
**КАСПИЙ В ПЛЕЙСТОЦЕНЕ:
ЭВОЛЮЦИЯ ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ И ЧЕЛОВЕК**

УДК 551.89→551.4.013(262.81)

**ГИДРОЛОГИЧЕСКИЕ И КЛИМАТИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ
КАСПИЙСКОГО МОРЯ В ЭПОХУ ПОСЛЕДНЕГО ЛЕДНИКОВОГО
МАКСИМУМА, ОПТИМУМА ГОЛОЦЕНА И ДОИНДУСТРИАЛЬНЫХ
УСЛОВИЙ ПО ДАННЫМ ЧИСЛЕННОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ[#]**

© 2025 г. П. А. Морозова^{1,*}, К. В. Ушаков², В. А. Семенов^{1,3},
Е. М. Володин⁴, Р. А. Ибраев^{2,4}

¹Институт географии РАН, Москва, Россия

²Институт океанологии имени П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия

³Институт физики атмосферы имени А.М. Обухова РАН, Москва, Россия

⁴Институт вычислительной математики имени Г.И. Марчука РАН, Москва, Россия

*E-mail: morozova_polina@mail.ru

Поступила в редакцию 24.04.2024 г.

После доработки 10.09.2024 г.

Принята к публикации 22.11.2024 г.

В статье представлены результаты расчетов компонентов водного баланса Каспийского моря для широкого диапазона уровней озера (–85–50 м над у. м.) для двух наиболее контрастных климатических эпох за последние несколько десятков тысяч лет: среднего голоцена (6 тыс. л. н.) и последнего ледникового максимума (21 тыс. л. н.), а также доиндустриальных условий (~1850 г.). Была использована вихредопускающая океаническая модель INMIO, объединенная с моделью льда CICE. В качестве входных данных были использованы данные климатического моделирования INM–CM4.8 для указанных периодов. Получено, что объемы речного стока, необходимые для поддержания уровня озера на различных отметках для эпохи голоцена ниже доиндустриальных значений на 6–7%, а для последнего ледникового максимума – на 13–14% для регрессивных состояний и 20–21% для трансгрессивных. Исследована чувствительность к набору входных данных: их временному разрешению и источникам поступления воды в Каспий. Показано, что исключение внутрисуточной и внутримесячной изменчивости во входных метеоданных приводит к занижению объемов испарения с поверхности Каспия. Наибольшее влияние на данную величину оказывает исключение внутримесячной изменчивости динамического поля ветра, это приводит к уменьшению равновесного стока на 35%. Для корректного расчета продолжительности ледового сезона необходим учет внутрисуточного цикла приходящей радиации и температуры воздуха. Период таяния значительно удлиняется при использовании данных среднесуточного и среднемесячного разрешения, наибольшее влияние это оказывает при трансгрессивных состояниях Каспия. Перераспределение точек поступления речного стока вдоль побережья существенно не влияет на величину полного равновесного стока, что позволяет с большой вероятностью исключить неопределенность этой величины, связанную с недостатком данных о соотношении полноводности древних рек. Приводятся оценки гидроклиматических характеристик для Каспийского региона для среднего голоцена и позднего плейстоцена по данным климатического моделирования, выполненного в рамках проекта RMP4.

Ключевые слова: колебания уровня моря; модель общей циркуляции океана; палеоклиматическое моделирование

DOI: 10.31857/S2949178925010079, **EDN:** DNWWVY

[#] Ссылка для цитирования: Морозова П.А., Ушаков К.В., Семенов В.А., Володин Е.М., Ибраев Р.А. (2025). Гидрологические и климатические характеристики Каспийского моря в эпоху последнего ледникового максимума, оптимума голоцена и доиндустриальных условий по данным численного моделирования. *Геоморфология и палеогеография*. Т. 56. № 1. С. 130–146. <https://doi.org/10.31857/S2949178925010079>; <https://elibrary.ru/DNWWVY>

1. ВВЕДЕНИЕ

Уровень бессточного Каспийского моря является важным индикатором климатических изменений как в Прикаспийском регионе, так и на территории всего водосборного бассейна, занимающего значительную часть Восточно-Европейской равнины. Одним из основных механизмов колебания уровня Каспия является изменение климатических условий над акваторией и водосборным бассейном моря, от которых зависит его водный баланс. В связи с этим задача палеорекострукции уровня Каспия предполагает нахождение компонентов водного баланса для выбранной климатической эпохи: осадков и испарения над морем, а также приходящего речного стока. Помимо климатических факторов на соотношение компонентов водного баланса влияют морфометрические особенности Каспийского моря: значительное увеличение площади при трансгрессии, происходящее преимущественно в северном направлении.

Одним из методов решения этой задачи является численное моделирование гидроклиматической системы Каспийского моря. Однако при оценке изменений гидрологического баланса Каспия и колебаниях уровня в десятки метров, имевших место в последние несколько десятков тысяч лет (Yanina et al., 2018), использование данных глобальных климатических моделей имеет ряд принципиальных ограничений. Так, в большинстве палеоклиматических экспериментов, в частности в рамках проекта PMIP4 (Paleoclimate Modelling Intercomparison Project), зафиксирована современная конфигурация береговой линии. Помимо этого пространственное разрешение глобальных климатических моделей недостаточно высоко для того, чтобы воспроизводить некоторые термогидродинамические процессы, важные для системы Каспийского моря. Альтернативой является использование полной трехмерной термогидродинамической модели моря со свободным уровнем высокого пространственно-временного разрешения. Используемая численная модель должна адекватно задавать батиметрию моря и воспроизводить широкий спектр термогидродинамических процессов, влияющих на распределение и суммарную интенсивность испарения с поверхности. Продолжительность безледного периода и площадь воды, свободной ото льда в холодный сезон, оказывают существенное влияние на среднегодовое испарение, особенно в холодные климатические эпохи, поэтому необходима также детальная модель динамики-термодинамики морского льда. В этом случае можно получить более надежные оценки компонентов водного баланса моря, в частности значения равновесного речного стока для тех или иных значений уровня моря

в различных климатических условиях. Такой метод, называемый также динамическим даунскейлингом (Giorgi, 2019), предполагает решение уравнений геофизической гидродинамики с высоким разрешением в интересующей географической области, для которой используются атмосферные краевые условия, взятые из некоторой базы крупномасштабных данных. В случае палеорекострукции роль таких данных часто выполняют результаты моделирования крупномасштабной атмосферной циркуляции продолжительностью не менее нескольких десятилетий, полученные с помощью глобальной климатической модели для нужной эпохи.

Такой подход был применен в (Морозова и др., 2024) для оценки компонентов водного баланса Каспийского моря в климатических условиях последнего ледникового максимума (ПЛМ) при фиксированных уровнях моря в диапазоне от -85 до $+50$ м над уровнем моря (м над у. м.) относительно современного среднего уровня океана. В (Gelfan et al., 2024) модель Каспия применялась как один из компонентов исследования возможных причин Хвалынской трансгрессии, при этом рассматривались состояния в интервале уровней от -25 до $+50$ м над у. м. для контрастных климатов ПЛМ и среднего голоцена. Палеоклиматическое моделирование для расчета возможного уровня Каспия использовалось в (Koriche et al., 2022): был рассмотрен период последних 120 тыс. лет, для которого были проведены палеоэксперименты с использованием глобальной климатической модели для 65 временных срезов через различные интервалы времени. Полученные данные были использованы для расчета уровня Каспия по балансовой формуле с учетом изменения водосбора из-за покровного оледенения. В работе (Kislov, Toropov, 2011) также проводились оценки компонентов водного баланса Каспия в различные эпохи по данным глобальных климатических моделей. Влияние разрешения модели на точность воспроизведения компонентов водного баланса исследовалось для Каспийского региона в (Elguindi et al., 2011).

Данная работа продолжает и детализирует исследования, представленные в (Морозова и др., 2021; Морозова и др., 2024; Gelfan et al., 2024). В ней и предыдущих исследованиях вихредопускающая океаническая модель, объединенная с моделью льда в совместную модель INMIO–CICE (Hunke et al., 2015; Ushakov, Ibrayev, 2018), была использована для расчета компонентов водного баланса Каспийского моря в различных климатических условиях прошлого, воспроизведенных с помощью глобальной климатической модели INM–CM4.8 (Volodin et al., 2018): ПЛМ, среднего голоцена и доиндустриального (ДИ) периода.

Расчеты проводились для фиксированных уровней в диапазоне от -85 до $+50$ м над у. м., что приблизительно соответствует диапазону крайних оценок регрессивных и трансгрессивных состояний Каспия в позднем плейстоцене и голоцене (Yanina et al., 2018). Полученная таким образом зависимость уровня моря и требуемого для его поддержания речного стока позволяет взаимно связать данные по акватории и водосборному бассейну, например для оценки уровня Каспия по модельным или реконструированным данным о климатических условиях в бассейне или, наоборот, восстановления объемов речного стока по палеостратиграфическим данным об уровне.

Применяемый нами подход предполагает проведение долгосрочных численных экспериментов, требующих значительных ресурсов для вычислений и хранения данных. В связи с этим заслуживает внимания вопрос, насколько результаты расчетов зависят от временного разрешения входной информации, роль которой в данном случае выполняют массивы атмосферных данных, полученные из климатической модели. Ряд работ указывает, что это разрешение должно быть достаточно высоким. Так, в (Garstang, 1967) показано, что при умеренных среднесуточных ветрах над тропической Атлантикой интегральные потоки испарения с поверхности океана в значительной степени зависят от частоты и распределения синоптических возмущений ветра с масштабами от одного до нескольких часов. Применительно к Каспийскому морю этот вопрос был исследован в работе А.В. Панина (1987). Получено, что среднегодовые ошибки расчета испарения по гидрометеорологической информации, осредненной за периоды от суток до месяца, будут велики в случае, если до осреднения существовала корреляция между полями входных данных на внутрисуточных масштабах.

Поскольку в нашей работе взаимная зависимость уровня моря и речного стока построена путем восстановления моделью полей испарения по крупномасштабным климатическим данным, мы провели также серию экспериментов на чувствительность к временному осреднению, чтобы понять, насколько результат зависит от временной дискретности входной информации. Кроме того, мы исследуем чувствительность модельного решения к распределению речного стока по побережью моря, поскольку данные о расходах воды в древних реках неполны.

Отметим, что в данной работе мы не исследуем вопрос источника речных вод, поддерживающего уровень моря. Обзор гипотез по этому вопросу и экспериментальная численная проверка одной из них, связанной с распространением многолет-

ней мерзлоты на территории водосбора, приведены в (Gelfan et al., 2024). В основной серии экспериментов весь сток задается поступающим в одну модельную ячейку, расположенную рядом с устьем Волги. Также для трансгрессивных состояний мы не моделируем отдельно отток вод из Каспия через Кумо-Манычскую впадину, а включаем его в общую алгебраическую сумму речного стока.

2. ДАННЫЕ И МЕТОДЫ

Основным инструментом палеорекострукции в нашей работе является совместная модель общей циркуляции океана и морского льда INMIO–CICE, с которой проводится серия численных экспериментов для получения равновесных значений компонентов водного баланса Каспия (эффективного испарения (разности между испарением и осадками) и притока) при заданных величинах уровня моря в различных климатических условиях прошлого, воспроизведенных с использованием модели Земной системы INMCM. Данный подход позволяет получить физически обоснованные значения компонент водного баланса Каспия.

Модель общей циркуляции океана INMIO4.0 (Ushakov, Ibrayev, 2018) реализует в конечных разностях полную систему примитивных уравнений динамики-термодинамики океана: трехмерные уравнения переноса-диффузии для тепла, соли и горизонтальных компонентов импульса типа Навье–Стокса в приближении Буссинеска, уравнение неразрывности в приближении несжимаемости воды и уравнение гидростатики для давления, с добавлением параметризаций турбулентного перемешивания и потоков в приводном атмосферном пограничном слое.

Модель CICE5.1 (Hunke et al., 2015) решает систему уравнений динамики и термодинамики ледового покрова, считая его трехмерной средой, “парящей” без оказания давления на поверхность воды. Основными прогностическими переменными являются сплоченность и толщина льда, толщина снега, энтальпии льда и снега, соленость льда и температура поверхности. Термодинамический блок модели включает описание процессов формирования, таяния и взаимной конверсии ледового и снежного покрова нескольких категорий в зависимости от осадков, вертикальной теплопроводности, проникновения и поглощения излучения в нескольких диапазонах длин волн, теплообмена с атмосферой и океаном, сублимации, водно-солевого обмена с океаном и ряда других процессов. Динамический блок вычисляет скорости и перенос льда, внутренние напряжения и параметризует процессы торошения.

Моделирование моря и морского льда проводилось на широтно-долготной сетке с пространственным разрешением 0.27° по долготе и 0.2° по широте, дающим для широты Каспия приблизительно квадратные ячейки со стороной около 22 км. По вертикали в море использовалось 28 неравномерно распределенных уровней с шагом от 6 до 125 м, увеличивающимся с глубиной.

Совместная модель моря и льда реализована для массивно-параллельных компьютеров с помощью среды CMF2.0, которая обеспечивает межпроцессорные коммуникации, интерполяцию данных между сетками и операции ввода-вывода (Kalmykov et al., 2018). Модель льда использует в качестве граничных условий морские приповерхностные поля температуры, солености, скорости течений, теплозапаса и наклона поверхности. В свою очередь модель океана получает ото льда поля сплоченности, потоки пресной воды, импульса, соли, тепла и проникающей солнечной радиации. Процедура совмещения моделей подробнее описана в (Fadeev et al., 2019).

В качестве атмосферных граничных условий (форсинга) для модели моря и морского льда были использованы результаты экспериментов климатической модели ИВМ РАН – INM–CM4.8 (Volodin et al., 2018) по воспроизведению климата ПЛМ (эксперимент LGM, 21 тыс. л. н.), климата среднего голоцена (эксперимент mid-Holocene, 6 тыс. л. н.) и климата доиндустриального периода (piControl, около 1850 г.), выполненных в рамках проектов CMIP6 (Coupled Modelling Intercomparison Project) и PMIP4. В эксперименте piControl задается фиксированное содержание парниковых газов, аэрозолей и малых газовых примесей на доиндустриальном уровне, и он является базовым экспериментом при оценке чувствительности климатических моделей к изменению граничных условий в рамках CMIP6. Средний голоцен (mid-Holocene) характеризуется изменением инсоляции из-за изменения орбитальных параметров: Земля была ближе всего к Солнцу осенью северного полушария (а не зимой, как сегодня). Соответственно, северные широты получали больше солнечной радиации, чем сегодня. В климатической модели по данным палеорекоonstrukций задаются орбитальные параметры и газовый состав атмосферы, отличный от доиндустриального. Остальные граничные условия остаются таким же, как и в контрольном эксперименте. Более подробно граничные условия и первые оценки результатов моделирования голоцена представлены в (Brierley et al., 2020). В эксперименте LGM воспроизводится климат последней ледниковой эпохи, а именно период с максимальным объемом покровного оледенения. Особенности этого эксперимента являются увеличение объемов оледенения (в частности, наличие покровных ледников на территории

Северной Америки и Евразии), изменение топографии и конфигурации суши, значительное понижение уровня океана (~115 м), и, как следствие, корректировка речной сети. Эти изменения, а также газовый состав атмосферы и орбитальные параметры в соответствии с данными палеорекоonstrukций задавались в климатической модели в качестве граничных условий. Для данного эксперимента представлено несколько реконструкций ледниковых щитов, в модели INM–CM4.8 использовалась ICE_6G-C (Argus et al., 2014; Peltier et al., 2015). Более подробно граничные условия для эксперимента LGM представлены в (Kageyama et al., 2017), а первые оценки результатов моделирования – в (Kageyama et al., 2021).

Полученные в результате экспериментов атмосферные поля глобальной климатической модели INM–CM4.8, в свою очередь, выступали уже как граничные условия для модели Каспия INMIO–CICE. Для расчетов INMIO–CICE использовались осадки, приземная температура и влажность воздуха, вектор скорости ветра, потоки приходящей длинноволновой и коротковолновой радиации из экспериментов piControl, mid-Holocene, LGM. Поскольку Каспийское море во всех экспериментах климатической модели было задано в современных границах, то при моделировании трансгрессивных состояний озера для атмосферных полей температуры, влажности, потока приходящей длинноволновой радиации, демонстрирующих заметное отклонение среднемесячных изолиний от широтного (поясного) распределения и повторяющих очертания береговой линии в климатической модели, потребовалась экстраполяция из морской области климатической модели в область трансгрессии. Так как при повышении уровня Каспийского моря затопляются преимущественно северные районы побережья, экстраполяция выполнялась в меридиональном направлении с использованием величины градиента, полученной для указанных полей методом наименьших квадратов по имеющимся значениям над центральной частью морской области климатической модели. Далее для трансгрессивных ячеек, где эта процедура неприменима, выполнялась простая экстраполяция методом ближайшего соседа (Gelfan et al., 2024). Для приповерхностной влажности процедура экстраполяции использовалась только в случае превышения экстраполированных значений над исходными, так как воздух над морем обычно более влажный, чем над соседней сушей. Для приповерхностной температуры также было введено дополнительное ограничение: если исходное значение отрицательно, то экстраполированное должно быть не ниже его (зимой воздух над морем обычно теплее, чем над соседней сушей, даже в случае наличия льда), а если исходное значение положительно, то экстраполированное

ное должно быть не ниже нуля (лед тает или вода уже открыта). Так, по результатам экспериментов при экстраполяции на сетке климатической модели на область максимальной трансгрессии в ячейки, расположенные к северу от современной береговой линии, в климате ПЛМ ограничение по влажности срабатывало в 44% случаев, по зимней температуре в 18% случаев, по летней температуре в 8% случаев. В климате голоцена соответствующие показатели составили 32, 6 и 6%, а в доиндустриальном климате — 32, 6 и 5%.

Расчеты в каждом климатическом условии проводились для серии уровней Каспия: —85, —70, —55,

—40, —25, —10, 5, 20, 35, 50 м над у. м. Продолжительность каждого эксперимента составляла 50 лет. Эксперимент был организован следующим образом: при каждом уровне задавалось грубое начальное приближение для величины речного стока, полученное на основе предварительных результатов (Морозова и др., 2021) методом линейной регрессии по площади моря (рис. 1г):

$$runoff_{init} = 0.55365area + 30,$$

где $runoff_{init}$ — начальный речной сток (км³/год), $area$ — площадь моря (тыс. км²).

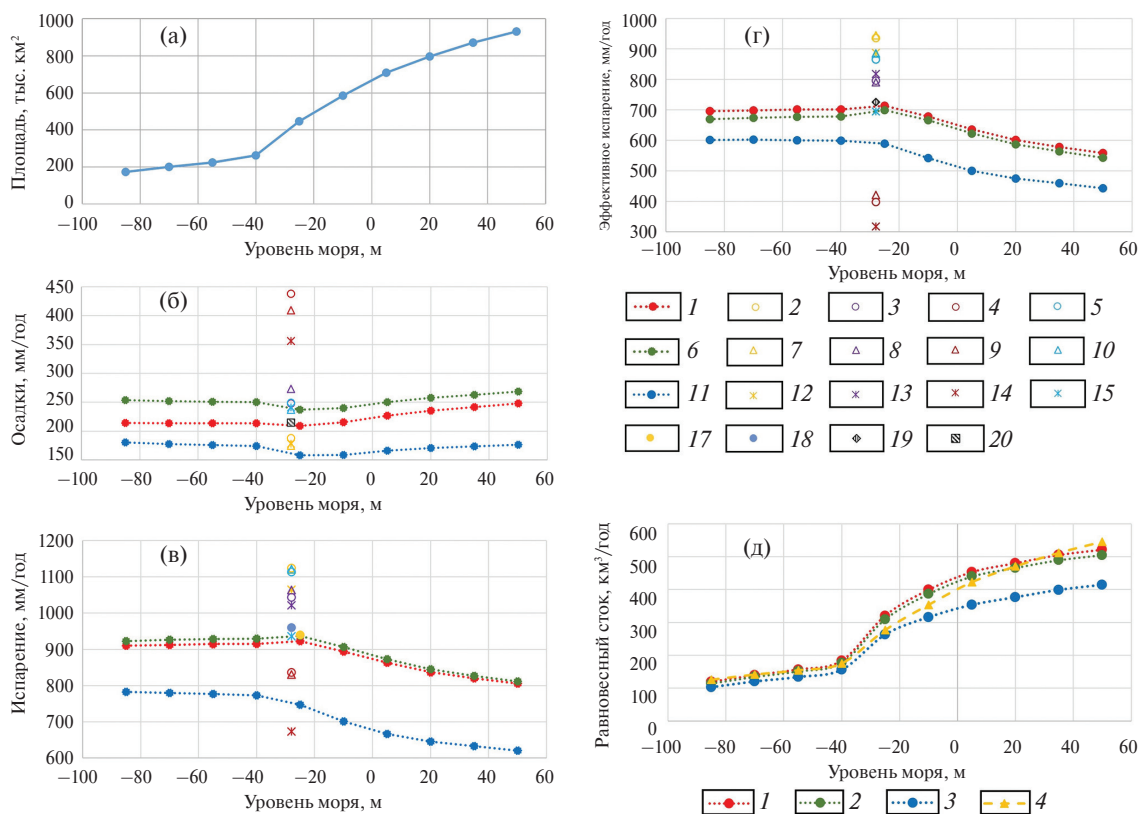


Рис. 1. Компоненты водного баланса Каспия по данным моделирования и наблюдений и морфометрические характеристики: (а) — зависимость площади Каспия от уровня моря; (б) — годовая сумма осадков, осредненная по всей акватории, мм/год; (в) — годовой слой испарения, осредненный по всей акватории, мм/год; (г) — годовой слой эффективного испарения, осредненный по всей акватории, мм/год [1 — piControl, 2 — AWI_piControl, 3 — INMCM_piControl, 4 — MIROC_piControl, 5 — MPI_piControl; 6 — mid-Holocene, 7 — AWI_mid-Holocene, 8 — INMCM_mid-Holocene, 9 — MIROC_mid-Holocene, 10 — MPI_mid-Holocene; 11 — LGM, 12 — AWI_LGM, 13 — INMCM_LGM, 14 — MIROC_LGM, 15 — MPI_LGM; испарение: 16 — наблюдения 1901–1920 гг., 17 — наблюдения 1901–1996 гг., 18 — эффективное (наблюдения XX в.); 19 — осадки (наблюдения XX в.)]; (д) — равновесный сток, км³/год (1 — piControl, 2 — mid-Holocene, 3 — LGM, 4 — runoff_init).

Fig. 1. Model data and observations of Caspian Sea water balance components and morphometric characteristics: (a) — dependence of the Caspian area on the level; (б) — annual precipitation averaged over the sea area (mm/year); (в) — annual evaporation layer averaged over the sea area (mm/year); (г) — annual layer of visible evaporation, averaged over the sea area, mm/year [1 — piControl, 2 — AWI_piControl, 3 — INMCM_piControl, 4 — MIROC_piControl, 5 — MPI_piControl; 6 — mid-Holocene, 7 — AWI_mid-Holocene, 8 — INMCM_mid-Holocene, 9 — MIROC_mid-Holocene, 10 — MPI_mid-Holocene; 11 — LGM, 12 — AWI_LGM, 13 — INMCM_LGM, 14 — MIROC_LGM, 15 — MPI_LGM; evaporation: 16 — observations of 1901–1920, 17 — observations of 1901–1996, 18 — effective (observations of 20th century); 19 — precipitation (observations of 20th century)]; (д) — equilibrium runoff, km³/year (1 — piControl, 2 — mid-Holocene, 3 — LGM, 4 — runoff_init).

Речной сток передавался в модель моря по протоколу CORE (Griffies et al., 2009) путем добавления эквивалентного потока воды к полю осадков над ячейками вблизи географических районов речных устьев (их положение зависит от уровня водоема). После этого в течение 20 лет проводился счет с заданными стоком и атмосферными граничными условиями: первые 5 лет проходило приспособление модели, затем вычислялся средний за 6–20 лет водный дисбаланс. Далее объем речного стока корректировался на величину дисбаланса (полученное в результате значение считалось равновесным стоком), а средний по акватории уровень моря мгновенно возвращался к исходному значению. После этого выполнялось еще одно приспособление модели в течение 10 лет, и последние 20 лет эксперимента (31–50 лет симуляции) использовались для дальнейшего анализа равновесных полей.

В статье также представлены оценки компонентов водного баланса Каспия по данным глобальных климатических моделей. Были выбраны модели, принимавшие одновременно участие в экспериментах по воспроизведению климата и среднего голоцена, и ПЛМ в рамках PMIP4 и доступны в базе данных CMIP6 (<https://esgf-data.dkrz.de/search/cmip6-dkrz/>). Краткая информация о моделях в табл. 1.

3. РЕЗУЛЬТАТЫ

Проведенные эксперименты с совместным использованием климатической модели INM–CM4.8 и океанической модели INMIO–CICE позволи-

ли получить оценку компонентов водного баланса Каспийского моря для климатических условий позднего плейстоцена и голоцена, и их изменение относительно контрольного эксперимента (доиндустриальных условий) для рассмотренного диапазона уровней.

3.1. Средние значения компонентов водного баланса

Испарение и осадки над акваторией Каспийского моря, а также объемы речного стока, необходимые для поддержания уровня озера на различных отметках (равновесный сток), представлены на рис. 1. В целом изменение объемов равновесного стока пропорционально изменению площади Каспия, однако зависимость для всего диапазона нелинейная. Можно выделить три участка. При уровнях до –40 м над у. м. площадь озера при изменении уровня меняется незначительно. Средний слой испарения и осадков практически не меняется. Градиент изменения объемов равновесного стока для этого участка составляет около $0.7 \text{ (км}^3/\text{год)}/(\text{км}^2 \cdot 10^3)$ для доиндустриального климата и климата голоцена и $0.6 \text{ (км}^3/\text{год)}/(\text{км}^2 \cdot 10^3)$ для ПЛМ, или в пересчете на 1 м изменения уровня моря, $1.4 \text{ (км}^3/\text{год)}/\text{м}$ для ДИ-климата и климата голоцена и $1.2 \text{ (км}^3/\text{год)}/\text{м}$ для ПЛМ.

Далее на участке (–40)–(–25) м над у. м. происходит наиболее быстрое увеличение площади моря на 1 м повышения уровня. Объемы речного стока, необходимые для подъема уровня на 1 м, также значительно возрастают – около $9 \text{ (км}^3/\text{год)}/\text{м}$ для голоцена и доиндустриальных условий и $7 \text{ (км}^3/\text{год)}/\text{м}$ для ПЛМ. При этом значение градиента в пе-

Таблица 1. Краткая информация о климатических моделях

Table 1. Information about climate models

Название модели (обозначение в статье)	Ссылка	Разрешение модели, число ячеек (долгота × широта × вертикальные уровни)	Продолжительность экспериментов, доступная на https://esgf-data.dkrz.de/search/cmip6-dkrz/	Каспийское море (суша/океан)
AWI-ESM-1-1-LR (AWI)	(Sidorenko et al., 2015)	Атмосфера $192 \times 96 \times L47$. Океан 126 859 ячеек (неравномерная сетка) × L46	piControl – 100; mid-Holocene – 100; LGM – 100	Океан
INM-CM4-8 (INMCM)	(Volodin et al., 2018)	Атмосфера $180 \times 120 \times L21$. Океан $360 \times 318 \times L40$	piControl – 531; mid-Holocene – 200; LGM – 200	
MIROC-ES2L (MIROC)	(Hajima et al., 2020)	Атмосфера $128 \times 64 \times L40$. Океан $360 \times 256 \times L63$	piControl – 500; mid-Holocene – 100; LGM – 100	Суша
MPI-ESM1-2-LR (MPI)	(Mauritsen et al., 2019)	Атмосфера $192 \times 96 \times L47$. Океан $256 \times 220 \times L40$	piControl – 1 000; mid-Holocene – 100; LGM – 100	Океан

решете на изменение площади остается таким же, как и на участке ниже —40 м над у. м. В доиндустриальном климате и климате голоцена модель показывает увеличение среднегодового слоя испарения за счет увеличения относительной площади Северного Каспия, в котором испарение выше, чем в незамерзающем Среднем Каспии, за счет более интенсивной динамики [этот результат был ранее получен, например, в работе (Панин, 1987)].

Для участка кривой, соответствующего уровням —25 м над у. м. и выше, сохраняется значительное увеличение площади озера при повышении уровня за счет мелководной части на севере, среднее модельное испарение на новой прибрежной мелководной части Северного Каспия и, как следствие, на всем бассейне начинает стабильно падать, а средние осадки начинают расти. Поэтому требуемое приращение речного стока на 1 м подъема уровня постепенно уменьшается от 5 ($\text{км}^3/\text{год}$)/м до 1 ($\text{км}^3/\text{год}$)/м для голоцена и ДИ условий, и от 3.5 ($\text{км}^3/\text{год}$)/м до 1 ($\text{км}^3/\text{год}$)/м в ПЛМ. При этом градиент изменения равновесного речного стока в пересчете на изменение площади постепенно также уменьшается: с 0.55 ($\text{км}^3/\text{год}$)/($\text{км}^2 \cdot 10^3$) для голоцена и ДИ-климата и 0.4 ($\text{км}^3/\text{год}$)/($\text{км}^2 \cdot 10^3$) для ПЛМ до 0.25 ($\text{км}^3/\text{год}$)/($\text{км}^2 \cdot 10^3$) на наиболее высоких уровнях.

Как видно из графиков (рис. 1), значения равновесного стока по данным совместных расчетов INMIO—CICE и INM—CM4.8 при различных уровнях в голоcene близки к доиндустриальным. В голоcene выше и осадки, и испарение, однако при одновременном увеличении происходит компенсация, и водный баланс Каспия практически не меняется. В эпоху ПЛМ и испарение, и осадки над акваторией Каспия значительно сократились по сравнению с доиндустриальными значениями: испарение в среднем на 150–200 мм/год, осадки — на 50–70 мм/год, что привело и к уменьшению эффективного испарения. Для доиндустриального климата слой испарения Каспия, рассчитанный с использованием региональной модели INMIO—CICE для современного уровня Каспия, оказался ниже, чем по данным глобальной модели INM—CM4.8. Величины, полученные с использованием модели INMIO—CICE, близки к данным, полученным как остаточный член водного баланса на основе наблюдений в XX в. (Тужилкин и др., 2011). Полученные в климатической модели INM—CM4.8 значения испарения выше наблюдаемых, что с учетом более холодных условий ДИ-климата по сравнению с климатом XX в. говорит о завышении моделью испарения.

На рис. 1 представлены также оценки по данным других климатических моделей, участвовав-

ших в экспериментах по воспроизведению климата середины голоцена и ПЛМ. Частично эти оценки приводились в (Морозова и др., 2021; Кислов, Морозова, 2021). Все модели продемонстрировали снижение испарения с поверхности Каспия в ПЛМ и незначительные отличия в ДИ-условиях и голоcene. Осадки в ПЛМ по сравнению с ДИ-условиями снизились у всех четырех моделей, но в двух (AWI, MPI) изменения в ПЛМ по сравнению с ДИ-условиями не превышают 5%, а по данным других двух моделей (INMCM, MIROC) уменьшение годовой суммы осадков в ПЛМ было не более 20%. Изменения в голоcene также незначительны: все модели, кроме INMCM, демонстрируют уменьшение осадков до 10%. При этом межмодельный разброс абсолютных значений для всех компонентов водного баланса велик. Отдельно стоит выделить модель MIROC, в которой Каспий задан не как водный объект, поверхностные характеристики которого определяются совместными расчетами блоков атмосферы и океана, а как ячейки суши, полностью заполненные водой. Результаты этой модели достаточно сильно отличаются от остальных и от наблюдений. Остальными моделями осадки воспроизводятся близко к наблюдаемым, испарение же завышается.

3.2. Пространственные распределения

Полученные по результатам моделирования гидроклиматические характеристики Каспия в среднем голоcene мало отличаются от доиндустриальных (рис. 2), можно отметить незначительное увеличение количества осадков в этот период (рис. 2в). В ПЛМ температура существенно понизилась (рис. 2б), что привело к увеличению площади и продолжительности покрытости льдом (рис. 2а). Оба этих фактора привели к значительному уменьшению испарения, особенно в области трансгрессии на севере. Осадки также снизились, однако эффективное испарение практически на всей акватории Каспия ниже доиндустриальных значений (рис. 3).

Стоит отметить, что полученные кривые равновесного стока и гидроклиматические характеристики Каспийского моря во многом определяются именно исходным климатическим форсингом. В случае использования в качестве форсинга не INMCM, а другой климатической модели, различия могут быть существенны. Помимо отличий в условиях увлажнения (рис. 2.) модели RMIР4 также демонстрируют различный температурный отклик в ПЛМ в Каспийском регионе. Для области 34–48° в.д. и 37–47° с.ш. модели демонстрируют следующее понижение среднегодовой температуры: AWI — около 3 °С, MPI — 4 °С, MIROC — 6 °С,

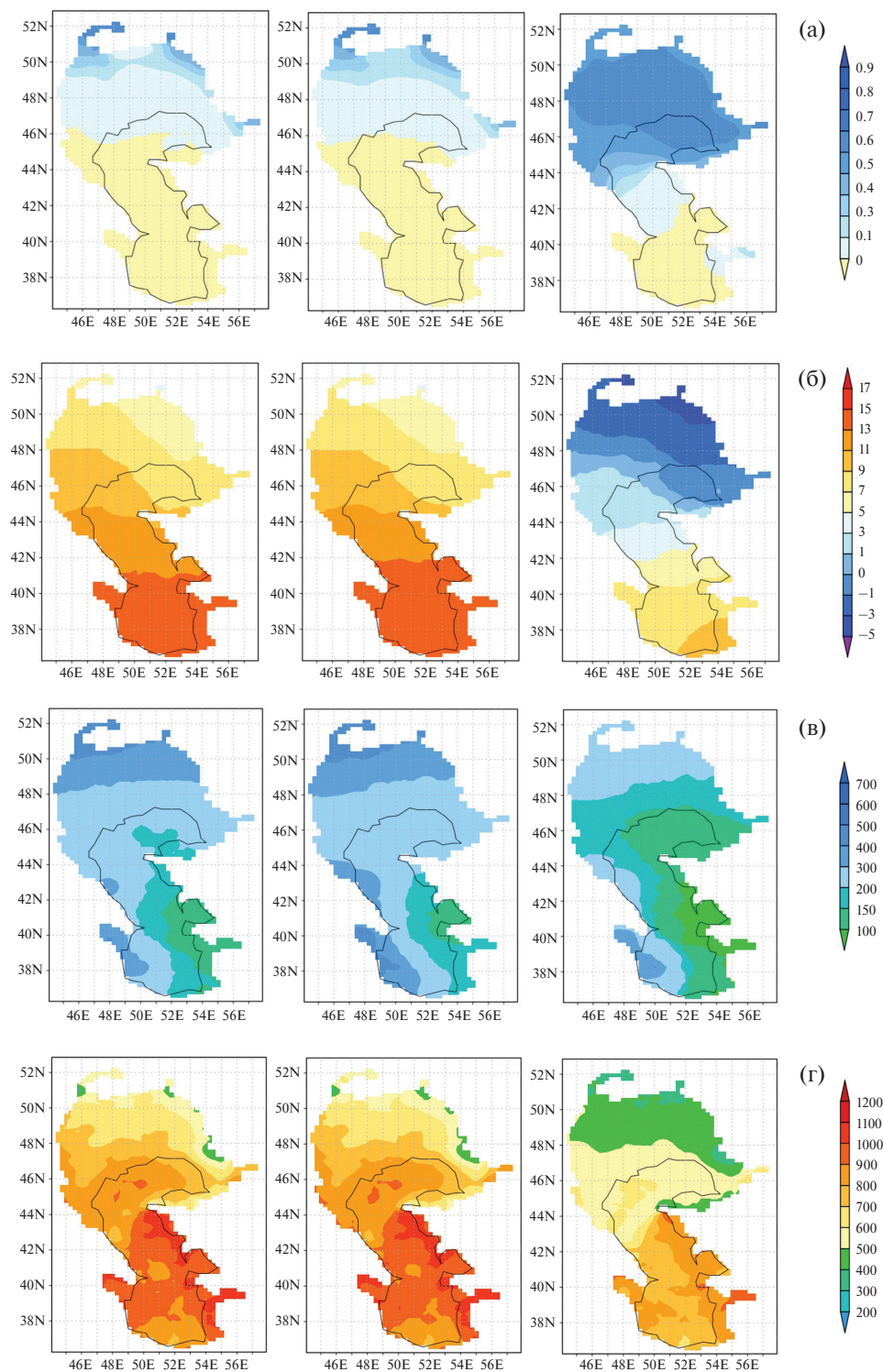


Рис. 2. Гидроклиматические характеристики Каспийского моря для уровня +50 м над у. м. по данным совместных экспериментов климатической модели INM-CM4.8 и океанической модели INMIO-CICE (слева направо: ДИ-период, голоцен, ПЛМ): (а) — доля ячейки, покрытая льдом (средние значения за ноябрь–март); (б) — среднегодовая приповерхностная температура воздуха, °C; (в) — среднегодовая сумма осадков, мм/год; (г) — среднегодовой слой испарения, мм/год.

Fig. 2. Hydroclimatic characteristics of the Caspian Sea for a level of +50 m. a. s. l. according to coupled experiments with the climate model INM-CM4.8 and ocean model INMIO-CICE (from left to right: PI period, mid-Holocene, LGM): (a) — the fraction of a cell covered with ice (average values for November–March); (б) — average annual surface air temperature, °C; (в) — average annual precipitation, mm/year; (г) — average annual evaporation layer, mm/year.

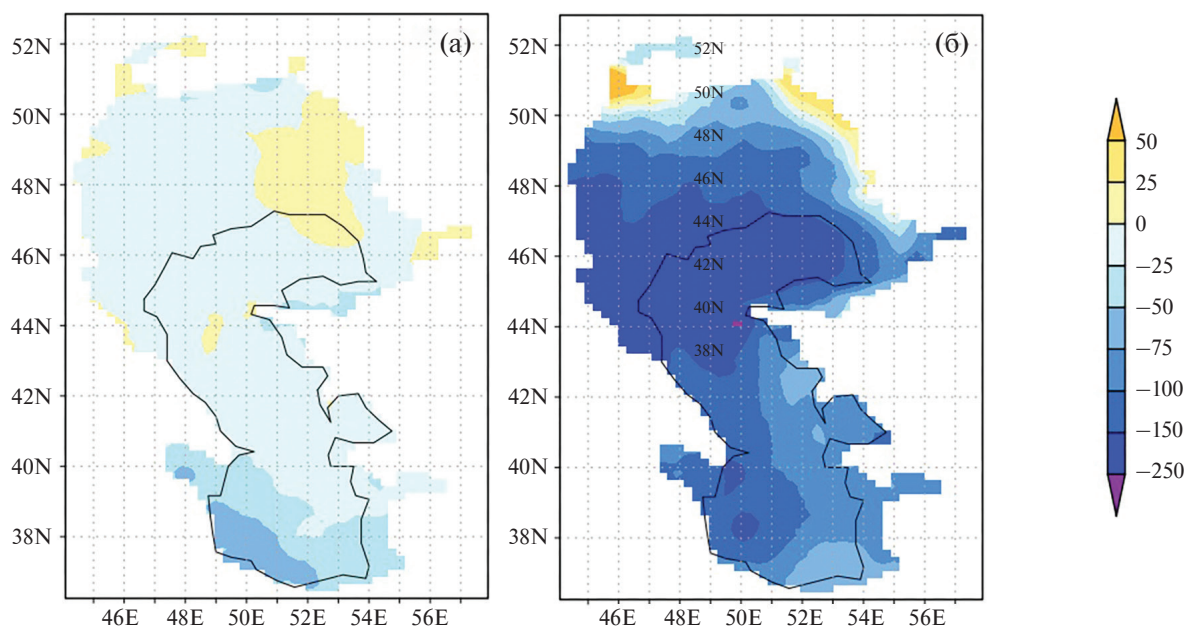


Рис. 3. Изменение слоя эффективного испарения в голоцене (а) и ПЛМ (б) по сравнению с ДИ-периодом для уровня Каспия +50 м над у. м., мм/год.

Fig. 3. Change in the layer of visible evaporation in the mid-Holocene (a) and LGM (б) compared to the preindustrial period (mm/year) for the Caspian Sea level +50 m. a. s. l.

INMCM — около 7°C . У большинства моделей наиболее существенное понижение температуры наблюдается в зимние месяцы: MPI — около 6°C , MIROC — 7.5°C , INMCM — около 10°C , у AWI же понижение составляет около 3°C , как и в целом за год. Летом изменения значительно меньше: AWI — около 3.5°C , MPI — 2°C , MIROC — 5°C , INMCM — около 4.5°C . При этом абсолютные значения в ДИ-период для среднегодовых температур близки у MPI и MIROC — около 15.5°C , у INMCM — около 12°C , у AWI — 11.5°C . В ПЛМ же значения среднегодовой температуры у MPI — около 11°C , MIROC — 9.5°C , INMCM — около 5.5°C , AWI — 8.5°C .

4. ЭКСПЕРИМЕНТЫ НА ЧУВСТВИТЕЛЬНОСТЬ

4.1. Влияние атмосферных масштабов

Поскольку задачей региональной модели является создание подробного решения на основе крупномасштабных полей из климатической модели за счет более точного представления рельефа и мезомасштабных процессов, представляет интерес вопрос, насколько детальность входной информации влияет на результат. Была проведена серия экспериментов на чувствительность, в которой эксперимент с форсингом периода ПЛМ для серии вышеуказанных уровней Каспия взят в качестве

контрольного и далее обозначен как LGM, а в возмущенных экспериментах те или иные компоненты атмосферных и радиационных условий над морем для модели INMIO—CICE были осреднены посуточно или помесечно. Получаемое в этих случаях изменение равновесного стока при разных уровнях по сравнению с контрольным экспериментом LGM характеризует вклад отфильтрованной крупномасштабной (внутрисуточной или внутримесячной) изменчивости внешних условий в водный баланс моря.

Расчеты возмущенных экспериментов производились для той же серии уровней от -85 до $+50$ м с шагом 15 м. Отличия в постановке возмущенных экспериментов от контрольного и между собой заключались только в осреднении динамических (компоненты скорости ветра) или термодинамических (температура, влажность, осадки, нисходящие потоки длинноволновой и коротковолновой радиации) полей форсинга, изначально полученных от модели INM—CM4.8 с 6-часовым разрешением по времени (табл. 2).

Графики равновесного речного стока в контрольном и возмущенном экспериментах приведены на рис. 4. Эксперименты LGM-var2 и LGM-var3 показывают, что при исключении внутрисуточной и внутримесячной изменчивости из всего массива форсинга существенно меньший сток начинает требоваться на поддержание равновесного состояния моря, причем для случая

Таблица 2. Период осреднения данных форсинга в экспериментах на чувствительность к атмосферным масштабам
Table 2. Averaging period for forcing data in atmospheric scales sensitivity experiments

Эксперимент	Динамический форсинг, период осреднения	Термодинамический форсинг, период осреднения
LGM	6 ч	6 ч
LGM-var2	1 д	1 д
LGM-var3	1 м	1 м
LGM-var3a		6 ч
LGM-var3b	6 ч	1 м
LGM-var3c		1 д
LGM-var3d		Температура – 1 д, остальные переменные – 6 ч

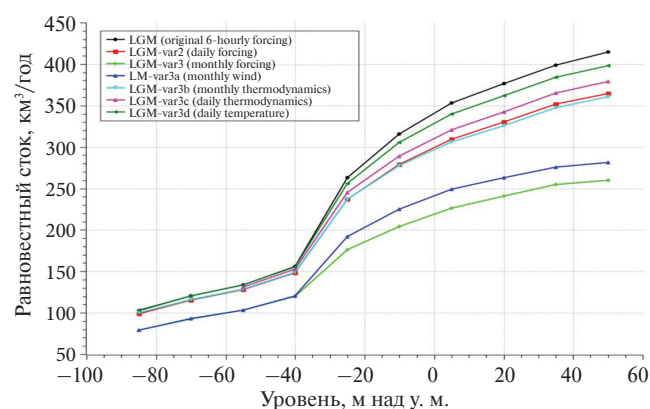


Рис. 4. Равновесный речной сток при различных уровнях Каспия в контрольном эксперименте и при различных вариантах осреднения входных атмосферных и радиационных данных по времени.

Fig. 4. Equilibrium river runoff at different levels of the Caspian Sea in the control experiment and in experiments with various time-averaging of input atmospheric and radiation data.

исключения внутримесячной изменчивости этот эффект проявляется во всем диапазоне рассмотренных уровней, как трансгрессивных, так и регрессивных. Например, для уровня +50 м площадь модельной акватории равна 931.1 тыс. км², и разность равновесных стоков в LGM и LGM-var3 составляет 154.4 км³/год (рис. 4), что соответствует разности среднегодовых испарений 13.8 мм/мес (рис. 5в). Отметим, что среднегодовые осадки в этих двух случаях одинаковы с точностью до разности между среднегодовым и средним от среднемесячных.

Сравнение экспериментов LGM, LGM-var3 и LGM-var3a свидетельствует, что фактором первого порядка в таком уменьшении стока является ветер: результаты близки при осреднении всего форсинга и при осреднении только компонентов скорости ветра. Действительно, как пра-

вило, в балк-формулах пограничного слоя атмосферы, включая (Launiainen, Vihma, 1990) в модели INMIO-CICE, испарение пропорционально модулю скорости ветра, и при месячном осреднении компонентов вектора этот модуль существенно уменьшается. Кроме того, падение испарения от LGM к LGM-var3 произошло в основном в 3–4 кварталах каждого года, когда льда еще нет или мало (рис. 5б, 5в), причем в LGM-var3 в этот сезон льда даже меньше, чем в LGM. Следовательно, падение испарения происходит именно за счет сокращения испарения с открытой воды, а не из-за изменения покрытия льдом. Также исключается вариант уменьшения испарения за счет охлаждения поверхности, так как ее температура в LGM-var3 оказывается даже выше, чем в LGM, по-видимому за счет сократившихся потерь скрытого тепла. Примечательным является и тот факт, что, несмотря на изменение разных типов потоков тепла при осреднении форсинга, тепловой баланс моря приблизительно сохраняется во все периоды года, а не только в среднем за год (рис. 5д).

Напротив, если ветер не изменять, а экспериментировать со всеми остальными (термодинамическими) полями атмосферы и радиации, то результаты будут более близки к контрольному эксперименту LGM. Некоторая разница остается только для трансгрессивных состояний. В этом случае графики близки для месячного (LGM-var3b) и для суточного (LGM-var3c) осреднения термодинамических полей. Поэтому можно предположить, что фактором второго порядка при высоких уровнях является суточный цикл термодинамических переменных: если суточный цикл убрать, то получаем падение равновесного стока, и дальнейшее осреднение термодинамики за месяц уже существенно на сток не влияет. В этом случае чуть меньше половины термодинамического падения стока будет происходить за счет исчезновения суточного цикла

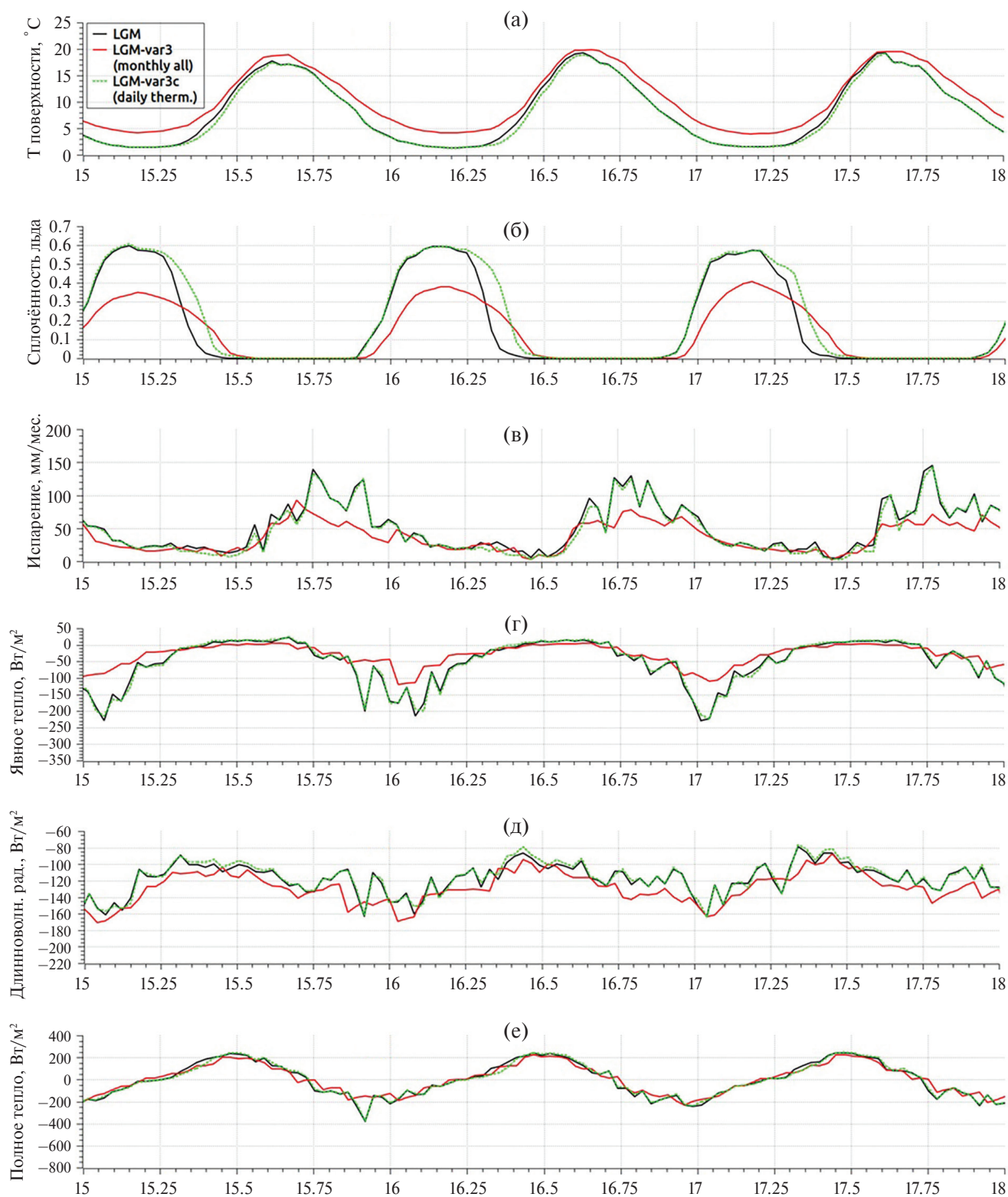


Рис. 5. Внутригодовое изменение средних по площади моря характеристик теплового баланса при уровне +50 м над у. м. в контрольном эксперименте, при среднемесечном форсинге и при среднесуточной термодинамической составляющей форсинга (3-летний отрывок из этапа вычисления равновесного стока).

Fig. 5. Intra-annual variability in the average heat balance characteristics over the sea area at a level of +50 m. a. s. l. in the control experiment, with monthly average forcing experiment and with the average daily thermodynamic component of forcing (3-year excerpt from the stage of calculating the equilibrium runoff).

температуры (ср. LGM, LGM-var3c и LGM-var3d). Одним из основных механизмов этого, по-видимому, является задержка таяния льда весной (рис. 5б): при устранении суточного цикла толстый лед перестает весной таять сверху от пиковых значений потоков явного и радиационного тепла, в то время как на нижнюю поверхность льда наличие или отсутствие суточного цикла практически не влияет.

4.2. Влияние положения речного стока

Поскольку данные по стоку древних рек редки и содержат большие неопределенности, также заслуживает внимания вопрос чувствительности решения к изменению модельного географического положения устьев рек и соотношения их полноводности. В основной серии экспериментов точка поступления речного стока в Каспий приблизительно соответствовала положению устья Волги при рассматриваемых уровнях моря. Были проведены дополнительные эксперименты, в которых суммарная величина речного стока распределялась вдоль побережья Каспия для периода ПЛМ и среднего голоцена. В эксперименте var5a положение источников и распределение стока примерно соответствовало современному: 80% стока – Волга, 6% – Кура, 5% – суммарно Терек, Сулак и малые реки Кавказа, 5% – Урал, 4% – Кызыл-Узен и реки Ирана (Водный баланс..., 2016). В эксперименте var5b сток был распределен следующим образом: 60% – Волга, 40% – Узбой. В настоящее время воды Узбоя не поступают в Каспий, но в позднем плейстоцене и раннем голоцене это могло происходить (на сегодняшний день восточное побережье Каспия исследовано мало, и однозначных свидетельств наличия или отсутствия стока через Узбой в Каспий нет).

Эксперименты показали, что при изменении географического распределения стока по побережью годовые объемы равновесного стока во всех случаях практически не изменились по сравнению со случаем стока, сконцентрированного в единственной точке. Для современного положения источников (эксперимент var5a) в обеих эпохах изменения не превышают 0.1%. При наличии Узбоя (эксперимент var5b) произошло увеличение требуемого равновесного стока в пределах 0.5% для ПЛМ и 1% для среднего голоцена. Соответствующие локальные изменения полей испарения с поверхности моря приведены на рис. 6. Наиболее значимые изменения были получены в эксперименте var5b для среднего голоцена, когда перенос части стока в район Узбоя привел к ослаблению системы поверхностных течений и нарушению циклонического круговорота в глубоководной части моря.

5. ВЫВОДЫ

При палеореконструкции гидрологических условий на Каспии использование океанической и ледовой модели высокого разрешения INMIO–CICE с дискретно изменяемым уровнем моря, экстраполяцией полей форсинга в область трансгрессии и детальным описанием морской и ледовой динамики и процессов тепло-влагообмена на границе вода-лед-атмосфера позволило получить более обоснованные значения испарения с морской поверхности по сравнению с данными глобальной климатической модели INM–CM4.8 и вычислить значения равновесного речного стока, необходимого для поддержания уровня Каспия на различных отметках. Полученная таким образом зависимость уровня моря и равновесного речного стока даст возможность взаимно связать данные из разных источников по акватории и водосборному бассейну. Стоит отметить, что полученные кривые во многом определяются исходным климатическим форсингом, и в случае использования вместо INMCM другой климатической модели, различия могут быть существенны, так как проведенный анализ основных климатических данных показал большой межмодельный разброс.

Модельные данные получены для серии уровней от –85 до +50 м для климатических условий ПЛМ и голоцена, при этом сравнение и верификация осуществлены с использованием расчетов в доиндустриальном климате. Зависимость эффективного испарения от площади не носит линейный характер, что важно при оценках компонентов баланса при значительных изменениях уровня по сравнению с современным положением Каспия. Данный подход оказался особенно актуален для возможных трансгрессивных состояний Каспия в периоды значительного похолодания, поскольку за счет более низких температур в ПЛМ и обширной зоны мелководья на севере при трансгрессивных состояниях Каспия распределение льда и продолжительность периода закрытой воды играют важную роль в уменьшении испарения с поверхности.

Для проверки обоснованности полученных модельных данных о компонентах водного баланса и их зависимости от положения уровня Каспия в рассмотренные палеоклиматические эпохи были выполнены эксперименты на чувствительность решения к изменению граничных условий. Получено, что перераспределение точек поступления речного стока вдоль побережья существенно не влияет на величину полного равновесного стока, это позволяет с большой вероятностью исключить неопределенность этой величины, связанную с недостатком данных о соотношении полноводности древних рек. Кроме того, поскольку результаты получены путем восстановления моделью

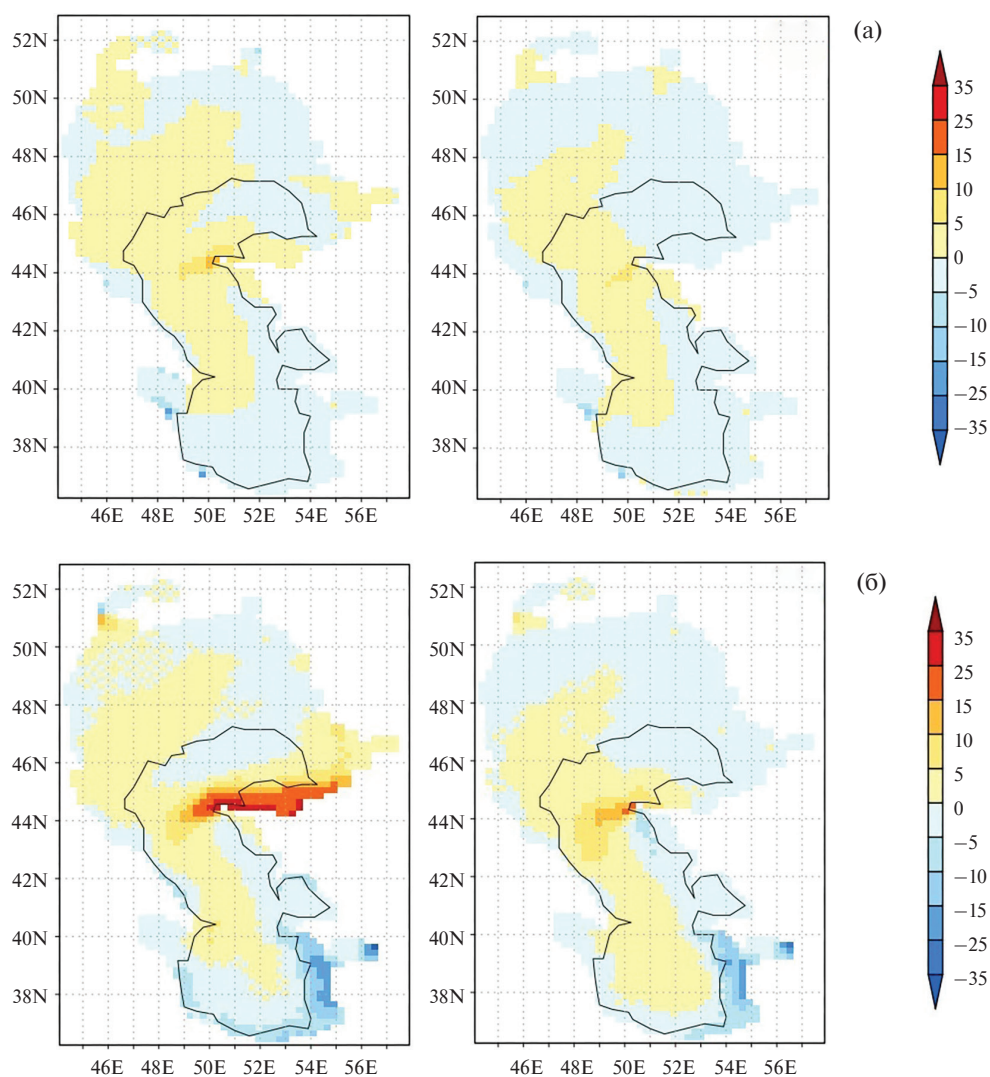


Рис. 6. Изменение испарения (мм/мес) для уровня Каспия +50 м над у. м. в ПЛМ (справа) и среднем голоцене (слева) в экспериментах: (а) – Var5a; (б) – Var5b по сравнению с базовыми экспериментами (в которых весь сток задавался в точках, соответствующих положению устья Волги) для этих же периодов.

Fig. 6. Change in evaporation (mm/month) for the Caspian Sea level +50 m. a. s. l. in the LGM (on the right) and mid-Holocene (on the left) in experiments: (a) – Var5a; (б) – Var5b compared to the basic experiments (in which the runoff was set at points corresponding to the position of the Volga mouth) for the same periods.

мелкомасштабной циркуляции моря по крупномасштабным атмосферным данным, проведена серия возмущенных экспериментов, в которых те или иные входные поля осреднялись посуточно или ежемесячно. Результаты показали, что для воспроизведения компонентов водного баланса моря принципиально необходимо разрешение внутримесячной изменчивости динамического поля ветра для вычисления испарения с открытой воды и внутрисуточного цикла термодинамических условий для корректного расчета продолжительности ледового сезона.

Получение численных оценок компонентов водного баланса для широкого диапазона уровней Ка-

спия и наиболее контрастных климатических условий последних 30 тыс. л. может быть полезно при палеогеографических исследованиях, поскольку единого мнения о природе, масштабах и датировках трансгрессивно-регрессивных событий сегодня не существует (Yanina, 2020; Kurbanov et al, 2021).

БЛАГОДАРНОСТИ

Работа выполнена при финансовой поддержке госзадания ИГ РАН (тема FMWS-2024-0001: оценка гидроклиматических характеристик Каспийского региона в различных климатических условиях) и госзадания ИО РАН (тема FMWE-2024-0017: разработка

модели INMIO–CICE для серии уровней Каспийского моря и граничных данных INM–CM4.8).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Водный баланс и колебания уровня Каспийского моря: моделирование и прогноз. (2016). Под ред. Е.С. Нестерова. М.: Триада лтд. 378 с.
- Морозова П.А., Ушаков К.В., Семенов В.А. и др. (2021). Водный баланс Каспийского моря в эпоху последнего ледникового максимума по данным экспериментов с математическими моделями. *Водные ресурсы*. Т. 48. № 6. С. 601–608.
<https://doi.org/10.31857/S0321059621060134>
- Морозова П.А., Ушаков К.В., Семенов В.А., Володин Е.М. (2024). Водный баланс Каспийского моря в эпоху максимума последнего оледенения и преиндустриальных условиях по данным экспериментов с моделью общей циркуляции моря INMIO–CICE. *Доклады Российской академии наук. Науки о Земле*. Т. 515. № 2. С. 282–288.
<https://doi.org/10.31857/S2686739724040131>
- Панин Г.Н. (1987). Испарение и теплообмен Каспийского моря. М.: Наука. 88 с.
- Тужилкин В.С., Косарев А.Н., Архипкин В.С., Никонова Р.Е. (2011). Многолетняя изменчивость гидрологического режима Каспийского моря в связи с вариациями климата. *Вестник Московского университета. Серия 5. География*. № 2. С. 62–71.
- Argus D.F., Peltier W.R., Drummond R. et al. (2014). The Antarctic component of postglacial rebound Model ICE-6G_C (VM5a) based upon GPS positioning, exposure age dating of ice thicknesses and sea level histories. *Geophys. J. Int.* Vol. 198. No. 1. P. 537–563.
<https://doi.org/10.1093/gji/ggu140>
- Brierley C.M., Zhao A., Harrison S.P. et al. (2020). Large-scale features and evaluation of the PMIP4–CMIP6 mid-Holocene simulations. *Climate of the Past*. Vol. 16. Iss. 5. P. 1847–1872.
<https://doi.org/10.5194/cp-16-1847-2020>
- Elguindi N., Somot S., Deque M. et al. (2011). Climate change evolution of the hydrological balance of the Mediterranean, Black and Caspian Seas: impact of climate model resolution. *Climate Dynamics*. Vol. 36. P. 205–228.
<https://doi.org/10.1007/s00382-009-0715-4>
- Fadeev R., Ushakov K., Tolstykh M. et al. (2018). Design and development of the SLAV–INMIO–CICE coupled model for seasonal prediction and climate research. *Russian J. of Numerical Analysis and Mathematical Modelling*. Vol. 33. No. 6. P. 333–340.
<https://doi.org/10.1515/rnam-2018-0028>
- Garstang M. (1967). Sensible and latent heat exchange in low latitude synoptic scale systems. *Tellus*. Vol. 19. Iss. 3. P. 492–508.
<https://doi.org/10.1111/j.2153-3490.1967.tb01504.x>
- Gelfan A., Panin A., Kalugin A. et al. (2024). Hydroclimatic processes as the primary drivers of the Early Khvalynian transgression of the Caspian Sea: new developments. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* Vol. 28. Iss. 1. P. 241–259.
<https://doi.org/10.5194/hess-28-241-2024>
- Giorgi F. (2019). Thirty years of regional climate modeling: Where are we and where are we going next? *J. Geophys. Res.: Atmos.* Vol. 124. P. 5696–5723.
<https://doi.org/10.1029/2018JD030094>
- Griffies S.M., Biastoch A., Böning C. et al. (2009). Coordinated Ocean-ice Reference Experiments (COREs). *Ocean Modelling*. Vol. 26. Iss. 1–2. P. 1–46.
<https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2008.08.007>
- Hajima T., Watanabe M., Yamamoto A. et al. (2020). Development of the MIROC-ES2L Earth system model and the evaluation of biogeochemical processes and feedbacks. *Geosci. Model Dev.* Vol. 13. Iss. 5. P. 2197–2244.
<https://doi.org/10.5194/gmd-13-2197-2020>
- Hunke E.C., Lipscomb W.H., Turner A.K. et al. (2015). CICE: the Los Alamos Sea Ice Model. Documentation and Software User's Manual Version 5.1. Los Alamos National Laboratory. 116 p. <http://www.ccpo.odu.edu/~klinck/Reprints/PDF/cicedoc2015.pdf> (access date: 04.04.2024).
- Kageyama M., Albani S., Braconnot P. et al. (2017). The PMIP4 contribution to CMIP6 – Part 4: Scientific objectives and experimental design of the PMIP4–CMIP6 Last Glacial Maximum experiments and PMIP4 sensitivity experiments. *Geosci. Model Dev.* Vol. 10. Iss. 11. P. 4035–4055.
<https://doi.org/10.5194/gmd-10-4035-2017>
- Kageyama M., Harrison S.P., Kapsch M.L. et al. (2021). The PMIP4 Last Glacial Maximum experiments: preliminary results and comparison with the PMIP3 simulations. *Climate of the Past*. Vol. 17. Iss. 3. P. 1065–1089.
<https://doi.org/10.5194/cp-17-1065-2021>
- Kalmykov V.V., Ibrayev R.A., Kaurkin M.N. et al. (2018). Compact Modeling Framework v3.0 for high-resolution global ocean–ice–atmosphere models. *Geosci. Model Dev.* Vol. 11. Iss. 10. P. 3983–3997.
<https://doi.org/10.5194/gmd-11-3983-2018>
- Kislov A., Toropov P. (2011). Modeling extreme Black Sea and Caspian Sea levels of the past 21000 years with general circulation models. *Geological Society of America Special Papers*. P. 27–32.
[https://doi.org/10.1130/2011.2473\(02\)](https://doi.org/10.1130/2011.2473(02))
- Koriche S.A., Singarayer J.S., Cloke H.L. et al. (2022). What are the drivers of Caspian Sea level variation during the late Quaternary? *Quat. Sci. Rev.* Vol. 283. 107457.
<https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2022.107457>
- Kurbanov R., Murray A., Thompson W. et al. (2021). First reliable chronology for the Early Khvalynian Caspian Sea transgression in the Lower Volga River valley. *Boreas*. Vol. 50. P. 134–146.
<https://doi.org/10.1111/bor.12478>
- Launianen J., Vihma T. (1990). Derivation of turbulent surface fluxes – an iterative flux-profile method allowing arbitrary observing heights. *Environmental Software*. Vol. 5. No. 3. P. 113–124.
[https://doi.org/10.1016/0266-9838\(90\)90021-W](https://doi.org/10.1016/0266-9838(90)90021-W)
- Mauritsen T., Bader J., Becker T. et al. (2019). Developments in the MPI–M Earth System Model version 1.2 (MPI–

- ESM1.2) and its response to increasing CO₂. *J. of Advances in Modeling Earth Systems*. Vol. 11. Iss. 4. P. 998–1038. <https://doi.org/10.1029/2018MS001400>
- Peltier W.R., Argus D.F., Drummond R. (2015). Space geodesy constrains ice age terminal deglaciation: The global ICE-6G_C (VM5a) model. *J. Geophys. Res.: Solid Earth*. Vol. 120. Iss. 1. P. 450–487. <https://doi.org/10.1002/2014JB011176>
- PMIP4. https://pmip4.lsce.ipsl.fr/doku.php/exp_design:index (access date: 04.04.2024).
- Sidorenko D., Rackow T., Jung T. et al. (2015). Towards multi-resolution global climate modeling with ECHAM6–FESOM. Part I: model formulation and mean climate. *Climate Dynamics*. Vol. 44. P. 757–780. <https://doi.org/10.1007/s00382-014-2290-6>
- Ushakov K.V., Ibrayev R.A. (2018). Assessment of mean world ocean meridional heat transport characteristics by a high-resolution model. *Russ. J. Earth Sci.* Vol. 18. ES1004. <https://doi.org/10.2205/2018ES000616>
- Volodin E.M., Mortikov E.V., Kostykin S.V. et al. (2018). Simulation of the modern climate using the INM–CM4.8 climate model. *Russian J. of Numerical Analysis and Mathematical Modelling*. Vol. 33. No. 6. P. 367–374. <https://doi.org/10.1515/rnam-2018-0032>
- Yanina T.A., Sorokin V., Bezrodnykh Yu. et al. (2018). Late Pleistocene climatic events reflected in the Caspian Sea geological history (based on drilling data). *Quat. Int.* Vol. 465. Part A. P. 130–141. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2017.08.003>
- Yanina T. (2020). Environmental variability of the Ponto-Caspian and Mediterranean basins during the last climatic macrocycle. *Geography, Environment, Sustainability*. Vol. 13. No. 4. P. 6–23. <https://doi.org/10.24057/2071-9388-2020-120>

HYDROLOGICAL AND CLIMATIC CHARACTERISTICS OF THE CASPIAN SEA DURING THE LAST GLACIAL MAXIMUM, MID-HOLOCENE AND PRE-INDUSTRIAL CONDITIONS ACCORDING TO NUMERICAL MODELLING DATA¹

P. A. Morozova^{a,#}, K. V. Ushakov^b, V. A. Semenov^{a,c},
E. M. Volodin^d, and R. A. Ibrayev^{b,d}

^a Institute of Geography RAS, Moscow, Russia

^b Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow, Russia

^c Obukhov Institute of Atmospheric Physics RAS, Moscow, Russia

^d Marchuk Institute of Numerical Mathematics RAS, Moscow, Russia

[#]E-mail: morozova_polina@mail.ru

Components of the water balance of the Caspian Sea are calculated for a wide range of lake levels (–85–50 m. a. s. l.) and for the two most contrasting climatic epochs over the last several tens of thousands of years: the middle Holocene (6 ka b.p.) and the Last Glacial Maximum (21 ka b.p.), as well as for the pre-industrial conditions (~1850). The eddy-resolving ocean general circulation model INMIO coupled with the CICE ice model are used for the calculations. Climate data of the INM–CM4.8 model for the indicated periods are used as boundary conditions. It is found that the volumes of river inflow required to maintain the lake level at various marks for the Holocene era are lower than the corresponding pre-industrial values by 6–7%. For the Last Glacial Maximum this decrease is 13–14% for regressive states and 20–21% for transgressive ones. Sensitivity of the results is studied to the temporal resolution of boundary meteorological data and to the locations of fresh water inflow into the Caspian Sea. It is shown that excluding the diurnal and intramonthly variability in input data leads to an underestimation of evaporation from the surface of the sea. The greatest influence on this value is exerted by the exclusion of intramonthly variability of the dynamic wind field: this leads to a decrease in the equilibrium runoff by 35%. To correctly simulate the duration of the ice coverage season, it is necessary to take into account the diurnal cycle of incoming radiation and air temperature. The melting period is significantly lengthened when using data at daily or monthly resolution, which has the greatest impact during transgressive states of the Caspian Sea. The redistribution of river mouth locations along the coast does not significantly affect the value of the total equilibrium inflow, which makes it possible to most likely exclude the uncertainty of this value associated with the lack of data on the mutual ratio of discharge of ancient rivers. In addition, estimates of hydroclimatic characteristics of the Caspian region for the middle Holocene and late Pleistocene are provided based on climate modeling carried out within the framework of the PMIP4 project.

Keywords: sea level fluctuations; ocean general circulation model; paleoclimate modeling

¹ For citation: Morozova P.A., Ushakov K.V., Semenov V.A., Volodin E.M., and Ibrayev R.A. (2025). Hydrological and climatic characteristics of the Caspian Sea during the Last Glacial Maximum, mid-Holocene and pre-industrial conditions according to numerical modelling data. *Geomorfologiya i Paleogeografiya*. Vol. 56. No. 1. P. 130–146. (in Russ). <https://doi.org/10.31857/S2949178925010079>. <https://elibrary.ru/DNWWVY>

ACKNOWLEDGMENTS

This work was performed with the financial support of the State Assignment of IG RAS (theme FMWS-2024-0001: assessment of the hydroclimatic characteristics of the Caspian region in various climatic conditions) and State Assignment of IO RAS (theme FMWE-2024-0017: development of the INMIO–CICE model for a series of Caspian Sea levels and INM–CM4.8 boundary conditions).

REFERENCES

- Argus D.F., Peltier W.R., Drummond R. et al. (2014). The Antarctic component of postglacial rebound Model ICE-6G_C (VM5a) based upon GPS positioning, exposure age dating of ice thicknesses and sea level histories. *Geophys. J. Int.* Vol. 198. No. 1. P. 537–563. <https://doi.org/10.1093/gji/ggu140>
- Brierley C.M., Zhao A., Harrison S.P. et al. (2020). Large-scale features and evaluation of the PMIP4–CMIP6 mid-Holocene simulations. *Climate of the Past*. Vol. 16. Iss. 5. P. 1847–1872. <https://doi.org/10.5194/cp-16-1847-2020>
- Elguindi N., Somot S., Deque M. et al. (2011). Climate change evolution of the hydrological balance of the Mediterranean, Black and Caspian Seas: impact of climate model resolution. *Climate Dynamics*. Vol. 36. P. 205–228. <https://doi.org/10.1007/s00382-009-0715-4>
- Fadeev R., Ushakov K., Tolstykh M. et al. (2018). Design and development of the SLAV–INMIO–CICE coupled model for seasonal prediction and climate research. *Russian J. of Numerical Analysis and Mathematical Modelling*. Vol. 33. No. 6. P. 333–340. <https://doi.org/10.1515/rnam-2018-0028>
- Garstang M. (1967). Sensible and latent heat exchange in low latitude synoptic scale systems. *Tellus*. Vol. 19. Iss. 3. P. 492–508. <https://doi.org/10.1111/j.2153-3490.1967.tb01504.x>
- Gelfan A., Panin A., Kalugin A. et al. (2024). Hydroclimatic processes as the primary drivers of the Early Khvalynian transgression of the Caspian Sea: new developments. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* Vol. 28. Iss. 1. P. 241–259. <https://doi.org/10.5194/hess-28-241-2024>
- Giorgi F. (2019). Thirty years of regional climate modeling: Where are we and where are we going next? *J. Geophys. Res.: Atmos.* Vol. 124. P. 5696–5723. <https://doi.org/10.1029/2018JD030094>
- Griffies S.M., Biastoch A., Böning C. et al. (2009). Coordinated Ocean-ice Reference Experiments (COREs). *Ocean Modelling*. Vol. 26. Iss. 1-2. P. 1–46. <https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2008.08.007>
- Hajima T., Watanabe M., Yamamoto A. et al. (2020). Development of the MIROC-ES2L Earth system model and the evaluation of biogeochemical processes and feedbacks. *Geosci. Model Dev.* Vol. 13. Iss. 5. P. 2197–2244. <https://doi.org/10.5194/gmd-13-2197-2020>
- Hunke E.C., Lipscomb W.H., Turner A.K. et al. (2015). CICE: the Los Alamos Sea Ice Model. Documentation and Software User's Manual Version 5.1. Los Alamos National Laboratory. 116 p. <http://www.ccpo.odu.edu/~klinck/Reprints/PDF/cicedoc2015.pdf> (access date: 04.04.2024).
- Kageyama M., Albani S., Braconnot P. et al. (2017). The PMIP4 contribution to CMIP6 – Part 4: Scientific objectives and experimental design of the PMIP4–CMIP6 Last Glacial Maximum experiments and PMIP4 sensitivity experiments. *Geosci. Model Dev.* Vol. 10. Iss. 11. P. 4035–4055. <https://doi.org/10.5194/gmd-10-4035-2017>
- Kageyama M., Harrison S.P., Kapsch M.-L. et al. (2021). The PMIP4 Last Glacial Maximum experiments: preliminary results and comparison with the PMIP3 simulations. *Climate of the Past*. Vol. 17. Iss. 3. P. 1065–1089. <https://doi.org/10.5194/cp-17-1065-2021>
- Kalmykov V.V., Ibrayev R.A., Kaurkin M.N. et al. (2018). Compact Modeling Framework v3.0 for high-resolution global ocean–ice–atmosphere models. *Geosci. Model Dev.* Vol. 11. Iss. 10. P. 3983–3997. <https://doi.org/10.5194/gmd-11-3983-2018>
- Kislov A., Toropov P. (2011). Modeling extreme Black Sea and Caspian Sea levels of the past 21000 years with general circulation models. *Geological Society of America Special Papers*. P. 27–32. [https://doi.org/10.1130/2011.2473\(02\)](https://doi.org/10.1130/2011.2473(02))
- Koriche S.A., Singarayer J.S., Cloke H.L. et al. (2022). What are the drivers of Caspian Sea level variation during the late Quaternary? *Quat. Sci. Rev.* Vol. 283. 107457. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2022.107457>
- Kurbanov R., Murray A., Thompson W. et al. (2021). First reliable chronology for the Early Khvalynian Caspian Sea transgression in the Lower Volga River valley. *Boreas*. Vol. 50. P. 134–146. <https://doi.org/10.1111/bor.12478>
- Launiainen J., Vihma T. (1990). Derivation of turbulent surface fluxes – an iterative flux–profile method allowing arbitrary observing heights. *Environmental Software*. Vol. 5. No. 3. P. 113–124. [https://doi.org/10.1016/0266-9838\(90\)90021-W](https://doi.org/10.1016/0266-9838(90)90021-W)
- Mauritsen T., Bader J., Becker T. et al. (2019). Developments in the MPI–M Earth System Model version 1.2 (MPI–ESM1.2) and its response to increasing CO₂. *J. of Advances in Modeling Earth Systems*. Vol. 11. Iss. 4. P. 998–1038. <https://doi.org/10.1029/2018MS001400>
- Morozova P.A., Ushakov K.V., Semenov V.A. et al. (2021). Water Budget of the Caspian Sea in the Last Glacial Maximum by Data of Experiments with Mathematical Models. *Water resources*. Vol. 48. No. 6. P. 823–830. <https://doi.org/10.1134/S0097807821060130>
- Morozova P.A., Ushakov K.V., Semenov V.A. et al. (2024). Water Balance of the Caspian Sea in the Last Glacial Maximum and Pre-Industrial Conditions Based on the Experiments with the INMIO–CICE General Sea Circulation Model. *Dokl. Earth Sci.* Vol. 515. Part 2. P. 675–679. <https://doi.org/10.1134/S1028334X23603620>
- Nesterov E.S. (Ed.). (2016). Vodnyi balans i kolebaniya urovnya Kaspiiskogo morya: modelirovanie i prognoz (Water balance and level fluctuations of the Caspian Sea. Modeling and prediction). Moscow: Triada ltd (Publ.). 378 p. (in Russ.).

- Panin G.N. (1987). Испарение и теплообмен Каспийского моря (Evaporation and heat exchange of the Caspian Sea). Moscow: Nauka (Publ.). 88 p. (in Russ.).
- Peltier W.R., Argus D.F., Drummond R. (2015). Space geodesy constrains ice age terminal deglaciation: The global ICE-6G_C (VM5a) model. *J. Geophys. Res.: Solid Earth*. Vol. 120. Iss. 1. P. 450–487.
<https://doi.org/10.1002/2014JB011176>
- PMIP4. https://pmip4.lsce.ipsl.fr/doku.php/exp_design:index (access date: 04.04.2024).
- Sidorenko D., Rackow T., Jung T. et al. (2015). Towards multi-resolution global climate modeling with ECHAM6–FESOM. Part I: model formulation and mean climate. *Climate Dynamics*. Vol. 44. P. 757–780.
<https://doi.org/10.1007/s00382-014-2290-6>
- Tujilkin N.S., Kosarev A.N., Arkhipkin V.S., Nikonova R.E. (2011). Long-term variations of the hydrological regime of the Caspian Sea. *Vestnik Moskovskogo universiteta. Seriya 5. Geografiya*. No. 2. P. 62–71. (in Russ.).
- Ushakov K.V., Ibrayev R.A. (2018). Assessment of mean world ocean meridional heat transport characteristics by a high-resolution model. *Russ. J. Earth Sci.* Vol. 18. ES1004.
<https://doi.org/10.2205/2018ES000616>
- Volodin E.M., Mortikov E.V., Kostykin S.V. et al. (2018). Simulation of the modern climate using the INM–CM4.8 climate model. *Russian J. of Numerical Analysis and Mathematical Modelling*. Vol. 33. No. 6. P. 367–374.
<https://doi.org/10.1515/rnam-2018-0032>
- Yanina T. (2020). Environmental variability of the Ponto-Caspian and Mediterranean basins during the last climatic macrocycle. *Geography, Environment, Sustainability*. Vol. 13. No. 4. P. 6–23.
<https://doi.org/10.24057/2071-9388-2020-120>
- Yanina T.A., Sorokin V., Bezrodnykh Yu. et al. (2018). Late Pleistocene climatic events reflected in the Caspian Sea geological history (based on drilling data). *Quat. Int.* Vol. 465. Part A. P. 130–141.
<https://doi.org/10.1016/j.quaint.2017.08.003>