

ОБЗОРЫ

УДК 911.2:551.89(262.81)

**ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ БАСЕЙНА КАСПИЙСКОГО МОРЯ
В ПЛЕЙСТОЦЕНЕ И ГОЛОЦЕНЕ И СОВРЕМЕННЫЕ
КОЛЕБАНИЯ УРОВНЯ (В ПРЕДЕЛАХ РОССИИ)**¹Волкова Т.А., ²Антипцева Ю.О., ²Мищенко А.А.¹ФГБУН Институт океанологии им. П.П. Ширшова Российской академии наук, Москва;²ФГБОУ ВО «Кубанский государственный университет», Краснодар,e-mail: mist-next4@inbox.ru, geomorpho@rambler.ru

В данной статье рассматриваются особенности истории развития Каспийского реликтового водоема в плейстоценовую и современную эпоху, а также проведен анализ связей с группой закономерностей и процессов, влияющих на положение береговой линии и площадь Каспия. Кроме того, исследуется влияние текущих природных условий и антропогенного фактора на современное колебание уровня водоема. В результате исследования было установлено, что развитие южных внутренних морей на разных этапах позднего плейстоцена и голоцена отличалось от развития морей, сообщающихся с Мировым океаном. Система внутриконтинентальных водоемов – Каспийского, Азово-Черноморского и Средиземного – эволюционировала взаимосвязанно. В ходе трансгрессионно-регрессионных циклов произошло несколько смен колебаний уровня и площади Каспия. Поздний голоцен – эпоха обретения бассейном Каспийского моря современного облика. Нынешний уровень и положение береговой линии Каспийского моря, помимо глобальных закономерностей, определяются интенсивным антропогенным вмешательством в прибрежные природные комплексы. Свидетельствами особенностей, качественных отличий и количественных параметров бассейнов Каспия являются серия морских террас, комплексы древних береговых форм рельефа. Уровень Каспия испытывает закономерные колебания, которые с некоторой условностью можно считать периодическими («всплески» трансгрессий и регрессий в данном случае – экстремумы, которые осложняются небольшими осцилляциями). Перспективы дальнейшей разработки темы зависят от решения ряда задач. Так, определяющую роль играют палинологические, палеогеографические, биостратиграфические исследования, геофизические методы, глубинное бурение, методы абсолютных датировок. При проведении исследования использовался ряд собственно-географических методов исследования: литолого-палеогеографический, палинологический, геоморфологический методы, а также общенаучные методы анализа, описания и сравнения.

Ключевые слова: Каспийское море, плейстоцен, голоцен, трансгрессия, регрессия, климат, оледенение, межледниковье, морские террасы

**HISTORY OF THE CASPIAN SEA BASIN EVOLUTION IN THE PLEISTOCENE
AND HOLOCENE AND CURRENT LEVEL OSCILLATIONS (WITHIN RUSSIA)**¹Volkova T.A., ²Antiptseva Yu.O., ²Mishchenko A.A.¹Institute of Oceanology named after P.P. Shirshov Russian Academy of Sciences, Moscow;²Kuban State University, Krasnodar, e-mail: mist-next4@inbox.ru, geomorpho@rambler.ru

This article examines the features of the history of the development of the Caspian relict reservoir in the Pleistocene and modern epochs, and also analyzes the relationship with a group of patterns and processes that affect the position of the coastline and the area of the Caspian. In addition, the role of the current natural conditions and the anthropogenic factor on the current fluctuation of the water level is investigated. As a result of the study, it was found that the development of the southern inland seas at different stages of the Late Pleistocene and Holocene differed from the seas communicating with the World Ocean. The system of inland water bodies – the Caspian, Azov-Black Sea and Mediterranean – has evolved interconnected. In the course of transgression-regression cycles, there were several changes in the level and area of the Caspian Sea. Late Holocene – the era of the acquisition of a modern appearance by the Caspian Sea basin. The current level and position of the coastline of the Caspian Sea, in addition to global patterns, are determined by intensive anthropogenic interference in coastal natural complexes. A series of sea terraces, complexes of ancient coastal landforms are evidence of the features, qualitative differences and quantitative parameters of the Caspian basins. The level of the Caspian Sea experiences regular fluctuations, which, with some convention, can be considered periodic («bursts») of transgressions and regressions in this case are extremes, which are complicated by small oscillations. Prospects for further development of the topic depend on the solution of a number of problems. Thus, palynological, paleogeographic, biostratigraphic studies, geophysical methods, deep drilling, and methods of absolute dating play a decisive role. During the study, a number of geographic research methods were used: lithological-paleogeographic, palynological, geomorphological methods, as well as general scientific methods of analysis, description and comparison.

Keywords: Caspian Sea, pleistocene, holocene, transgression, regression, climate, glaciation, interglacial, sea terraces

Палеогеографические исследования Каспия имеют большое значение для детального восстановления и изучения событий минувших геологических эпох как таковых, для мониторинга современной уровенной

поверхности водоема, решения актуальных проблем рационального природопользования в пределах береговой зоны и морского дна, успешного ведения различных видов хозяйственной деятельности.

Цели исследования – прослеживание истории развития Каспийского реликтового водоема в плейстоценовую и современную эпоху, анализ связей с группой закономерностей и процессов, влияющих на положение береговой линии и площадь Каспия, выявление роли текущих природных условий и антропогенного фактора на современное колебание уровня водоема.

Материалы и методы исследования

Результаты региональных палеогеографических исследований района побережья Каспийского моря в пределах России нашли отражение в работах А.Л. Чепалыги [1, 2]. Труды Г.И. Рычагова [3, 4] и П.В. Федорова [5] использовались для анализа наиболее поздних этапов развития котловины Каспия. Представляют интерес работы, посвященные динамике древнего климата [6, 7]. Также в настоящей работе использованы труды, посвященные эволюции водоема [8–10]. В исследованиях А.А. Свиточа [11, 12] освещена палеогеографическая реконструкция изменений бассейна с применением фациального анализа отложений. А.А. Свиточ и иные также уделяют большое внимание связям с соседними бассейнами [13–15]. Работы И.И. Спасской, В.И. Астахова, Т.А. Яниной позволяют установить корреляцию циклов оледенений и межледниковий с трансгрессивно-регрессивными явлениями [16–18]. Т.А. Янина устанавливает пути миграций фаунистических сообществ Понто-Каспия [19]. В исследованиях С.А. Гусейновой, А.С. Абдусаматова дается оценка современным климатическим, гидрологическим и геологическим условиям, техногенному фактору, определяющим уровень положение Каспия сегодня [20]. В.В. Ковалевым высказывается предположение о зависимости уровня моря от солнечной активности [21]. К.М. Петров и иные по изменению положения растительных ассоциаций (и в целом структуры геосистем) в береговой зоне отслеживают осцилляции современного Каспия [22]. В сравнительном аспекте интересен также опыт иностранных исследований [23], где с помощью ГИС-технологий выявляется связь современных геоэкологических процессов с колебаниями уровня моря. Непосредственно авторами данной статьи издан ряд трудов по данной тематике [24–26]. Также ими опубликована работа, посвященная общим вопросам берегового ландшафтоведения [27].

При проведении исследования использовались литолого-палеогеографический,

палинологический, геоморфологический методы, а также общенаучные методы анализа, описания и сравнения.

Результаты исследования и их обсуждение

Существовавший в палеогене – начале неогена палеоокеан Паратетис распался на несколько остаточных водоемов Каспийского, Азово-Черноморского и Средиземного морей, периодически сообщавшихся друг с другом. Четвертичный период является важным этапом развития этих бассейнов, поскольку именно тогда водоемы приобрели современные очертания [9]. Следует, однако, подчеркнуть, что особенности развития и характер котловин Каспийского и Черного морей позволяют отнести их к разным типам водоемов: каспийский – реликтовый от неогеновых бассейнов, утративший связь с ними в плейстоцене, характеризуется сложными и резкими колебаниями уровня, обусловленными климато-гидрологической ситуацией. Данному типу присущи значительные пространства затопления слабосолеными водами, разнящимися по минералогическому составу с водой океанической. Это единственный водоем из системы южных морей с быстро эволюционирующей малакофауной (дидакны).

Черноморский (понтийский) тип представляет собой полузакрытый бассейн сложного развития от замкнутого пресноводного до полуизолированного с изменчивой соленостью (5–30‰) [6].

И.И. Спасская и иные [16] в плейстоценовой истории развития южных морей отмечают три крупных этапа: самый ранний и длительный охватывает эоплейстоцен и начало раннего плейстоцена с общей тенденцией к похолоданию; второй, соответствующий раннему и среднему плейстоцену, с сохранением тенденций к похолоданию, и последний, продолжительностью примерно 150 тыс. лет, протекавший во время последнего крупного климатического макроцикла (межледниковье – оледенение) и в начале нового макроцикла – голоцена.

На изменение уровня южных морей основное влияние оказывал климато-гидрологический фактор. Он же определил одновременное развитие бакинской, древнеэвксинской и древнехазарской трансгрессий Понто-Каспия.

Общеизвестно, что Каспийское море – самый большой по площади замкнутый водоем мира. Его площадь – 386,4 тыс. км², объем вод – 78,5 тыс. км³, наибольшая глу-

бина – 1025 м. Уровень моря в настоящее время на 28 м ниже уровня океана [7]. Главными орографическими единицами побережья являются: на севере – Прикаспийская низменность, на западе – горы Восточного Предкавказья и Большого Кавказа с узкой прибрежной низменностью. Рельеф дна представляют: обширный шельф Северного Каспия с батиметрией до 20 м, ограниченный на юге Мангышлакским порогом, Среднекаспийская впадина глубиной до 800 м со спокойным рельефом дна, ограниченная на юге крупным поднятием – Апшеронским порогом. В Среднекаспийской и Южнокаспийской впадинах шельф представляет собой узкую полосу наклонной равнины (до 50 км), простирающуюся до глубинной отметки 100 м. В рельефе материковой отмели представлены реликтовые аккумулятивные и абразионные формы – древние береговые линии, связанные с регрессивными этапами развития Каспия в плейстоцене и голоцене, когда часть шельфа и даже весь шельф осушались и в их пределах формировалась континентальная обстановка. Изменения уровня Каспия в четвертичный период отразились на характере донных осадков, крупность и сортировка которых переходят от песчано-ракушечных и крупнообломочных осадков в прибрежной зоне до преимущественно илистых или алевритово-илистых фракций на больших глубинах.

Данные для реконструкции истории развития Каспия были получены при изучении древних морских террас, широко распространенных на побережье, и анализе отложений естественных обнажений и образцов бурения. Серия террас является доказательством произошедших в четвертичный период трансгрессий, которые чередовались с фазами отступления.

Относительно Каспийского моря в настоящее время существует представление о четырех главных этапах четвертичной истории: бакинском, хазарском, хвалынском и послехвалынском (новокаспийском). Доказательствами регрессивных стадий, разделявших трансгрессивные, являются стратиграфические несогласия, переслаивание морских и прибрежно-морских осадков с континентальными, врезание овражно-балочной сети, выраженные затопленные следы прежних уровней [7].

В течение почти всего квартала Каспий стока не имел. В трансгрессии уровень разнился с современным на 50 м, в регрессии он падал более чем на 50 м. Размах колебаний, соответственно, составлял более 100 м [8].

Эволюция Понто-Каспия сопряжена с глобальными климатическими изменениями, трансгрессивно-регрессивными явлениями в Мировом океане, эпохами ледниковой и межледниковой Русской равнины и горных территорий [18]. Последний макроклиматический цикл (130–10 тыс. лет назад) включает межледниковую (микулинскую) и двухстадийную ледниковую (валдайскую) эпохи позднего плейстоцена. Основная причина перемен уровней Каспия и Понта заключалась в глобальных климатических изменениях. Локально на эволюцию бассейнов влияли ледниково-межледниковые события. Так, холодные трансгрессии совпадают со стадиями. Уровненные отметки Каспия и Понта зависели от высоты Маныча и Босфора [8]. Теплые трансгрессии Каспия увязываются с фазами похолодания и увлажнения межледниковой, Понта – трансгрессии океана в межстадиалы. Отступление ледников закономерно влекло повышение уровня и его осцилляции.

В позднем плейстоцене, в эпоху микулинского межстадиала, Каспий регрессировал, в Понте же, наоборот, происходила крупная карангатская трансгрессия, причиной которой явился межледниковый подъем уровня Мирового океана. Последующая позднехазарская трансгрессия, сменившая регрессию Каспия, была двухстадийной. Оба водоема сообщались по долине Маныча [17].

Сравнительный анализ моллюсков Понта и Каспия позволил установить направление их миграций между ними в обе стороны по Манычскому проливу и, соответственно, связь между водоемами [24].

Проведенный Т.А. Яниной [19] биостратиграфический анализ малакофаунистических сообществ установил событийную последовательность колебаний уровней Каспия и Понта на протяжении всего плейстоцена.

П.А. Каплин и иные [6] указывают 9 трансгрессий южной группы морей, отличающихся продолжительностью, режимом, размахом, рангом колебаний.

В нижнем плейстоцене на Каспии завершилась апшеронская трансгрессия, в Понте начиналась чаудинская трансгрессия.

В начале плейстоцена получила развитие послеапшеронская регрессия (тюркянский, он же добакинский, бассейн). Его уровень располагался на отметках около –150 м н.у.м. По мнению А.А. Свиточа, эта четвертичная регрессия была наиболее глубокой и наиболее продолжительной –

около 100 тыс. лет. За это время на периферии бассейна выработалась обширная поверхность размыва, следы которой сохранились в современном рельефе дна моря и на шельфе. Тюркянский горизонт представлен древними аллювиальными отложениями Волги. Предполагается, что в конце эпохи береговая линия была выше и, возможно, достигала отметки 0 м абсолютной высоты [8].

О морских бассейнах раннего плейстоцена в Прикаспии и Причерноморье можно судить по отложениям бакинского горизонта. Начало среднего плейстоцена на Черном море ознаменовалось древнеэвксинской морской трансгрессией.

Бакинский этап включал две трансгрессии – ранне- и позднебакинскую, разделенные регрессивной фазой, размеры и значение которой оцениваются по-разному. Значительная мощность нижнебакинских отложений (около 500 м в депрессиях) свидетельствует о длительности накопления. П.В. Федоров [5] считает, что тюркянское и раннебакинское время в сумме охватывает около трети всего плейстоцена. В раннебакинское время уровень моря располагался несколько ниже нуля, в позднебакинское время – на уровне +10 м [7].

После незначительной регрессии наступила урунджикская трансгрессия, после которой снова произошла очередная довольно глубокая венедская регрессия и уровень моря упал до отметок –70...–80 м. Венедская регрессия явилась завершающим раннеплейстоценовым этапом эволюции Каспия [7]. Венедско-кривичский (сингильский) этап в начале среднего плейстоцена подразделяется на две регрессивные эпохи – венедскую и кривичскую, разделенные небольшой урунджикской трансгрессией. Соленость и температура воды были более высокими, чем сейчас [8].

Обширная и продолжительная среднеплейстоценовая раннехазарская трансгрессия (250–300 тыс. лет назад) оставила после себя серию террас, сохранившихся на высотах от 85 м до 170 м н.у.м. Она также имела несколько фаз. Уровень моря, по Г.И. Рычагову [3], располагался примерно на отметках +10 м. Сток происходил через Манычский порог в сторону черноморской котловины в древнеэвксинско-узунларский бассейн. Конец среднего плейстоцена совпал с регрессией, уровень установился ниже современного [7].

Раннехазарская (гюргянская) трансгрессия – другой значительный этап, не уступа-

ющий по размаху бакинской трансгрессии. Отложения широко развиты в понижениях рельефа. В предгорьях Кавказа нижнехазарские осадки слагают аккумулятивный чехол террас и представляют собой мелководные и прибрежно-мелководные фации песчаного, песчано-галечного и терригенно-карбонатного состава. Предположительно, показатель солености составлял около 14–15‰ [8].

Гюргяно-хвалынский (ательский) этап – длительная эпоха низкого уровня Каспия между раннехазарской и раннехвалынской трансгрессиями. Она также состоит из двух эпох падения уровня моря – черноморской и ательской, разделенных временем небольшого повышения – позднехазарской трансгрессией, когда уровень не превышал +10 м н.у.м. На протяжении ательской регрессии уровень моря опускался до отметки –50 м н.у.м. В сильно обмелевшем и сократившемся по площади Каспия почти вымерли существовавшие группы дидакн и сформировались представители хвалынской, менее солонолюбивой, фауны [8].

Начало позднеплейстоценового этапа связано с позднехазарской трансгрессией. Уровень моря тогда поднялся до абсолютных отметок 10–20 м. По П.В. Федорову [5], эта трансгрессия происходила в эпоху микулинского (рисс-вюрмского) межледниковья. Последовавшая после регрессии привела к осушению пространств Прикаспия и формированию осадков континентального типа, представленных аллювиальными и лессовидными суглинками (ательская свита). Считается, что уровень ательского бассейна достигал –50 м н.у.м. и ниже. С микулинским межледниковьем обычно сопоставляется уровень позднехазарской трансгрессии. Террасы некоторых рек Каспия относят к микулинскому межледниковью (шестая терраса р. Сулак). В позднем плейстоцене во время микулинского межледниковья в долине Маныча формируются карангатские морские отложения в основании разреза второй террасы высокого уровня. В Прикаспийской низменности и в береговых обрывах низовьев Волги к микулинскому времени относятся лиманные и морские верхнехазарские осадки [16].

Непродолжительное тектоническое поднятие небольшой амплитуды во время валдайской ледниковой эпохи вызвало регрессию позднехазарского бассейна, которое сменилось опусканием всей площади Прикаспийской низменности и развитием раннехвалынской трансгрессии Каспия,

в ходе которой уровень моря достигал отметок +50 м н.у.м. В последующую эпоху происходили постепенное отступление моря, осушение впадины, формирование широких надпойменных террас долины Волги, наращивание дельты вслед за отступанием береговой линии. Мелкие реки теряли связь с морем и заканчивались в замкнутых неглубоких впадинах или формировали субэвральные дельты [16].

Валдайская ледниковая эпоха Восточно-Европейской равнины отличалась на ранней стадии прохладностью и сухостью климата. Происходит ательская регрессия Каспия и посткарангатская – Понта.

В межстадиальную эпоху валдайского оледенения наблюдались смягчение климата Русской равнины, общее положительное уравнение водного баланса за счет увеличения стока и уменьшения испарения. На Каспии начинается раннехвалынская трансгрессия, Понту соответствует сурожский бассейн.

В поздневалдайскую стадию падение уровня Понта усилилось (новоэвксинский бассейн), Каспий же продолжал подниматься.

Эволюция раннехвалынского водоема прекратилась при похолодании с наиболее резкими для всего плейстоцена условиями климата. Доказано развитие на берегах бассейна криогенных процессов. Уровень закономерно снижался, достигнув Манычского порога, через который часть вод проникала в Понт. Новоэвксинский бассейн, принимая воды Каспия, развивался по каспийскому типу [17]. Третье, оно же последнее, знаковое повышение отметок Каспия (хвалынская трансгрессия) датируется второй половиной позднего плейстоцена. Соответствующие отложения распространены на современном побережье. Древние береговые линии окаймляют отложения реликтового бассейна.

В позднем плейстоцене зафиксирован последний значительный подъем уровня Каспия – хвалынская трансгрессия.

Береговые линии раннехвалынского моря отмечены на высотах 45–47; 30–32; 22–25 м н.у.м. Соленость была значительно выше, чем в современном Северном Каспии [8]. Отмечаются несколько стадийных береговых линий раннехвалынского бассейна, представленных террасами на абсолютных высотах 32–34, 20–22 и 12–14 м, изредка на высоте 8–9 м [5]. Береговая линия на отметках 20–22 м выражена наиболее отчетливо и имеет значительную

ширину террасы, что свидетельствует о длительном стоянии уровня моря. Возраст раннехвалынской трансгрессии составляет 35–65 тыс. лет и коррелирует с ранней (калининской) стадией валдайского оледенения. В течение раннехвалынского времени отмечается смена климатической обстановки: от прохладного влажного климата в начале трансгрессии до более засушливого в конце. Последовательный ряд понижающихся раннехвалынских террас свидетельствует о том, что после первой максимальной стадии (+50 м) море постепенно регрессировало [7]. В конце этого времени уровень моря понизился до отметок ниже современного уровня Каспия, и наступила енотаевская регрессия, уровень которой, по Рычагову [3], отмечается на –43...–45 м н.у.м.

Согласно классической точке зрения, хвалынские трансгрессии отвечают фазам развития ледниковых покровов: нижнехвалынская – ранневалдайскому, верхнехвалынская – поздневалдайскому. Но однозначного решения этого вопроса пока нет. Одним из наиболее характерных процессов эпохи было лессонакопление. В Северном Прикаспии отмечается островное развитие маломощного эолового материала, имевшего некоторые признаки облессования. Эти процессы распространились на осушенный шельф Черного и Азовского морей, где лессы данного возраста обнаружены при подводном бурении [16]. На Черном море в начале голоцена развивается межледниковая черноморская трансгрессия [17].

Позднехвалынская трансгрессия стала заключительным этапом, завершившим позднеплейстоценовую историю Каспия. Начало голоцена совпало с регрессией, которая начала развиваться во второй половине позднехвалынского этапа. Считается, что уровень регрессии составлял –70 м н.у.м. [7]. В раннем голоцене началась Новокаспийская регрессия (послехвалынский этап), продолжающаяся по сей день. Осадки современного возраста определяются наличием митилястера полосатого и абры овальной. В историческую и современную эпохи положение уровня Каспия неоднократно изменялось в пределах абсолютных отметок –18...–34 м при средних значениях –25...–30 м [8].

Итак, для Каспия в плейстоцене характерны несколько крупных трансгрессивно-регрессивных циклов. Урунджикская, позднехазарская и новокаспийская трансгрессии представляли собой довольно слабые положительные осцилляции [8].

По результатам проведенного анализа опубликованных материалов были выполнены палеогеографические реконструкции эволюции каспийских бассейнов в плейстоцене.

Позднехазарский бассейн (от 76 ± 4 до 114 ± 4 тыс. лет). Уровень моря достигал отметок современного уровня океана, т.е. превышал современный уровень на 27–28 м. Наиболее обширными площади затопления были в Северном Прикаспии и Кура-Араксинской низменности. Этот бассейн был больше современного Каспия. На затопленных пространствах накапливались пески, известняки-ракушечники, лиманные глины и алевроиты мощностью до 10 м. Поднятые террасы позднего хазара сохранились на отметках 80–85, 100–105 и 120–130 м [3]. Климат был теплым [5]. Преобладали аккумулятивные берега. Наблюдался сток по Манычской долине в карангатский бассейн. На пике карангатской трансгрессии воды из Черного моря через Манычский пролив проникали в западную часть позднехазарского бассейна [7].

Раннехвалынский бассейн отличался самой большой амплитудой изменения уровня и площадью акватории, занимавшей 950 тыс. км². Этот уровень считается катастрофическим, поскольку обширные территории были затоплены за короткое время (считая от предшествовавшего регрессивного уровня ательской регрессии –120...–140 м). По отношению к ней подъем уровня раннехвалынского бассейна составил 170–190 м, а площадь затопления достигла 750–800 тыс. км². Возраст раннехвалынской трансгрессии оценивается от 16–18 до 12–13 тыс. лет. Продолжительность трансгрессии составляла всего несколько тысяч лет, а ее максимальной фазы – еще меньше. Состав малакофауны позволяет утверждать, что соленость была ниже по сравнению с другими бассейнами древнего Каспия, а также с современным. В наибольшую фазу трансгрессии объем сброса каспийских вод через пролив мог достигать 20–40 тыс. м³/с. Температура воды бассейна изменялась с севера на юг от 4 °С до 16 °С, что объясняется большой его протяженностью и поступлением вод по долине Волги [7].

Позднехвалынская трансгрессия была значительно меньше раннехвалынской по высоте (около 0 м н.у.м.), и по амплитуде поднятия уровня по сравнению с предшествовавшей енотаевской регрессией. Возраст этого бассейна соотносится с концом позднего плейстоцена – ранним голоценом.

После енотаевской регрессии наступил значительный подъем уровня моря с амплитудой около 100 м. Это произошло примерно 14–9 тыс. лет назад [8]. Уровень моря установился около 0 м н.у.м. Наблюдалось несколько стадий позднехвалынской трансгрессии, оставивших террасы на абсолютных отметках –2, –11, –16...–17 м. Между этими стадиями море отступало до уровня, примерно соответствующего современному. Основной является наиболее высокая терраса, образовавшаяся во время продолжительной трансгрессивной фазы, когда уровень моря был вблизи нулевой отметки. Сток по долине Маныча даже при максимальной стадии отсутствовал. На побережье Каспия верхнехвалыньские слои представлены прибрежными и мелководными песками, известняками-ракушечниками, галечниками, местами алевроитами и глинами. Мощность их в среднем 3–5 м, мощность на дне – 2–3 м. Участки Северного Каспия были наиболее опреснены, соленость составляла 10–12 ‰. Температура воды также была близка к современной [7].

Следы древнего Мангышлакского моря отмечаются на современных глубинах 75–80 м, с которыми связаны мелководные прибрежные отложения в краевой зоне шельфа при глубинах моря 90–120 м. Наиболее низким уровнем мангышлакской регрессии был уровень примерно на 80 м ниже современного (около –110 м н.у.м.) Эта регрессия имела несколько стадий. Значительное падение уровня моря было связано с иссушением климата. Весь Северный Каспий представлял собой сушу. Соленость была невысокой и близкой к солености современного Северного Каспия по причине сместившегося в этот район стока Волги. Но в целом Мангышлакский бассейн отличался повышенной соленостью [7].

Завершающая новокаспийская трансгрессия также имела несколько стадий. Г.И. Рычагов [3] выделяет 5 стадий. Первая, произошедшая 9 тыс. лет назад, отмечена уровнем около –25 м, следующая (около 8 тыс. лет назад), максимальная, с уровнем –19...–20 м н.у.м. Установлена дербентская регрессия, предшествовавшая последнему трансгрессивному пику, датированная VIII–IX вв., когда уровень моря снижался до –32...–34 м. Во время других спадов уровень опускался примерно до современного его положения [2]. Наиболее опресненная акватория Северного Каспия была населена представителями пресноводных моллюсков. Соленость новокаспийского бассейна

была близка к современной, опресненные зоны с соленостью менее 10‰ примыкали к дельтам рек и прослеживались до устья Терека [7].

Особенности развития южных внутренних морей в плейстоцене и голоцене были обусловлены несколькими факторами. Одним из факторов – климат. Его влияние на бассейны проявляется как через эвстатические колебания уровня моря, так и через местные климатические условия, определяющие водный баланс водоемов. Эвстатические колебания уровня океана играли основную роль в экологическом состоянии бассейнов. Межледниковым эпохам соответствуют глобальные трансгрессии, а ледниковым эпохам – регрессии. В замкнутых бассейнах типа Каспия глобальные изменения климата сложно взаимодействовали с климатическими условиями водосборного бассейна и акватории, определяя основные черты водного баланса, площадь, уровень, соленость, а через соленость – состав биоценозов и структуру природных комплексов.

История внутренних морей характеризуется чередованием эпох относительно стабильного состояния с эпизодами изменений экологических условий и экосистем. Основными факторами здесь выступают уровень моря и связь с океаническими бассейнами. Колебания уровня были обусловлены глубинами соединительных проливов, наличием связи с океаном, соленостью, фауной, структурой биоценозов и др. Эти качественные смены экосистем, сопровождавшиеся сменой биоценозов, рассматриваются как свидетельства экологических кризисов. Наиболее важным фактором при этом является соленость, в связи с чем различают экологические кризисы осолонения и опреснения. Первые проявляются при резком увеличении солености, при этом менее соленые типы водоемов сокращаются в размерах и оттесняются в устья рек, эстуарии, лиманы. Опреснение же, наоборот, приводит к выравниванию экологических условий.

Существует гипотеза, объясняющая причины возникновения раннехвалынской трансгрессии, основанная на связи с эпохами экстремально высоких половодий и максимального речного стока, выявленных на основе изучения древних речных излучин в долинах рек Европы и Северной Америки. В эпоху 16–13 тыс. лет назад, во время существования раннехвалынского бассейна, годовой сток рек волжского бассейна (Оки, Камы) превышал современный

в 3–3,5 раза, а Волги достигал 585 км³, что выше современного более чем в 2 раза. Это могло повлечь аномально высокую позднехвалынскую трансгрессию. Сверхполоводья, по А.Л. Чепалыге, происходили в переходный период от оледенения к межледниковью, когда еще сохранялась многолетняя мерзлота и коэффициент стока достигал 0,9–0,95, но в условиях деградации ледников в Восточную Европу проникали влажные циклоны [2].

Особенности развития внутренних морей на разных этапах позднего плейстоцена и голоцена отличались от особенностей развития морей, имевших связь с океаном. Микулинское межледниковье в бассейнах, связанных с океаном, сопровождалось крупной трансгрессией, возможно, самой большой в плейстоцене. Прежде всего, она отразилась на уровне водоемов (в изолированных бассейнах типа Каспия фиксируется сравнительно высокий уровень у позднехвалынского бассейна, где он был на 13 м выше современного (–15 м н.у.м.), однако значительного площадного распространения эта трансгрессия не получила, что объясняется возрастанием испарения в условиях значительного потепления климата.

Максимальное похолодание 29–18 тыс. лет назад связано с самой крупной в верхнем плейстоцене регрессией вод Мирового океана и соединенных с ним водоемов. Падение уровня океана достигло значений 135 м и по-разному отразилось на состоянии акваторий. Черное море с мелководным проливом стало полупресноводным бассейном с односторонним сбросом в океан. Образовался своеобразный водоем – озеро-море – новоэвксинский бассейн. В конце верхнего плейстоцена сформировалась обширная система внутренних водоемов, где талые ледниковые воды были доминирующим типом питания. Каспийское море часть вод через систему Маньчско-Керченского пролива сбрасывало в Черное море, откуда через Босфор – в Мраморное море и через Дарданеллы – в Средиземное [7].

Раннехвалынское озеро-море при максимальном уровне +50 м н.у.м. занимало в Каспийской впадине площадь около 1 млн км², объем воды составлял 135 тыс. км³, а глубина – до 1100 м. Это был солоноватоводный проточный водоем. Между раннехвалынским бассейном и новоэвксинским полупресноводным черноморским бассейном в максимальную фазу валдайского оледенения существовал соединительный пролив (или система соединительных бассейнов) –

Маньчско-Керченский пролив общей длиной до 1000 км. Начинаясь он на юге Ергеней и проходил по Маньчской впадине тектонического происхождения, соответствующей грабеноподобной депрессии северо-западного простирания к югу от кряжа Карпинского. В настоящее время здесь расположены долины Восточного и Западного Маньч и озеро Маньч-Гудило. Далее пролив расширялся до 50–60 км и разделялся на ряд рукавов. Азовского моря не существовало, и по его осушенному дну происходил сброс каспийских вод в долину Керченского пролива и в Черное море. Это был один из длиннейших проливов мира в геологической истории, общая длина которого достигала 1000 км, ширина расширения – нескольких десятков километров, а в сужениях – нескольких километров. Одно из наиболее узких мест (не более 5 км) находилось в районе тектонического поднятия Зунда-Толга. Цоколь нижнехвалыньских отложений имеет отметку +20 м н.у.м., максимальный уровень +45...+48 н.у.м. Наибольшая глубина могла достигать 25–28 м, средняя – 15–20 м. Скорость течения предположительно менее 0,5 м/с, расходы воды могли достигать 20–40 тыс. м³/с [7].

В начале голоцена уровень океана значительно поднялся в морях, имеющих с ним двухстороннюю связь, повысились соленость и температура. Новозвксинский бассейн имел уровень –50...–60 м н.у.м., площадь – 360 тыс. км², объем пресных вод – около 535 тыс. км³. Однако эпизоды проникновения соленых вод и фауны носили кратковременный характер. Изолированные водоемы в начале голоцена были подвержены значительным колебаниям уровня и регрессиям: уровень Каспия упал до отметки –75 м, площадь сократилась, соленость повысилась – образовался мангышлакский регрессивный бассейн. Регрессия неизбежно была связана с повышением температуры в начале голоцена и возрастанием потерь воды на испарение [7].

Средний голоцен был временем максимального потепления климата и наивысшего уровня океана. Около 6 тыс. лет назад уровень воды достиг современного. В морях с устойчивой связью с океаном в это время отмечается наибольшая по площади фаза морской трансгрессии. Хотя уровень океана не имел максимального значения, площадь все же увеличивалась за счет крупной ингрессии в долины рек. Отмечается повышение температуры водных масс. Произошла активизация теплых течений.

В начале среднего голоцена формируется полуморской каламитский бассейн Черного моря. Изолированные бассейны достигли в это время максимального уровня (новохвалыньская трансгрессия), что связано с возрастанием количества осадков на всей площади водосбора. В позднем голоцене (около 3 тыс. лет назад и позднее) при общем усилении континентальности климата бассейны приобретают современный облик [25]. В середине позднего голоцена в Черном море отмечается повышение уровня на 1–2 м (нимфейская трансгрессия), однако площадное распространение трансгрессии было меньше, чем в среднем голоцене [7]. Прибрежные геосистемы Каспия также обретают современные черты, и уровень моря после уже не поднимается выше –20 м [20].

Современный уровень бассейна Каспия, помимо вышеизложенных глобальных закономерностей, определяется рядом условий и факторов, не имеющих принципиального значения, т.е. не оказывающих решающего влияния на отметки уровня. К таким относятся геолого-тектонические условия котловины: структурные особенности горных пород, колебательные, горизонтальные движения, сейсмические дислокации, разгрузка и инфлюация подземного стока. Влияние же климато-гидрологических условий – мезоклиматических особенностей, циркуляционных процессов атмосферы, величин речного стока (и уравнение водного баланса в целом) – более существенно. Наиболее значительное влияние оказывают изменчивость климата, речной сток и испарение. Как показывает ряд наблюдений, прямое влияние на уровень моря оказала регуляция речного стока с 1930-х гг., что привело к его падению с относительной стабилизацией низких отметок до конца 1970-х гг. Как известно, с конца 1970-х гг. до середины 1990-х гг. уровень моря испытывал довольно резкое повышение, а с 1996 г. снова снижается (по другим данным – стабилен с колебаниями в пределах 0,5 м) [22]. В отношении естественных колебаний некоторыми исследователями дается прогноз, что уровень будет и далее испытывать колебания в пределах отметок –26...–33 м н.у.м. [20].

Высказывается предположение об опосредованном влиянии грязевого вулканизма (и в целом седиментогенеза различных типов) на уровень моря. Существует мнение и о связи циклов солнечной магнитной активности и колебаний уровня Каспия [21].

Кроме перечисленных факторов, на уровень Каспия значительное влияние оказывает антропогенная деятельность. Как указано выше, существенную роль сыграла регуляция стока рек. Локальные изменения уровня связаны с нерациональным преобразованием береговой полосы как следствием неверного проектирования городской застройки, нарушений при строительстве и эксплуатации портовых сооружений, предприятий нефтедобывающей отрасли, жилищно-коммунальной и рекреационной сфер.

Заключение

Каспий как реликтовый водоем Паратетиса прошел несколько стадий эволюции. В ходе трансгрессионно-регрессионных циклов произошло несколько смен колебаний уровня и площади. Реконструкция событий, а главное, поиск их причин – сложная задача, в решении которой определяющую роль играют палинологические, палеогеографические, биостратиграфические исследования, геофизические методы, глубинное бурение, методы абсолютных датировок. Достоверно установлено, что развитие Каспийского бассейна определялось глобальными условиями климата прошлых геологических эпох, циклами оледенений и межледниковий, эвстатическими колебаниями уровня Мирового океана и, как следствие, потерей и восстановлением связи с акваториями Понта и Средиземноморского бассейна. Свидетельствами особенностей, качественных отличий и количественных параметров бассейнов Каспия являются серия морских террас, комплексы древних береговых форм рельефа. Современные кратковременные осцилляции уровня отслеживаются по вдольбереговому положению биоценозов и динамике прибрежных геосистем в целом. Спорадические связи с другими южными морями подтверждаются содержанием в стратиграфических разрезах ископаемой малакофауны, а также характером (составом, крупностью, сортировкой) прибрежных и донных осадков. Нынешний уровень и положение береговой линии Каспийского моря, помимо глобальных закономерностей, определяются современными природными условиями (главным образом климатом, гидрологическим режимом, геологическими особенностями) и интенсивным антропогенным вмешательством в прибрежные природные комплексы. Прослеживается явная связь с космогоническими процессами, но пока она не получила доказательного подтверждения. По наше-

му мнению, множество причин изменения уровня, которые можно рассматривать как по отдельности, так и в совокупности, не отвечают на главный вопрос и являются дискуссионными. С уверенностью можно утверждать, что уровень Каспия испытывает закономерные колебания, которые с некоторой условностью можно считать периодическими («всплески» трансгрессий и регрессий в данном случае – экстремумы, которые осложняются небольшими осцилляциями).

Палеогеографические реконструкции эволюции бассейнов в плейстоцене реализованы при поддержке РНФ (проект 20-17-00060). Используются данные о древних морских террасах, полученные при выполнении темы Госзадания № 0128-2021-0013.

Список литературы / References

1. Чепалыга А.Л., Садчикова Т.А., Адаева Д.О., Идрисов И.А. Понто-Каспий на рубеже неогена и четвертичного периодов // Известия Дагестанского государственного педагогического университета. Серия Естественные и точные науки. 2018. № 3. С. 81–88.
2. Chepalyga A.L., Sadchikova T.A., Adayeva D.O., Idrisov I.A. Ponto-Caspian at the turn of the Neogene and Quaternary periods // Izvestiya Dagestanskogo gosudarstvennogo pedagogicheskogo universiteta. Seriya Yestestvennyye i tochnyye nauki. 2018. № 3. P. 81–88 (in Russian).
3. Рычагов Г.И. Плейстоценовая история Каспийского моря. М.: Изд-во МГУ, 1997. 267 с.
4. Richagov G.I. Pleistocene history of the Caspian Sea. M.: Izd-vo MGU, 1997. 267 p. (in Russian).
5. Рычагов Г.И. Гирканский этап в истории Каспийского моря // Геоморфология. 2016. № 1. С. 3–17.
6. Rychagov G.I. Hircanian stage in the history of the Caspian Sea // Geomorphology. 2016. No. 1. P. 3–17 (in Russian).
7. Федоров П.В. Плейстоцен Понто-Каспия. М.: Наука, 1978. 166 с.
8. Fedorov P.V. Pleistocene of the Ponto-Caspian. M.: Nauka, 1978. 166 p. (in Russian).
9. Каплин П.А., Свиточ А.А., Судакова Н.Г. Материковые оледенения и окраинные морские бассейны России в плейстоцене // Вестник МГУ. Сер. 5. География. 2005. № 1. С. 55–65.
10. Kaplin P.A., Svitoch A.A., Sudakova N.G. Continental glaciations and marginal sea basins of Russia in the pleistocene // Vestnik MGU. Ser. 5. Geographya. 2005. № 1. P. 55–65 (in Russian).
11. Маев Е.Г., Чепалыга А.Л. Каспийское море. Динамика ландшафтных компонентов и внутренних бассейнов Северной Евразии за последние 150000 лет. Атлас-монография «Развитие ландшафтов и климата Северной Евразии. Поздний плейстоцен – голоцен – элементы прогноза». Вып. 2. Общая палеогеография. М.: ГЕОС, 2002. С. 182–190.
12. Mayev E.G., Tchepalyga A.L. Kaspyskoye more. Dynamics of landscape components and internal basins of Northern Eurasia over the past 150000 years. Atlas-monography «Last pleistocene-holocene – forecast elements». Edit. 2. General paleogeography. M.: GEOS, 2002. P. 182–190 (in Russian).
13. Свиточ А.А., Селиванов А.О., Янина Т.А. Бассейны Понто-Каспия и Средиземноморья в плейстоцене (палеогеография и корреляция) // Океанология. 2000. № 6. С. 920–932.
14. Svitoch A.A., Selivanov A.O., Yanina T.A. Ponto-Caspian and Mediterranean basins in the pleistocene (paleogeography correlation) // Okeanologiya. 2000. № 6. P. 920–932 (in Russian).

9. Makshaev R.R., Svitoch A.A., Tkach N.T. Late Pleistocene sedimentation in the Northern Caspian Lowland during the Early Khvalynian transgression. *Limnology and Freshwater Biology*. 2020. No. 4. P. 531–532.
10. Arslanov Kh.A., Yanina T.A., Chepalyga A.L., Svitoch A.A., Makshaev R.R., Maksimov F.E., Chernov S.B., Ter-tchychniy N.I., Starikova A.A. On the age of the Khvalynian deposits of the Caspian Sea coasts according to ^{14}C and $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ methods. *Quaternary International*. 2016. No. 409. P. 81–87.
11. Свиточ А.А. Регрессивные эпохи Большого Каспия // *Водные ресурсы*. 2016. № 2. С. 134–148.
- Svitoch A.A. Regressive periods of the Great Caspian // *Vodnye resursi*. 2016. № 2. P. 134–148 (in Russian).
12. Свиточ А.А. Ископаемые фацисы Большого Каспия // *Океанология*. 2015. № 3. С. 364–373.
- Svitoch A.A. Fossil facies of the Greater Caspian region // *Oceanologia*. 2015. № 3. P. 364–373 (in Russian).
13. Свиточ А.А., Макшаев Р.Р. Взаимосвязи палеогеографических событий в Понт-Маньч-Каспийской системе в позднем плейстоцене-голоцене // *Вестник МГУ. Сер. 5: География*. № 2. 2017. С. 24–32.
- Svitoch A.A., Makshayev R.R. Relationship of paleogeographic events in the Pont-Manych-Caspian system in the late pleistocene-holocene // *Vestnik MGU. Ser. 5. Geographya*. 2017. № 2. P. 24–32 (in Russian).
14. Свиточ А.А. Маньч: история древних проливов // *Природа*. 2014. № 1. С. 15–23.
- Svitoch A.A. Manych: history of ancient straits // *Priroda*. 2014. № 1. P. 15–23 (in Russian).
15. Курбанов Р.Н., Семиколенных Д.В., Янина Т.А., Тюнин Н.А., Мюррей Э.С. Новые данные о возрасте карангатской трансгрессии Черного моря // *Вестник МГУ. Сер. 5: География*. 2020. № 6. С. 139–145.
- Kurbanov R.N., Semikolennykh D.V., Yanina T.A., Tyunin N.A., Murrey E.S. New data on the age of the Karangat transgression of the Black Sea // *Vestnik MGU. Ser. 5. Geographya*. 2020. № 6. P. 139–145 (in Russian).
16. Спасская И.И., Астахов В.И., Глушкова О.Ю. Развитие ландшафтов и климата Северной Евразии: Поздний плейстоцен-голоцен; элементы прогноза. М.: Наука, 1994. 102 с.
- Spasskaya I.I., Astahov V.I., Glushkova O.Ju. Evolution of landscapes and climate of Northern Eurasia: Late Pleistocene-Holocene; elements of the forecast. M.: Nauka, 1994. 102 p. (in Russian).
17. Янина Т.А. Понто-Каспий в условиях глобальных изменений климата позднего плейстоцена // *Береговая зона – взгляд в будущее: материалы XXV Международной береговой конференции (г. Сочи, 13–17 октября 2014 г.)*. М.: ГЕОС, 2014. С. 48–50.
- Yanina T.A. Ponto-Caspian Sea in the context of global climate changes of the late pleistocene // *Beregovaya zona – vzglyad v budushcheye: materialy XXV Mezhdunarodnoy beregovoy konferentsii (g. Sochi, 13–17 oktyabrya 2014 g.)*. M.: GEOS, 2014. P. 48–50 (in Russian).
18. Янина Т.А. Эволюция природной среды Понто-Каспия в условиях глобальных изменений климата в позднем плейстоцене // *Вестник МГУ. Сер. 5. География*. 2013. № 1. С. 3–16.
- Yanina T.A. Evolution of the natural environment of the Ponto-Caspian Sea under the conditions of global climate changes in the late pleistocene // *Vestnik MGU. Ser. 5. Geographya*. 2013. № 1. P. 3–16. (in Russian).
19. Янина Т.А. Моллюски рода *Didacna* – биостратиграфическая основа корреляции событий неоплейстоцена Понта и Каспия // *Береговая зона – взгляд в будущее: материалы XXV Международной береговой конференции (г. Сочи, 13–17 октября 2014 г.)*. М.: ГЕОС, 2014. С. 51–53.
- Yanina T.A. Genus *didacna* molluscs – biostratigraphical basis for correlation of the Pont and Caspian neopleistocene events // *Beregovaya zona – vzglyad v budushcheye: materialy XXV Mezhdunarodnoy beregovoy konferentsii (g. Sochi, 13–17 oktyabrya 2014 g.)*. M.: GEOS, 2014. P. 51–53 (in Russian).
20. Гусейнова С.А., Абдусаматов А.С. Прогноз динамики уровня Каспийского моря и ее последствия для прибрежных территорий // *Юг России: экология, развитие*. 2015. № 4. С. 119–126.
- Guseynova S.A., Abdusamadov A.S. Forecast on the Caspian sea level and its effects on the coastal territory // *Yug Rossii: ekologiya, razvitiye*. 2015. № 4. P. 119–126 (in Russian).
21. Ковалев В.В. Факторы эвстазии Каспийского моря // *Известия вузов. Северо-Кавказский регион. Естественные науки*. 2003. № 3. С. 110–114.
- Kovalyev V.V. Eustasia factors of the Caspian Sea // *Izvestiya vuzov. Severo-Kavkazskiy region. Yestestvennyye nauki*. 2003. № 3. P. 110–114 (in Russian).
22. Петров К.М., Бананова В.А., Лазарева В.Г., Унагаев А.С. Космический мониторинг динамики тростниковых плавней побережья северо-западного Прикаспия // *Вестник СПбГУ*. 2016. Сер. 7. С. 107–113.
- Petrov K.M., Bananova V.A., Lazareva V.G., Unagaev A.S. Kosmicheskiy monitoring dinamiki trostnikovikh plavney pribrezhya severo-zapadnogo Prikaspiya. Space monitoring of the dynamics of reed floodplains in the coastal area of the north-western Caspian region // *Vestnik SPbGU*. 2016. Ser. 7. P. 107–113 (in Russian).
23. Табелинова А.С. Геоэкологические процессы на территории северо-восточного Прикаспия (Атырауская и Мангышлакская области Казахстана) // *Вестник МГУ. Сер. 5. География*. 2018. № 1. С. 25–32.
- Tabelinova A.S. Geoecological processes in the north-eastern Caspian region (Atyrau and Mangyshlak regions of Kazakhstan) // *Vestnik MGU. Ser. 5. Geographya*. 2018. № 1. P. 25–32 (in Russian).
24. Волкова Т.А., Мищенко А.А., Антипова Ю.О., Липилин Д.А. Прибрежные геосистемы в пространстве и времени: по материалам Краснодарского края. Краснодар: Просвещение-Юг, 2017. 275 с.
- Volkova T.A., Mishchenko A.A., Antipseva Ju.O., Lipilin D.A. Coastal geosystems in space and time: based on materials of the Krasnodar region. Krasnodar: Prosveshcheniye-Yug, 2017. 275 p. (in Russian).
25. Мищенко А.А., Волкова Т.А., Миненкова В.В., Антипова Ю.О. Палеогеография Черного и Азовского морей и их побережий в плейстоцене и голоцене (в пределах Краснодарского края) // *Известия Дагестанского государственного педагогического университета. Серия Естественные и точные науки*. 2018. № 1. С. 65–72.
- Mishchenko A.A., Volkova T.A., Minenkova V.V., Antipseva Ju.O. Paleogeography Black and Azov seas and their coasts in the pleistocene and holocene (within Krasnodar region) // *Izvestiya Dagestanskogo gosudarstvennogo pedagogicheskogo universiteta. Seriya Yestestvennyye i tochnyye nauki*. 2018. № 1. P. 65–72 (in Russian).
26. Волкова Т.А., Мищенко А.А. Плейстоценово-голоценовая история формирования и развития Каспийского моря и Западного Прикаспия в пределах РФ и связь с природными процессами // *География: развитие науки и образования: Коллективная монография по материалам ежегодной международной научно-практической конференции*. СПб.: Российский государственный педагогический университет им. А.И. Герцена, 2020. С. 399–403.
- Volkova T.A., Mishchenko A.A. Pleistocene-Holocene history of the formation and evolution of the Caspian Sea and the Western Caspian Sea within the Russian Federation and connection with natural processes // *Geography: development of science and education: Collective monograph based on the materials of the annual international scientific and practical conference*. SPb.: Rossiyskiy gosudarstvennyy pedagogicheskii universitet im. A.I. Gertsena, 2020. P. 399–403 (in Russian).
27. Мищенко А.А., Волкова Т.А., Кондаршина М.К. К вопросу об использовании терминов береговедения в береговом ландшафтоведении и природопользовании // *Моря России: исследования береговой и шельфовой зон: тезисы докладов Всероссийской научной конференции (г. Севастополь, 21–25 сентября 2020 г.)*. Севастополь: Морской гидрофизический институт РАН. 2020. С. 245–247.
- Mishchenko A.A., Volkova T.A., Kondrashina M.K. To a question of coastal science terms in coastal landscape science and nature management // *Morya Rossii: issledovaniya beregovoy i shel'fovoy zon: tezisy dokladov Vserossiyskoy nauchnoy konferentsii (g. Sevastopol', 21–25 sentyabrya 2020 g.)*. Sevastopol': Morskoy gidrofizicheskiy institut RAN. 2020. P. 245–247 (in Russian).