

УДК 551.461.2

ВОДНЫЙ БАЛАНС КАСПИЙСКОГО МОРЯ В ЭПОХУ МАКСИМУМА ПОСЛЕДНЕГО ОЛЕДЕНЕНИЯ И ПРЕИНДУСТРИАЛЬНЫХ УСЛОВИЯХ ПО ДАННЫМ ЭКСПЕРИМЕНТОВ С МОДЕЛЮ ОБЩЕЙ ЦИРКУЛЯЦИИ МОРЯ INMIO-CICE

© 2024 г. П. А. Морозова^{1,*}, К. В. Ушаков^{2,3},
академик РАН В. А. Семенов^{1,3,4}, Е. М. Володин⁵

Поступило 16.11.2023 г.

После доработки 04.12.2023 г.

Принято к публикации 14.12.2023 г.

Аннотация. С использованием модели общей циркуляции Каспийского моря INMIO-CICE получены оценки равновесного речного стока и испарения с поверхности моря для широкого диапазона уровней: от –85 до +50 м над уровнем моря для климатических условий максимума последнего оледенения (~21 тыс. л. н.) и преиндустриального климата (~1850 г.). В качестве граничных условий использовались данные климатической модели INMCM4.8. Получено, что для поддержания уровня моря на отметках +35–50 м над уровнем моря, соответствующих максимальным значениям хвалынской трансгрессии, необходим речной сток около 400 км³/год в эпоху максимума последнего оледенения. В последний ледниковый максимум слой испарения с поверхности моря уменьшился на 105–175 мм (12–22%) по сравнению с преиндустриальным периодом, а слой осадков, согласно данным модели INMCM4.8, на 50–70 мм (15–30%), что соответствует уменьшению равновесного стока на 10–20%, при этом более низким уровням моря соответствуют меньшие как абсолютные, так и относительные изменения, а максимальное уменьшение слоя испарения происходит на расчетном уровне +5 м над уровнем моря.

Ключевые слова: Каспийское море, колебания уровня моря, последний ледниковый максимум, модель общей циркуляции океана, палеоклиматическое моделирование

DOI: 10.31857/S2686739724040131

ВВЕДЕНИЕ

Уровень Каспийского моря (КМ), бессточного водоема, является важным индикатором климатических изменений всего водосборного бассейна, занимающего значительную часть Восточно-Европейской равнины, и характеризуется существенными вариациями на различных временных масштабах: в последнее столетие уровень моря менялся на 4 м [4], а во время позднего плейстоцена амплитуда могла составлять

и более 100 м [19]. Причины таких колебаний окончательно не установлены. Поскольку уровень моря определяется балансом речного стока и видимого испарения (разности между испарением и осадками) с поверхности моря, то причины колебаний уровня связаны с вариациями этих компонент гидрологического баланса. Речной сток связан с климатическими условиями на водосборе, а испарение, помимо климатических факторов, также зависит от площади моря [1]. Для условий позднеледниковья важную роль также могли играть изменения водосборов и ледниковый сток [5, 8, 11].

Морфометрические особенности КМ таковы, что при увеличении уровня происходит значительное увеличение площади в северном направлении, что нелинейно изменяет соотношение компонентов водного баланса (ВБ) озера. Использование глобальных моделей климата для оценки изменений ВБ моря имеет ряд ограничений: низкое пространственное разрешение,

¹Институт географии Российской Академии наук, Москва, Россия

²Институт океанологии им. П.П. Ширшова Российской Академии наук, Москва, Россия

³Институт водных проблем Российской Академии наук, Москва, Россия

⁴Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова Российской Академии наук, Москва, Россия

⁵Институт вычислительной математики им. Г.И. Марчука Российской Академии наук, Москва, Россия

*E-mail: morozova_polina@mail.ru

использование упрощенных моделей моря, современная конфигурация моря в палеоклиматических экспериментах PMIP4 (Paleoclimate Modelling Intercomparison Project) [14].

Альтернативный подход основан на использовании полной гидродинамической модели КМ высокого пространственного разрешения со свободным уровнем, описывающей динамику и термодинамику моря, в том числе испарение. Из-за низких температур в период последнего ледникового максимума (ПЛМ) и обширной зоны мелководья на севере при трансгрессивных состояниях КМ распределение льда и продолжительность периода закрытой воды играют важную роль в уменьшении испарения с поверхности, поэтому детальное описание морских динамических процессов и процессов тепло-влажностного обмена на границе вода–лед–атмосфера позволяет уточнить величину испарения по сравнению с глобальными климатическими моделями. Задавая граничные климатические условия в такой модели, можно оценить необходимые значения компонентов ВБ для различных уровней моря. Этот подход был применен в [6] для оценки компонентов ВБ КМ в условиях ПЛМ и преиндустриального (ПИ) климата для уровней озера –60 – –15 метров над уровнем моря (м н.у.м.) относительно современного уровня Мирового океана. В [11] для периода ПЛМ и оптимума голоцена также рассматривались трансгрессивные состояния КМ в диапазоне –25–50 м н.у.м.

В данной работе представлены результаты моделирования компонентов ВБ для уровней КМ от –85 до 50 м н.у.м., что охватывает вероятный диапазон изменений уровня озера в период от последнего оледенения до современности [19]: максимальный уровень при хвалынской трансгрессии мог достигать +48 м н.у.м., положение же КМ при регрессии не определено. Полученные оценки важны для палеогеографических исследований, поскольку единого мнения о природе, масштабах и датировках трансгрессивно-регрессивных событий на сегодняшний день не существует [2, 11, 19].

ДАННЫЕ И МЕТОДЫ

Для исследования чувствительности компонентов ВБ КМ была использована совместная модель океана INMIO [13] и морского льда CICE [12], реализованная в программной среде CMF [15]. Данная модель применяется для прогноза погоды и исследований климата [10, 17]. Модель

решает уравнения трехмерной динамики и термодинамики океана и морского ледового покрова. Расчеты проводились с настроенной для КМ конфигурацией с разрешением 0.27° по долготе и 0.2° по широте, 28 вертикальными уровнями (шаг от 6 метров вблизи поверхности до 125 м у дна) и шагом по времени 20 минут.

В качестве атмосферных граничных условий для INMIO-CICE были использованы результаты экспериментов климатической модели INMCM4.8 [18] по воспроизведению климата ПЛМ (эксперимент LGM, 21 тыс. л. н.) и климата ПИ периода (эксперимент piControl, около 1850 г.), выполненных в рамках проектов CMIP6 (Coupled Modelling Intercomparison Project) и PMIP4. В эксперименте LGM воспроизводится период с максимальным объемом ледникового покрова в эпоху последнего оледенения, граничные условия и первые результаты эксперимента представлены в [12]. В эксперименте piControl граничные условия, в частности состав атмосферы, задаются для конца преиндустриального периода. Это контрольный эксперимент для оценки чувствительности климатических моделей к изменению граничных условий в рамках CMIP6.

Граничными атмосферными условиями для модели INMIO-CICE являются приземная температура и влажность воздуха, осадки, скорость ветра, потоки приходящей длинноволновой и коротковолновой радиации. При моделировании трансгрессивных состояний для полей температуры, влажности, потока приходящей длинноволновой радиации, демонстрирующих заметное отклонение среднемесячных изолиний от широтного распределения и повторяющих очертания береговой линии в климатической модели, была выполнена экстраполяция из морской области модели климата в область трансгрессии. Экстраполяция выполнялась из ближайшей с юга морской ячейки с использованием меридионального градиента, рассчитанного методом наименьших квадратов над центральной частью акватории климатической модели. Для трансгрессивных ячеек, где эта процедура неприменима, выполнялась простая экстраполяция методом ближайшего соседа (рис. 1). Подробнее процедура описана в [11].

Расчеты проводились для серии уровней КМ: от –85 до +50 м н.у.м. с шагом 15 м (рис. 1). Продолжительность каждого эксперимента составляла 50 лет. Вначале задавалось грубое начальное приближение для величины среднегодового речного стока как значение линейной функции

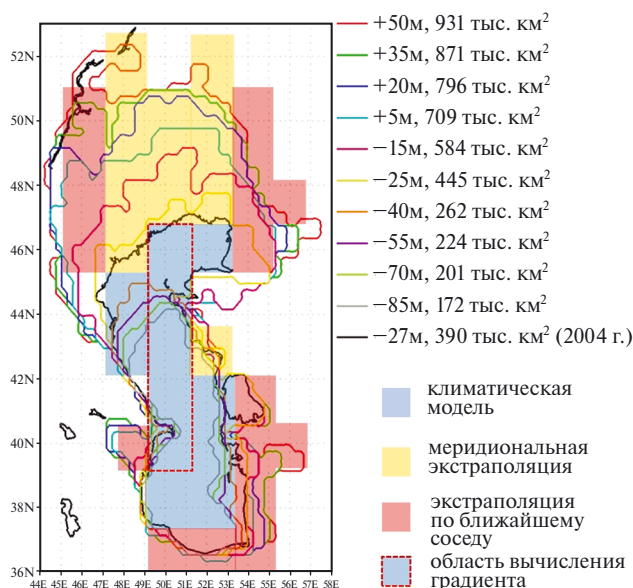


Рис. 1. Береговая линия и площадь КМ для расчетных уровней в модели INMIO-CICE, а также расчетная область КМ в климатической модели и области экстраполяции при рассмотрении трансгрессивных уровней (цветная заливка).

от площади акватории (коэффициенты функции были получены в предварительных экспериментах [6]). Затем в течение 5 лет выполнялось приспособление модели, далее за 6–20 годы интегрирования вычислялся средний водный дисбаланс. Величина дисбаланса использовалась для корректировки речного стока. Полученное в результате значение стока считалось равновесным стоком и использовалось в дальнейших расчетах. После этого средний по акватории уровень моря мгновенно возвращался к исходному значению и выполнялось еще одно приспособление модели в течение 10 лет, последние 20 лет эксперимента использовались для дальнейшего анализа.

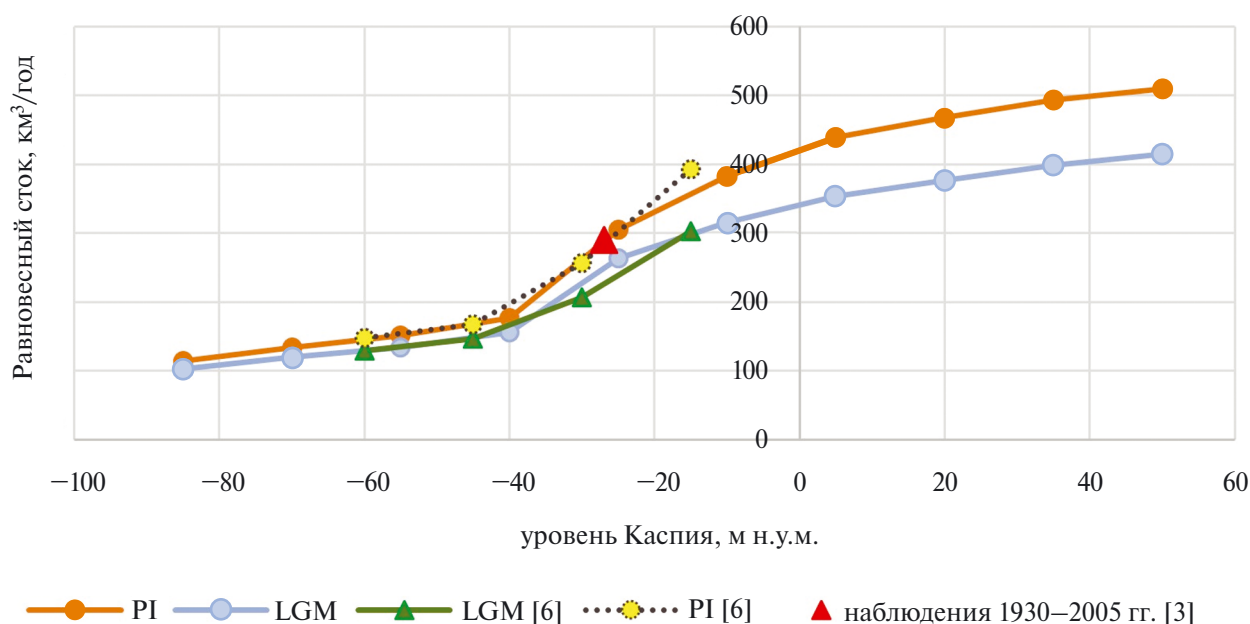
РЕЗУЛЬТАТЫ

Совместные расчеты с использованием моделей INMCM4.8 и INMIO-CICE позволили оценить компоненты ВБ КМ: на рис. 2 представлены объемы речного стока (рис. 2 а), необходимые для поддержания уровня озера на различных отметках (равновесный сток), испарение и осадки, осредненные для всей акватории (рис. 2 б). Уменьшение слоя испарения при повышении уровня связано с тем, что граница водоема при трансгрессии смещается преимущественно в северном направлении, где ниже температуры и дольше период покрытия льдом. Осадки, наоборот, растут, но этот рост

полностью не компенсирует уменьшение испарения, поэтому средние значения видимого испарения также падают с увеличением уровня (более –25 м н.у.м.). Изменение объемов равновесного стока пропорционально изменению площади КМ, но зависимость для всего диапазона нелинейная. Можно выделить участок кривой для уровней –40 м н.у.м. и ниже, когда площадь при изменении уровня меняется незначительно, градиент составляет около $0.7 \text{ (км}^3/\text{год)}/\text{км}^2 \cdot 10^3$ для ПИ климата и $0.6 \text{ (км}^3/\text{год)}/\text{км}^2 \cdot 10^3$ для ПЛМ. И участок кривой для уровней –25 м н.у.м. и выше, когда происходит значительное увеличение площади озера при повышении уровня за счет мелководной части на севере — в этом случае градиент постепенно уменьшается. Для диапазона от –25 до –10 м н.у.м. он составляет около $0.55 \text{ (км}^3/\text{год)}/\text{км}^2 \cdot 10^3$ для ПИ климата и $0.4 \text{ (км}^3/\text{год)}/\text{км}^2 \cdot 10^3$ для ПЛМ. А для диапазона 35–50 м н.у.м. уже около $0.25 \text{ (км}^3/\text{год)}/\text{км}^2 \cdot 10^3$ для ПИ климата и $0.15 \text{ (км}^3/\text{год)}/\text{км}^2 \cdot 10^3$ для ПЛМ. В работе [6] были рассмотрены уровни –60, –45, –30, –15 м н.у.м. (рис. 2 а). Эксперименты были проведены аналогичным образом, но без процедуры экстраполяции для климатических данных, что оказало влияние на значения, полученные для трансгрессивного состояния –15 м н.у.м. Несмотря на достаточно широкий диапазон уровней от –60 до –15 м н.у.м. при сравнении с кривой, полученной для диапазона –85–50 м н.у.м., видно, что для трансгрессивных состояний наклон кривой меняется, но серия экспериментов от –60 до –15 м н.у.м. это не захватывает. Поэтому линейная экстраполяция значений, полученных для трансгрессивных состояний КМ, близких к современному, при оценке баланса озера при более высоких уровнях была бы ошибочна.

В эпоху ПЛМ испарение и осадки над акваторией КМ значительно сократились по сравнению с ПИ значениями (рис. 3), что привело и к изменению значений равновесного стока — для уровней выше –25 м н.у.м. сток ниже в ПЛМ на ~20%. Слой испарения в современных границах КМ при расчетах с использованием модели INMIO-CICE ниже, чем по данным модели INMCM4.8 (рис. 2 б). Величины, полученные с использованием модели INMIO-CICE, представляются более реалистичными, поскольку они чуть ниже величин, полученных по данным расчетов на основе наблюдений в 20 веке [7]. Близкие значения наблюдаемого суммарного речного стока в КМ [3] и модельных оценок это подтверждают. Значения испарения, полученные с использованием климатической модели INMCM4.8, выше полученных по данным

(a)



(б)

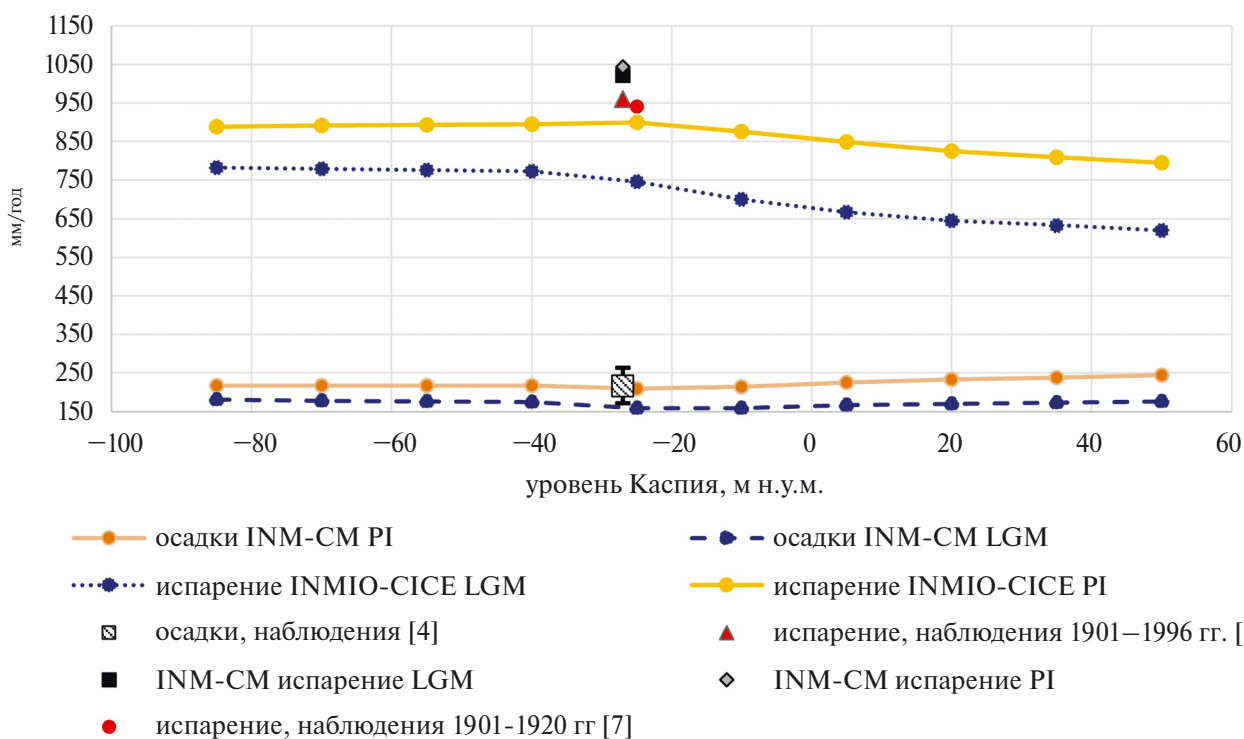


Рис. 2. Компоненты ВБ по данным моделирования при различных уровнях КМ, а также по данным наблюдений: а) равновесный сток (км³/год) (LGM [6] и PI [6] — результаты экспериментов, представленных в [6]); б) осредненный по всей акватории слой испарения и осадков (мм/год).

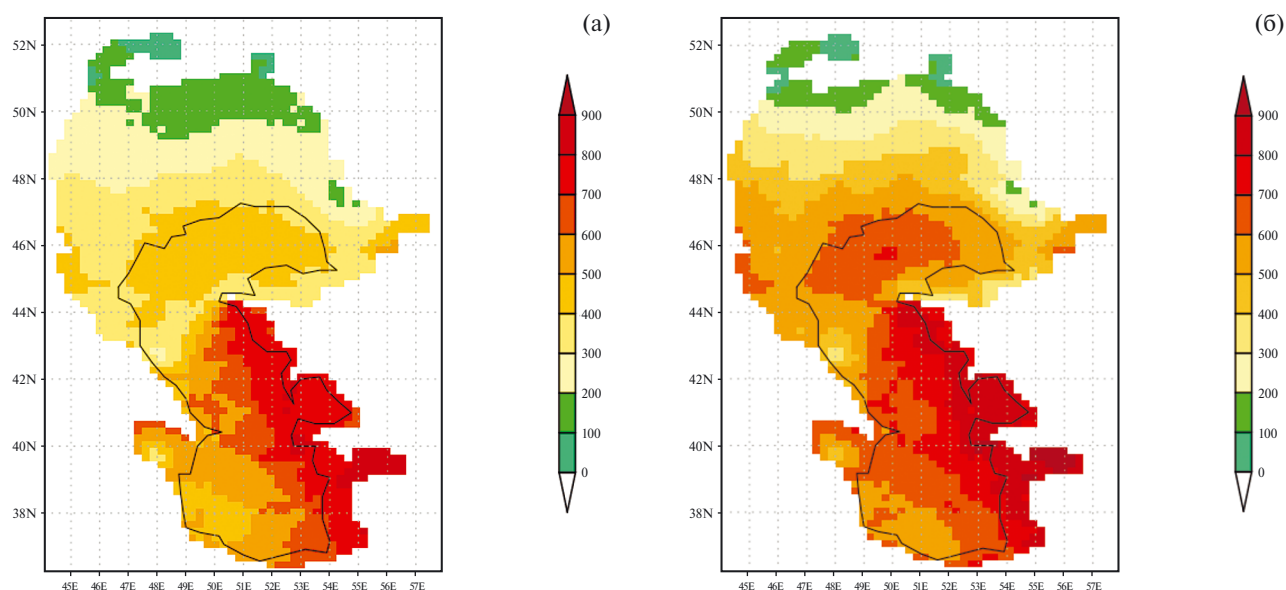


Рис. 3. Видимое испарение с поверхности КМ (мм/год) для климатических условий: а – ПЛМ; б – ПИ-периода.

наблюдений, что для более холодных условий ПИ климата и ПЛМ говорит о завышении моделью испарения.

ВЫВОДЫ

Проведенная серия экспериментов по воспроизведению компонентов ВБ КМ для широкого диапазона возможных уровней: от -85 до $+50$ м н.у.м. для условий ПЛМ и ПИ климата с использованием гидродинамической модели INMIO-CICE и климатической модели INMCM4.8 позволяет сделать следующие основные выводы:

- кривую зависимости равновесного стока от уровня КМ можно условно разделить на три участка: “регрессионный” (ниже -40 м н.у.м.), когда площадь озера при изменении уровня меняется незначительно, но при этом градиент изменения объема стока в пересчете на изменение площади является максимальным; “трансгрессионный” (для уровней -25 м н.у.м. и выше), когда происходит значительное увеличение площади озера при повышении уровня за счет мелководной части на севере, в этом случае градиент ниже, чем для регрессионных состояний, и он постепенно уменьшается с увеличением площади, и “близкий к современным значениям” (-40 – -25 м н.у.м.), когда происходит максимальное увеличение площади озера в пересчете на метр повышения уровня, значения же градиента при этом достаточно высоки и близки к значениям “регрессионного” участка;

- в эпоху ПЛМ слой испарения в среднем сократился на 150 мм, осадков – на 50 мм, что привело и к уменьшению равновесного стока – для уровней выше -25 м н.у.м. сток ниже на $\sim 20\%$ по сравнению с контрольным экспериментом, градиент изменения объема стока в пересчете на изменение площади в ПЛМ также ниже;

- расчет объемов речного стока в ПЛМ, выполненный в работах [6, 16], позволяет с высокой долей уверенности исключить глубокую регрессию Каспия в период ПЛМ, поскольку объема речных вод даже по оценкам модели INMCM4.8, воспроизводящей максимальное снижение стока Волги ($\sim 50\%$) в период ПЛМ, достаточно для поддержания Каспия на уровне выше -50 м н.у.м.;

- сопоставление полученных модельных оценок объема равновесного стока и палеореконструкций, представленных в [9], согласно которым величина стока Волги составляла $420 \text{ км}^3/\text{год}$ в период позднеледникового (18 – 13 тыс.л.н.), позволяет предположить высокую вероятность достижения максимальных отметок хвалынской трансгрессии в этот период.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского научного фонда (грант № 19-17-00215 – моделирование компонентов КС ВБ; грант № 23-62-10043 – моделирование и обработка данных INMCM4.8) и государственного задания FMWS-2024-0001 (анализ компонентов КС ВБ и климатических данных).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Арпе К., Бенгтссон Л., Голицын Г.С., Мохов И.И., Семенов В.А., Спорышев П.В. Анализ и моделирование изменений гидрологического режима в бассейне Каспийского моря // ДАН. 1999. Т. 366. № 2. С. 248–252.
2. Курбанов Р.Н., Беляев В.Р., Свистунов М.И., Бутузова Е.А., Солодовников Д.А., Таратунина Н.А., Янина Т.А. Новые данные о возрасте раннехвалынской трансгрессии Каспийского моря // Известия РАН. Серия географическая. 2023. Т. 87. № 3. С. 403–419.
3. Устья рек каспийского региона: история формирования, современные гидролого-морфологические процессы и опасные гидрологические явления. Михайлов В.Н. (ред.). М.: ГЕОС, 2013. 700 с.
4. Водный баланс и колебания уровня Каспийского моря: моделирование и прогноз. Нестеров Е.С. (ред.). М.: Триада ЛТД, 2016. 378 с.
5. Морозова П.А. Влияние Скандинавского ледника на климатические условия восточно-европейской равнины по данным численного моделирования проекта PMIP II // Лед и снег. 2014. № 1 (125). С. 113–124.
6. Морозова П.А., Ушаков К.В., Семенов В.А., Володин Е.М. Водный баланс Каспийского моря в эпоху последнего ледникового максимума по данным экспериментов с математическими моделями // Водные ресурсы. 2021. Т. 48. № 6. С. 601–608.
7. Николаева Р.В., Бортник В.Н. Характеристики межгодовой и сезонной изменчивости составляющих водного баланса и уровня Каспийского моря за период его современного повышения // Водные ресурсы. 1994. Т. 21. № 4/5. С. 410–414.
8. Панин А.В., Сидорчук А.Ю., Украинцев В.Ю. Вклад талых ледниковых вод в формирование стока Волги в последнюю ледниковую эпоху // Водные ресурсы. 2021. Т. 48. № 6. С. 656–663.
9. Сидорчук А.Ю., Панин А.В., Украинцев В.Ю. Оценка годового стока Волги в позднеледниковые по данным о размерах палеорусел // Водные ресурсы. 2021. Т. 48. № 6. С. 643–655.
10. Fadeev R., Ushakov K., Tolstykh M., Ibrayev R. Design and development of the SLAV–INMIO–CICE coupled model for seasonal prediction and climate research // Rus. Journal of Numerical Analysis and Mathematical Modelling. 2018. 33(6). P. 333–340.
11. Gelfan A., Panin A., Kalugin A., Morozova P., Semenov V., Sidorchuk A., Ukraintsev V., Ushakov K. Hydroclimatic processes as the primary drivers of the Early Khvalynian transgression of the Caspian Sea: new developments // Hydrol. Earth Syst. Sci. 2024. 28. P. 241–259.
12. Hunke E.C., Lipscomb W.H., Turner A.K., Jeffery N., Elliott S. CICE: the Los Alamos Sea Ice Model Documentation and Software User's Manual Version 5. LA-CC-06–012. Technical Report.
13. Ibrayev R.A., Khabeev R.N., Ushakov K.V. Eddy-resolving 1/10° model of the World Ocean // Izv. Atmos. and Ocean Phys. 2012. 48. P. 37–46.
14. Kageyama M., Harrison S.P., Kapsch M.-L., Lofverstrom M., Lora J.M., Mikolajewicz U., Sherrieff-Tadano S., Vadsaria T., Abe-Ouchi A., Bouttes N., Chandan D., Gregoire L.J., Ivanovic R.F., Izumi K., LeGrande A.N., Lhardy F., Lohmann G., Morozova P.A., Ohgaito R., Paul A., Peltier W.R., Poulsen C.J., Quiquet A., Roche D.M., Shi X., Tierney J.E., Valdes P.J., Volodin E., Zhu J. The PMIP4 Last Glacial Maximum experiments: preliminary results and comparison with the PMIP3 simulations // Clim. Past. 2021. 17. P. 1065–1089.
15. Kalmykov V.V., Ibrayev R.A., Kaurkin M.N., Ushakov K.V. Compact Modeling Framework v3.0 for high-resolution global ocean–ice–atmosphere models // Geosci. Model Dev. 2018. 11(10). P. 3983–3997.
16. Kalugin A., Morozova P. Hydrometeorological Conditions of the Volga Flow Generation into the Caspian Sea during the Last Glacial Maximum // Climate. 2023. 11(2). 36.
17. Ushakov K.V., Ibrayev R.A. Assessment of mean world ocean meridional heat transport characteristics by a high-resolution model // Rus. J. Earth. Sci. 2018. V. 18. P. ES1004.
18. Volodin E.M., Mortikov E.V., Kostykin S.V., Galin V.Ya., Lykossov V.N., Gritsun A.S., Diansky N.A., Gusev A.V., Iakovlev N.G., Shestakova A.A., Emelina S.V. Simulation of the modern climate using the INMCM48 climate model // Russ. J. Numer. Anal. M. 2018. V. 33. P. 367–374.
19. Yanina T.A., Sorokin V., Bezrodnykh Yu., Romanyuk B. Late Pleistocene climatic events reflected in the Caspian Sea geological history (based on drilling data) // Quat. Int. 2018. V. 465. part A. P. 130–141.

WATER BUDGET OF THE CASPIAN SEA BY NUMERICAL EXPERIMENTS WITH OCEAN CIRCULATION MODEL INMIO-CICE IN THE LAST GLACIAL MAXIMUM AND PRE-INDUSTRIAL PERIOD

P. A. Morozova^{a, #}, K. V. Ushakov^{b, c}, Academician of the RAS V. A. Semenov^{a, c, d},
E. M. Volodin^e

Received November 11, 2023

After revision December 4, 2023

Accepted December 14, 2023

^a*Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*

^b*Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*

^c*Water Problems Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*

^d*Obukhov Institute of Atmospheric Physics, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*

^e*Marchuk Institute of Numerical Mathematics, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*

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

We used the hydrodynamic model of the Caspian Sea, INMIO-CICE, to calculate equilibrium river runoff and evaporation from the sea surface over a wide range of sea levels (from –85 to +50 m asl) for different climatic conditions: the Last Glacial Maximum (about 21 kyr) and pre-industrial climate (~1850 CE). Data from the climate model INMCM4.8 were used as boundary conditions. It was found that to maintain sea level at 35–50 m asl, corresponding to the maximum values of the Khvalynian transgression, a river runoff of about 400 km³/year was required in the Last Glacial Maximum. In the Last Glacial Maximum evaporation from the sea surface decreased by 105–170 mm (12–22%), and precipitation, according to the INMCM4.8 model, by 50–70 mm (15–30%). This caused the equilibrium runoff to decrease by about 10–20% compared to pre-industrial conditions. Smaller absolute and relative changes correspond to lower sea levels. The maximum decrease in evaporation occurred at 5 m asl.

Keywords: Caspian Sea, sea level fluctuations, Last Glacial Maximum, ocean circulation model, paleoclimate modeling