация остракод интервала II отражает колебания условий от морских мелководных солоноватоводных с глубинами около 5–7 м,

до пресноводных-слабосоленоватоводных замкнутого непроточного бассейна-ильмена.

Интервал III, 0–56 см, сложен рыхлым серым ракушняком (детрит и целые створки) с переменным содержанием биогенного псаммитово-алевритового материала. По всему интервалу ассоциация подобна существующей на поверхности дна: богатое видовое разнообразие (около 20 видов в пробе), самое большое содержание “неторозной” фауны – 60–70%, а концентрация вида *T. amnicola donetziensis* составляет около 20%. Остракоды указывают на типично морские, наиболее глубоководные для изученного разреза условия, которые были подобны современным с глубиной около 10 м при солености более 9‰.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Полученные данные позволили провести биостратиграфическое расчленение осадков и представить изменение условий их образования. В исследованных разрезах представлены мангышлакские, новокаспийские и современные отложения шельфа Северного Каспия.

В мангышлакское время на осушенном шельфе накапливались однородные осадки с минимальными концентрациями аллохтонной хвалынской фауны остракод и окатанных обломков моллюсков. Вероятный возраст границы мангышлакских и новокаспийских отложений в районе исследования составляет около 10 550 к.л.н. Эти данные совпадают с установленным возрастом начала трансгрессии, около 10 590 к.л.н., для юго-восточного Иранского побережья Каспия [28], и для Среднего и Южного Каспия начало высокого положения уровня моря с раннего голоцена 10 550 к.л.н. [31].

Современная и новокаспийская микрофауна шельфа представлена в основном видом остракод *C. torosa* и фораминифер *A. beccarii*, которые характеризуют условия динамичного мелководья; их массовое развитие, вероятно, связано также с обильным поступлением органических веществ и высокой местной продуктивностью района. Новокаспийские осадки в районе изученных колонок, в целом, образовывались в более мелководных и распресненных условиях, чем современные. Прослеживается высокая динамика в изменениях экологической обстановки. Затопление шельфа при подъеме уровня моря в начале новокаспийского времени в дальнейшем сменилось колебаниями условий от морских до пресноводных и слабосоленоватоводных, вплоть до образования непроточного бассейна. Последний этап осадконакопления представляет собой довольно устойчивую обстановку, сходную с современной по глубине моря и соленостью.

Работа выполнена в рамках государственного задания ИО РАН № 0149-2014-0027 при частичной поддержке по Программе фундаментальных исследований Президиума РАН № I-43П. Особую благодарность приносим Т. В. Дмитриевой, заведующей Лабораторией микропалеонтологии ВНИГРИ, и В. В. Быстровой, заведующей музеем этого учреждения, за предоставленную возможность работать с хранящимися там коллекциями остракод.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Аладин Н.В., Бумер И.А.* Литологический и микропалеонтологический анализ донных осадков с предварительным определением палеогалинности Аральского моря // Тр. Зоологического института РАН. 1993. Т. 250. С. 6–19.
2. *Бронштейн З.С.* Фауна СССР. Ракообразные. Ostracoda пресных вод. Изд-во АН СССР, 1947. Т. II. Вып. 1. 339 с.
3. *Гофман Е.Ф.* Экология современных и новокаспийских остракод Каспийского моря. М.: Наука, 1966. 184 с.
4. *Добровольский А.Д., Залогин Б.С.* Моря СССР. М.: Изд-во МГУ, 1982. 192 с.
5. *Зенкевич Л.А.* Биология морей СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 739 с.
6. *Карпычев Ю.А.* Трансгрессивно-регрессивные стадии Каспийского моря за последние 20 тыс. лет по ^{14}C датировкам прибрежных и донных отложений // Океанология. 2005. Т. 45. № 3. С. 447–457.
7. *Леин А.Ю., Русанов И.И., Кравчишина М.Д., Иванов М.В.* О генезисе органического и карбонатного углерода в осадках Северного и Среднего Каспия (по изотопным данным) // Литология и полезные ископаемые. 2012. № 4. С. 319–332.
8. *Леонтьев О.К., Маев Е.Г., Рычагов Г.И.* Геоморфология берегов и дна Каспийского моря. М.: Изд-во МГУ, 1977. 210 с.
9. *Найдина Н.Н.* Состав и распределение остракод Северного Каспия // Комплексные исследования Каспийского моря. М.: Изд-во МГУ, 1970. Вып. 1. С. 212–223.
10. *Панин Г.Н., Мамедов Р.М., Митрофанов И.В.* Современное состояние Каспийского моря. М.: Наука, 2005. 356 с.
11. *Рычагов Г.И.* Плейстоценовая история Каспийского моря. М.: Изд-во МГУ, 1997. 268 с.
12. *Свиточ А.А.* Регрессивная ритмика на шельфе позднеплейстоценового Каспия (систематика и развитие) // Материалы XVIII Международной научной конференции (Школы) по морской геологии. М.: ГЕОС, 2009. Т. 3. С. 341–345.
13. *Свиточ А.А.* Голоценовая история Каспийского моря и других окраинных бассейнов Европейской России: сравнительный анализ // Вестник МГУ. 2011. Сер. 5. № 2. С. 28–38.
14. *Свиточ А.А.* Шельф Каспийского моря в регрессивные эпохи плейстоцена // Океанология. 2012. Т. 52. № 4. С. 561–575.
15. *Шорников Е.И.* Leptocythere (Crustacea, Ostracoda) Азово-Черноморского бассейна // Зоологический журнал. 1966. Т. XLV. Вып. 1. С. 32–48.
16. *Шорников Е.И.* Остракоды Аральского моря // Зоологический журнал. 1973. Т. 52. Вып. 9. С. 1304–1313.
17. *Шорников Е.И.* Tyrrhenocythere amnicola (Crustacea) – политипический вид остракод в Кайнозойе Юга СССР // Биостратиграфия антропогена и неогена Юго-Запада СССР. Кишинев, 1977. С. 107–122.
18. *Чеховская М.П., Степанова А.Ю., Хусид Т.А. и др.* Позднеплейстоценовые–голоценовые комплексы остракод шельфовой равнины Северного Каспия // Океанология. 2014. Т. 54. № 2. С. 233–242.
19. *Янина Т.А.* Неоплейстоцен Понто-Каспия: биостратиграфия, палеогеография, корреляция. М.: Изд-во МГУ, географический факультет, 2012. 264 с.
20. *Aladin N. V.* Salinity tolerance, morphology and physiology of the osmoregulation organs in Ostracoda with special reference to Ostracoda from the Aral Sea // Ostracoda in the Earth and Life Sciences. A. Balkema, Rotterdam, 1993. P. 387–404.
21. *Arpe K., Leroy S.A.G., Wetterhall F. et al.* Prediction of the Caspian Sea level using ECMWF seasonal forecast and reanalysis // Theor Appl Climatol. 2014. V. 117. P. 41–60.
22. *Boomer I., Watley R., Aladin N. I.* Aral Sea Ostracoda as environmental indicators // Lethaia. 1996. V. 29. P. 163–170.
23. *Boomer I., von Grafenstein U., Guichard F., Bieda S.* Modern and Holocene sublittoral ostracod assemblages (Crustacea) from the Caspian Sea: a unique brackish, deep-water environment // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2005. V. 225. P. 173–186.
24. *Boomer I.* Ostracoda as indicator of climatic and human-influenced changes in the late Quaternary of the Ponto-Caspian Region (Aral, Caspian and Black Seas) // Developments in Quaternary Science. 2012. V. 17. P. 205–215.
25. *Frenzel P., Boomer I.* The use of ostracods from marginal-marine, brackish waters as bioindicators of modern and Quaternary environmental change // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2005. V. 225(1–4). P. 68–92.

26. *Gandolfi A., Todeschi E.B.A., Van Doninck K. et al.* Salinity tolerance of *Darwinula stevensoni* (Ostracoda) // *Italian Journal of Zoology*. 2001. V. 68. P. 61–67.
27. *Gliozzi E.* A late Messinian brackish water ostracod fauna of Paratethyan aspect from Le Vicenne Basin (Abruzzi, central Apennines, Italy) // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 1999. V. 151. P. 191–208.
28. *Kakroodi A.A., Leroy S.A.G., Kroonenberg S.B. et al.* Late Pleistocene and Holocene sea-level change and coastal paleoenvironment evolution along the Iranian Caspian shore // *Marine Geology*. 2015. № 316. P. 111–125.
29. *Kroonenberg S.B., Alieva E., De Batist M., Hoogendoorn R.M. et al.* Pleistocene connection and Holocene separation of the Caspian and Black Seas: Data from the Morden Kura Delta, Azerbaijan // *Search and Discover* Article #50393. 2011.
30. *Kroonenberg S.B., Kasimov N.S., Gorbunov A.K. et al.* Dating Caspian sea-level change // *IGCP 481 Project Dating Caspian Sea Level Change*. 2007. P. 1–49.
31. *Leroy S.A.G., Lopes-Merio L., Tudryn A. et al.* Late Pleistocene and Holocene palaeoenvironments in and around the middle Caspian basin as reconstructed from a deep-sea core // *Quaternary Science Reviews*. 2014. P. 1–20.
32. *Leroy S.A.C., Kakroodi A.A., Kroonenberg S.B. et al.* Holocene vegetation history and sea level changes in the SE corner of the Caspian Sea: relevance to SW Asia climate // *Quat. Sci. Rev.* 2013. V. 70. P. 28–47.
33. *Naderi Beni A., Lahijani Hak, Mousavi Harami R. et al.* Caspian Sea level changes during the last millennium: Historical and geological evidences from the south Caspian Sea // *Climate of the Past*. 2013. V. 9(4). P. 1645–1665.
34. *Nikulina A., Polovodova I., Schönfeld J.* Foraminiferal response to environmental changes in Kiel Fjord SW Baltic Sea // *Earth 3*. 2008. P. 37–49.
35. *Richards K., Bolikhovskaya N.S., Hoogendoorn R.M. et al.* Reconstructions of deltic environments from Holocene palynological records in the Volga delta, northern Caspian Sea // *The Holocene*. 2014. V. 24. № 10. P. 1226–1252.
36. *Ruiz F., Abad M., Bodergat A.M. et al.* Freshwater ostracods as environmental tracers // *Int. J. Environ. Sci. Technol.* 2013. DOI 10.1007/s13762-013-0249-5
37. *Sadough M., Ghane.F, Manouchehri H. et al.* Identification and Abundance of Benthic Foraminifera in the Sediments from Fereidoonkenar to Babolsar of Southern Caspian Sea // *Turkish Journal of Fisheries and Aquatic Sciences*. 2013. V. 13. P. 79–86.
38. *Saldarriaga A.T., Martínez J. I.* Ecology of non-marine ostracoda from La Fe reservoin (EL Retiro, Antioquia) and there potential application in paleoenvironmental studies // *Rev. Acad.Col.Cienc.* 2010. V. 34. № 132. P. 397–409.
39. *Van Doninck K., Schön I., Maes F. et al.* Ecological strategies in the ancient asexual animal group Darwinulidae (Crustacea, Ostracoda) // *Freshwater Biology*. 2003. V. 48. P. 1285–1294.
40. *Yassini I., Ghahremann A.* Re. capitulation de la distribution des Ostracodes et des Foraminifères du Lagon de Pahlavi, Province de Gilan // *Iran du Nord. Rev. Micropaleontol.* 1976. V. 19. № 3. P. 172–190.

Reconstruction Environmental Changes in the North Caspian Sea Shelf During the Holocene by Ostracoda

M. P. Chekhovskaya, M. A. Zenina, A. G. Matul, A. Yu. Stepanova, Z. Rakowski

Here we reconstructed the North Caspian sea shelf transgressive-regressive events using ostracoda, foraminifera and lithologic records obtained from the core section GS 194-08-01 and GS 194-08-14 from 7,5 m and 10,3 m water depth correspondingly. Modern and Novocaspian faunas are comprised of abundant monospecific faunas of Ostracoda (*Cyprideis torosa*) and foraminifera (*Ammonia beccarii*). Caspian sea-level rise started after the Mangyshlak lowstand at around 10 550 cal yr BP. The biofacies changed from Mangyshlak subaral to the Novocaspian shallow marine sediments and subsequently to the lagoonal and to modern marine environmental.