

УДК[551.513.551.583.7].001.572

П.А. Торопов¹, П.А. Морозова²**ОЦЕНКА КОЛЕБАНИЙ УРОВНЯ КАСПИЙСКОГО МОРЯ В ЭПОХУ ПОЗДНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВОГО КРИОХРОНА ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ЧИСЛЕННОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ КЛИМАТА³**

В статье на основе результатов климатической модели CNRM, отобранной в качестве лучшей, предприняты попытки реконструкции уровня Каспийского моря в эпоху позднеплейстоценового криохрона с учетом таяния скандинавского ледника. На основе результатов этой модели был рассчитан сток Волги в период поздневалдайского оледенения без учета и с учетом летнего таяния скандинавского ледника. Полученные результаты использованы для оценки уровня Каспия в этот период. Также рассчитан уровень Каспия после полной деградации оледенения на северо-западе европейской территории России. Полученные результаты сопоставлены с данными палеореконструкций.

Ключевые слова: численное моделирование климата, палеоклиматология, изменение уровня Каспия, позднеплейстоценовый криохрон.

Введение. Динамика уровня Каспийского моря в четвертичное время (в том числе современные вариации) привлекает внимание исследователей уже более полувека. Эта проблема имеет два важнейших аспекта. Будучи самым крупным бессточным водоемом планеты, Каспий является индикатором режима увлажнения крупной территории. Анализ динамики его уровня и причин, вызвавших его изменение, позволяет диагностировать вариации регионального климата в различном временном масштабе и увязать их с глобальными изменениями климата. В этом смысле задача изучения динамики крупных бессточных водоемов — фундаментальная научная проблема. В то же время, социальное и экономическое положение Каспийского региона требует четкой диагностики и качественного прогноза состояния уровня моря. В этом случае “каспийская задача” обретает прикладные черты, поскольку этот регион, обладая разнообразными природными ресурсами, имеет стратегическое значение для многих государств.

Эти два аспекта неразрывно связаны, поскольку прогноз уровня Каспия невозможен без понимания генезиса его колебаний. Понять механизмы этого явления можно, заглянув в климатическое прошлое. В настоящее время существуют два фундаментальных подхода. Первый, традиционный, палеогеографический, который включает геоморфологические и геологические (стратиграфические) исследования, палео-гидрологические реконструкции, палинологический анализ [1, 7, 11, 17, 20, 23]. Второй подход принципиально иной. Он основан на математическом моделировании климата прошлого [8, 9, 16]. Результатом численного моделирования палеоклимата становится вычисленное состояние атмосферы и (или) океана

при граничных условиях, заданных в соответствии с палеоданными. Таким образом, с одной стороны, результаты численного моделирования могут стать физическим обоснованием гипотез, объясняющих те или иные региональные изменения (в частности динамику уровня Каспия). С другой стороны, сопоставление результатов моделирования с данными палеореконструкций служит проверкой чувствительности модели к изменениям граничных условий, что является необходимой частью процедуры валидации любой климатической модели.

Численные эксперименты моделирования палеоклиматов осуществляются в рамках международного проекта PMIP (Paleoclimate Model Intercomparison Project [16], в ближайшем будущем стартует уже его третья часть), который официально входит в состав международной группы CMIP [13]. В этом проекте немалая роль отводится и исследованию уровня бессточных озер в прошлом.

В работах [9, 19, 22] на основе результатов моделирования PMIP I оценивался вклад климата в формирование гидрологического режима Волги в позднеплейстоценовом криохроне. Следует отметить, что такого рода исследования применительно к Каспийскому региону выполнены впервые. Показано, что разность между количеством осадков и испарением была примерно на 50% меньше современной, что вызвало существенное уменьшение “климатического” стока в пределах волжского бассейна. Поэтому объяснить резкое повышение уровня Каспийского моря в период 13—18 тыс. л.н. только лишь вариациями годовых сумм осадков и испарения на Восточно-Европейской равнине (ВЕР) нельзя.

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, географический факультет, кафедра метеорологии и климатологии, ст. науч. с., канд. геогр. н., e-mail: tormet@inbox.ru

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, географический факультет, кафедра метеорологии и климатологии, студентка, e-mail: morozova_polina@mail.ru

³ Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 10-05-00434-а).

В статье на основе результатов модели CNRM (Centre National de Recherches Meteorologie, Франция) [15, 16], которая, по данным исследования авторов статьи, наиболее точная для ВЕР, рассчитан сток Волги в период поздневалдайского оледенения. Впервые эта задача решалась с учетом доли ледникового питания, поскольку данные моделирования РМІР II (в частности выходные данные модели CNRM) содержат информацию о конфигурации ледникового покрова в ту эпоху. Полученные результаты использованы для оценки уровня Каспия в этот период. Также рассчитан уровень Каспийского моря после полной деградации оледенения на северо-западе европейской территории России (ЕТР). Полученные результаты сопоставляются с данными палеореконокструкций.

Методика расчетов волжского стока и уровня Каспийского моря в эпоху позднеплейстоценового криохрона с учетом таяния скандинавского ледника. Климатический сток р. Волга, который представляет собой разницу между годовыми суммами осадков и испарения в пределах водосбора, рассчитывался нами по уравнениям (1), (2) на основе результатов численного моделирования CNRM [15, 16].

Сток Волги рассчитывали по уравнению водного баланса $Y = P - E$ в каждой ячейке сетки $2,5 \times 2,5^\circ$, где P и E — годовые суммы количества осадков и испарения по результатам моделирования соответственно. Чтобы получить объем волжского стока со всего водосбора, необходимо учесть площади элементарных ячеек $2,5 \times 2,5^\circ$, которые зависят от географической широты:

$$P = \frac{a_1 F_1 \cdot P_1 + \dots + a_n F_n \cdot P_n}{F},$$

$$E = \frac{a_1 E_1 \cdot P_1 + \dots + a_n E_n \cdot P_n}{E}, \quad (1)$$

$$F = a_1 F_1 + \dots + a_n F_n, \quad (2)$$

где F — площадь всего волжского водосбора; F_1, F_n — площади элементарных ячеек модели; $a_1 \dots a_n$ — значения весового коэффициента (равны 1, если ячейка целиком попадает в пределы волжского бассейна; равны 0,5, если в пределы водосбора попадает половина ячейки, и т.д.); $P_1 \dots P_n$ и $E_1 \dots E_n$ — количество осадков и испарения в каждой ячейке соответственно; P, E — средние по бассейну значения количества осадков и испарения.

По такой же методике волжский сток рассчитывался в работах [9, 19] на основе результатов РМІР I. Однако если обратиться к данным палеореконокструкций, а также к результатам РМІР II, то окажется, что в эпоху позднеплейстоценового криохрона существенный вклад в сток Волги могли вносить талые ледниковые воды. Это означает, что к годовой сумме осадков необходимо прибавить ту часть слоя стаивания скандинавского ледника, которая попадет в волжский водосбор. Отметим сразу, что площадь и конфигурацию волжского водосбора 21 тыс. л.н. мы считаем такой же, как в настоящее время. Это, разумеется,

вносит некоторую погрешность в результаты. Однако достоверной информации, опровергающей это положение, в палеогеографии не существует.

Итак, для оценки объема стока Волги с учетом талых ледниковых вод была использована карта скандинавского ледника, построенная по результатам модели CNRM (рис. 1). Комментируя эти результаты, следует отметить, что масштаб оледенения различные авторы оценивают по-разному. Вообще история оледенения в четвертичную эпоху достаточно неоднозначна. Если обобщить все гипотезы, то можно выделить две главные концепции. Согласно первой, максимум оледенения приходился на начало и середину четвертичного периода, т.е. 800 и 400 тыс. л.н. [4, 14], а интенсивность последующих похолоданий и оледенений уменьшалась. Другая группа исследователей [3, 12] активно развивала теорию прогрессивного похолодания в позднем плейстоцене, которое достигло максимума около 20 тыс. л.н. Естественно, что и масштаб оледенения авторы оценивают по-разному. В работе [11] отмечено, что для позднего плейстоцена получены разнообразные и многочисленные данные о понижении уровня Мирового океана на 100, 120 и даже 140 м. Последняя величина выглядит реалистично только в том случае, если в позднем плейстоцене в Евразии, Северной Америке, а также на прилегающем Арктическом шельфе существовал огромный ледовый панцирь площадью 35,8 млн км² (для сравнения — площадь Антарктиды 13,2 млн км²), так называемый Панарктический ледовый покров [3, 21]. Максимальная фаза оледенения, согласно этой концепции, наблюдалось 17–21 тыс. л.н. Вместе с тем существуют палеогляциальные реконструкции [2, 4], согласно которым ледники в позднем плейстоцене имели весьма ограниченную площадь распространения, по крайней мере в пределах севера Евразии.

На сегодняшний день проект QUEEN (Quaternary Environment of the Eurasian North) — самый крупный по изучению оледенений в Евразии, в том числе его последней стадии. Палеореконокструкции в этом проекте выполнены на основе синтеза классических геоморфологических методов со спутниковой информацией, а также с данными о содержании изотопа ¹⁸O в биогенных осадках арктических морей. В рамках этого проекта проведено сравнение с результатами моделирования ледовых покровов [24]. Итоги этих исследований представлены на рис. 2. В первую очередь отметим, что данные QUEEN хорошо согласуются с реконструкциями, анализируемыми в [2, 7, 11] (рис. 2). Обратим внимание на то, что, во-первых, скандинавский ледник имеет ограниченные размеры, а в эпоху позднеплейстоценового криохрона он занимал лишь северную часть Европы. Во-вторых, его конфигурация и площадь действительно позволяли попадать талым водам в бассейн Волги. И, в-третьих, конфигурация скандинавского ледника, по данным CNRM (рис. 1), неплохо согласуется с вышеназванными реконструкциями и результатами моделирования (рис. 2), что

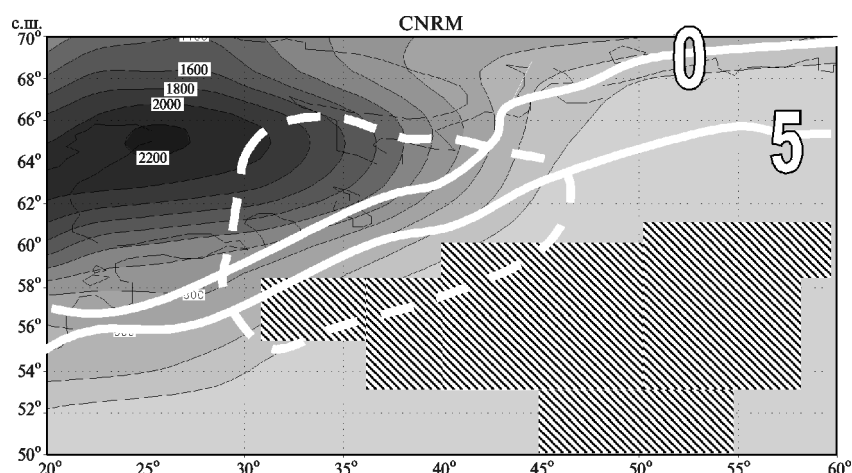


Рис. 1. Схема ледовой обстановки в верховьях Волги по данным моделирования CNRM.

Штриховка — область современного водосбора Волги; темные изолинии — изогипсы ледовой поверхности; белая пунктирная линия — те области ледника, слой стока с которых учтен при расчете годового объема стока в бассейн Каспия, жирные белые линии — изотермы июля, °C

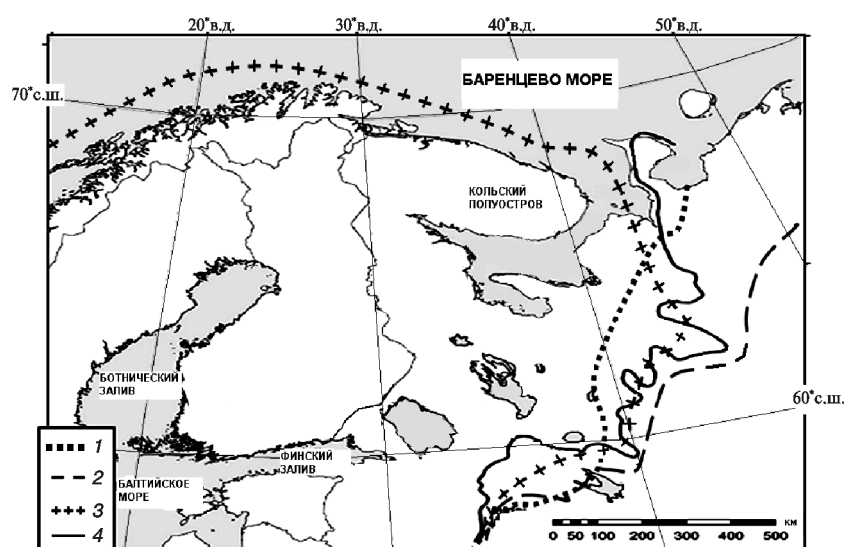


Рис. 2. Распространение оледенения в Европе в эпоху позднеплейстоценового криохрона по данным реконструкций: 1 — А.А. Величко [2], 2 — Д.Д. Квасов [7], 3 — К.К. Марков [14], 4 — проект QUEEN [24]

позволяет использовать эти данные при решении нашей задачи.

Итак, к величине климатического стока Волги необходимо прибавить слой стока с поверхности ледника по данным модели CNRM (рис. 1). Он выражается следующим образом:

$$h_c = 10W/L_c, \quad (3)$$

где h_c — слой талой воды (мм); L_c — скрытая теплота плавления снега и льда, равная 330 Дж/г; W — количество тепла, (Дж/см²), расходуемого на таяние снега за рассматриваемый интервал времени. Запишем уравнение (3) в виде размерностей: (Дж/см²)/(Дж/г) = г/см². Один грамм талой воды соответствует 1 см³ слоя стока. Таким образом, получаем слой стаивания в сантиметрах. В гидрометеорологии принято работать с миллиметрами слоя стока, множитель 10 необходим, чтобы выразить слой стаивания в миллиметрах.

Поток тепла в снег или лед в единицу времени через единицу площади поверхности определяется радиационным балансом поверхности снега или льда (B), турбулентным теплообменом поверхности с атмосферой (H), потоком скрытого тепла (LE), потоком тепла из грунтов и пород, на которых лежит ледник (F_S), и теплом, поступившим вместе с жидкими осадками (F_{pr}):

$$dW/dt = B + H + LE + F_S + F_{pr}, \quad (4)$$

Вклад величины радиационного баланса B в таяние составляет примерно 80%, а турбулентный теплообмен — 10%. Результаты изучения горных и покровных ледников показывают, что последние 3 члена уравнения (4), а именно затраты тепла на испарение (LE), поток тепла из грунтов и горных пород (F_S) и поток тепла, поступающий с жидкими осадками (F_{pr}), дают не более 10% от общего теплового баланса [13].

Особенно невелик вклад этих составляющих в условиях холодного климата и радиационного баланса средней полосы России в эпоху позднеледникового кризиса. Таким образом, пренебрегая малозначимыми слагаемыми LE , F_S , F_{pr} , количество тепла, идущие на таяние снега и льда можно рассчитать по уравнению

$$dW/dt = B + H, \quad (5)$$

Радиационный баланс B рассчитывался на основе результатов моделирования CNRM следующим образом:

$$B = Q - R - (E_3 - E_a), \quad (6)$$

где Q — суммарное поступление коротковолновой радиации к поверхности ледника, R — отраженная коротковолновая радиация от поверхности, $(E_3 - E_a)$ — эффективное излучение. Размерность радиационных потоков — Вт/м². Все эти величины рассчитывались с помощью модели CNRM, что позволило оценить ежесуточный радиационный баланс ледника для фоновых климатических условий позднеледникового кризиса. Теплообмен (H) рассчитывали по эмпирической формуле Кузьмина [13]

$$H = 162,2 (0,18 + u_2) (T_2 - T_0) \text{ Дж/см}^2\text{сут}, \quad (7)$$

где u_2 — скорость ветра на высоте 2 м (м/с); T_2 — температура воздуха на высоте 2 м; T_0 — температура поверхности снега. Все величины представляют собой результаты модели CNRM.

В итоге на основе результатов численного моделирования метеорологических величин получены среднемесячные значения слоя абляции скандинавского ледника. При составлении алгоритма расчета слоя абляции предполагалось, что активное таяние снега и льда происходит при переходе среднесуточной (среднемесячной) температуры через 0°C. Сначала рассчитывали таяние осадков, выпавших в твердом виде (эти данные моделирования изначально даны в виде водного эквивалента), а затем таяние льда. Количество льда переводили в воду путем умножения на коэффициент 0,9 (рекомендуемая плотность льда по [5]).

Чтобы увязать динамику климата и вариации уровней крупных бессточных водоемов, предположим, что уровень моря стремится занять равновесное состояние. Иными словами, при изменении климата его отклонение от сложившегося в предыдущее время равновесного состояния будет меняться до тех пор, пока водный баланс не приблизится к нулю за счет изменения площади озера и соответствующих изменений испарения с зеркала водоема [6, 8]. Условие равенства приходной и расходной частей для бессточного водоема с площадью f будет выглядеть следующим образом:

$$ef = YF, \quad (8)$$

где Y (мм) — речной сток с единицы площади водосбора площадью F (км²); $(e = E - P, \text{ мм})$ — видимое испарение с зеркала озера площадью f (км²). Дифференцируя (8) по времени и переходя к конечным раз-

ностям, которые, как предполагается, представляют собой отклонение от современного состояния, получим

$$\frac{\Delta f}{f_0} = \frac{\Delta Y}{Y_0} + \frac{\Delta F}{F_0} - \frac{\Delta e}{e_0}, \quad (9)$$

где величины с индексом “0” относятся к современным климатическим условиям, а величины ΔY и Δe_0 характеризуют отклонения видимого стока и испарения соответственно от современных значений в ту или иную климатическую эпоху. Впервые уравнение (9) использовано для оценки уровня Каспийского моря на основе результатов численного моделирования в работах [9, 22]. Изменения Δf связаны с изменением уровня специальными морфометрическими соотношениями, которые получены А.Н. Варущенко и Р.В. Николаевой. На основе этих соотношений составлены таблицы зависимости объема и уровня Каспийского моря от площади его зеркала. Эти данные приведены на рис. 3, где хорошо видна нелинейная зависимость уровня моря от площади зеркала — это естественным образом определяется неоднородной морфологией дна Каспия. Данные, представленные на рис. 3, использованы для оценки вариаций уровня в эпоху позднеледникового кризиса.

Итак, вариации уровня Каспия в эпоху позднеледникового кризиса можно оценить, записав уравнение (9) с учетом всех факторов:

$$\Delta h = (\Delta h)_{p-e} + (\Delta h)_G + (\Delta h)_F + (\Delta h)_e. \quad (10)$$

Рассмотрим каждое слагаемое уравнения (10). Первое слагаемое $(\Delta h)_{p-e}$ ответственно за вклад климатического стока Волги в вариации уровня, второе $(\Delta h)_G$ — за сток талых вод с поверхности ледника в Волгу. Третье слагаемое $(\Delta h)_F$ описывает вариации уровня бессточного водоема, возникающие за счет изменения площади водосбора. В [3] предполагается, что в приходной части водного бюджета Каспия могли присутствовать воды сибирских рек, однако скольконибудь весомых доказательств этой концепции не существует. Поэтому здесь мы полагаем слагаемое $(\Delta h)_F$ равным нулю. Рассмотрим величину $(\Delta h)_e = \Delta e/e_0$. Это слагаемое характеризует вклад в общую изменчивость уровня испарения с зеркала озера. Заметим, что оценки изменения испарения и осадков по данным моделирования (особенно лишь по одной модели, а не по их ансамблю) не очень надежны для такой площади. По результатам модели CNRM испарение с зеркала озера в эпоху позднеледникового кризиса уменьшилось незначительно. Оказалось, что учет положительной аномалии видимого испарения приводит к увеличению уровня моря на 1 м. Эта величина существенна при расчетах современных короткопериодных колебаний уровня. Однако при оценке возможных колебаний уровня в эпоху позднеледникового кризиса подобным вкладом также можно пренебречь. Эти оценки видимого испарения с зеркала Каспийского моря неплохо согласуются с оценками, приведенными в [9, 19]. В этих работах для оценки слагаемых уравнения (10) использованы результаты РМIP I. Оказалось, что уменьшение видимого испа-

рения могло вызвать увеличение уровня максимум на 1,5—2,5 м.

Сток Волги и уровень Каспийского моря на основе результатов численного моделирования и по данным палеореконструкций. Таким образом, в рамках решаемой задачи считается, что главными факторами, определяющими динамику уровня Каспийского моря в эпоху позднеплейстоценового криохрона и в период активной деградации скандинавского ледника, являются первые два слагаемых в уравнении (10). Рассмотрим вклад каждого из них, оцененный, как показано выше, на основе результатов численного моделирования.

Известно, что в последние 20 тыс. л.н. сток Волги был определяющим гидрологическим вкладом в водный баланс Каспийского моря [11]. Его величина в разные эпохи менялась в пределах 75—90% от интегрального слоя стока. Поэтому в нашей работе под вкладом речного стока, который описывается слагаемым $(\Delta h)_{p-e}$ в уравнении (10), мы понимаем средний многолетний климатический сток Волги, т.е. величину объема стока в замыкающем створе, осредненную за 50 лет по результатам численного моделирования CNRM. Результаты расчетов по уравнениям (1)—(2), а также расчеты, выполненные в работах [9, 22], показывают, что климатический сток Волги в эпоху позднеплейстоценового криохрона уменьшился в среднем на 60% по сравнению с современным (по данным модели CNRM). Это связано прежде всего с изменением характера увлажнения территории. Оценка изменения основных метеорологических параметров в эпоху позднеплейстоценового криохрона по данным моделирования представлена в табл. 1. Основной причиной низких значений климатического стока стало уменьшение количества осадков по всей территории водосбора. Уменьшение испарения было не столь интенсивным и не смогло компенсировать недостаток увлажнения, что привело к существенному снижению климатического стока Волги.

Таблица 1
Изменение основных климатических характеристик в эпоху позднеплейстоценового криохрона на территории бассейна Волги по данным моделирования

Параметр	Период	Регион 1	Регион 2	Регион 3
Осадки, %	Зима	–42,5	–37,4	–40,7
	Лето	–50,0	–60,9	–58,8
	Год	–47,5	–47,4	–51,8
Испарение, %	Год	–28,6	–44,3	–19,1
Температура, °С	Зима	–10,5	–9,2	–5,7
	Лето	–4,5	–4,8	–3,7
	Год	–6,9	–6,2	–4,2

Примечания. Регион 1 — таежная и лесотундровая область, регион 2 — смешанные и широколиственные леса, регион 3 — степи и лесостепи. Изменение количества осадков и испарения рассчитано как разность между их суммами в позднеплейстоценовом криохроне и в современном климате в % от современной суммы; изменение температуры рассчитано как разность между температурой 21 тыс. л.н. и современной.

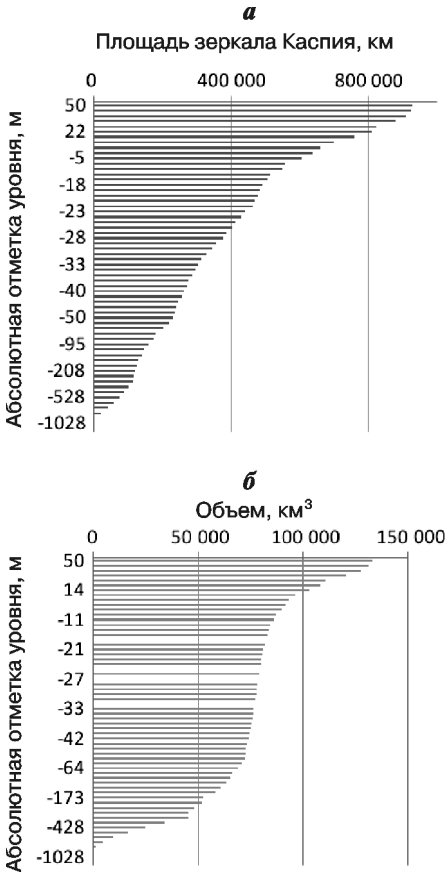


Рис. 3. Соотношение уровня Каспия и площади его зеркала (а) и объема (б), рассчитанные А.Н. Варущенко и Р.В. Николаевой (данные любезно предоставлены Г.И. Рычаговым)

По-видимому, таяние ледников в теплое время года дало весомый вклад в водный бюджет Каспия даже 21 тыс. л.н. Согласно расчетам, выполненным по уравнениям (4)—(10) на основе результатов модели CNRM, приток талых вод увеличил слой стока Волги до 462 км²/год, что превышает современный более чем в 2 раза (табл. 2). Подобные изменения привели к повышению уровня Каспия приблизительно на 45—50 м по сравнению с современным.

Таблица 2
Изменение водного режима Волги и Каспия в эпоху максимума позднеплейстоценового криохрона по данным моделирования

Период	Климатический сток, км ² /год	Сток за счет таяния ледника, км ² /год	Суммарный сток, км ² /год	Изменение уровня Каспия по сравнению с современным, м
Современный климат	205	0	205	0
Климат позднеплейстоценового криохрона	78	384	462	+48

Следующий эксперимент заключался в расчете уровня максимально возможного поднятия Каспия,

вызванного изменением климата, а именно полной деградацией ледяного покрова, вычисленного по модели CNRM. Был рассчитан объем льда, который при таянии должен был достигнуть Каспия, расчеты проводились по уравнениям (3)—(7), (9)—(10). Если учитывать “модельный” лед лишь в бассейне Волги (это территория, с которой талые воды гарантированно достигнут Каспийского моря), то его объем составит 44 800 км³. Такого объема достаточно, чтобы уровень Каспия достиг отметки +25 м над уровнем моря (н.у.м.) при условии, что в качестве нулевой отметки, с которой началось заполнение талыми водами, выбран уровень –75 м (эта отметка выбрана по результатам расчета изменения “климатического” стока). Подобные изменения в режиме водоема должны были привести к стоку части вод в Черное море через Кумо-Манычскую впадину, что подтверждается геологическими данными о существовании прареки в этом регионе. В ряде исследований [2, 11, 17] показано, что уровень Каспийского моря в эпоху позднеплейстоценового похолодания действительно существенно превышал современный.

Результаты многочисленных палеогидрологических исследований показывают практически полную синхронность ледниковых эпох Северного полушария, трансгрессий Каспия и общепланетарных регрессий Мирового океана [10]. Однако данные численного моделирования не позволяют отнести повышение уровня Каспия к конкретной стадии позднеплейстоценового похолодания, т.е. результаты наших исследований следует рассматривать как физическое обоснование возможности трансгрессий Каспия в результате стока талых ледниковых вод.

Заключение. На основе результатов численного моделирования климата позднеплейстоценового криохрона в рамках проекта РМІР II рассчитаны значения объема “климатического” и “ледникового” стока в Каспийское море. На их основе можно сделать следующие выводы:

1) “климатический” сток Волги в Каспийское море в эпоху максимума позднеплейстоценового криохрона был в среднем на 50—60% меньше современного, что объясняется существенным уменьшением годовых сумм количества осадков при сравнительно небольшом изменении слоя испарения. Похожие результаты получены и в работах [9, 20], однако вклад “климатического” стока в общий волжский сток составлял всего 17%;

2) как показали расчеты, основанные на результатах численного моделирования, вклад талых ледниковых вод в волжский сток в период поздневалдайского оледенения составлял 83% от общего стока, т.е. был основным источником питания озера и причиной роста уровня моря. В результате уровень Каспия был в среднем на 45—50 м выше современного;

3) результаты моделирования в целом согласуются с палеогеографическими представлениями о трансгрессиях Каспия во время холодных периодов оледенения;

4) возможным объяснением причин позднехвалынской трансгрессии моря 15—14 тыс. л.н. авторы считают интенсивное таяние той части объема скандинавского ледника, которая занимала волжский водосбор (по результатам расчетов примерно 45 тыс. км³) в период 16—20 тыс. л.н. Показано, что в этом случае объем талой воды, поступившей в море, привел к повышению уровня до отметки +25 м н.у.м.

Полученный результат не следует считать доказательством трансгрессий Каспия в эпоху деградации валдайского оледенения. Это лишь физически обоснованная гипотеза, иллюстрирующая возможный механизм формирования трансгрессий типа позднехвалынской. Авторы не настаивают на ледниковой природе явления. Например, исключив возможность ледникового питания, можно задуматься о роли вечной мерзлоты, южная граница которой в эпоху позднеплейстоценового криохрона проходила по линии Варшава—Воронеж—Самара. Ее таяние тоже могло внести свой вклад в увеличение речного стока в Каспийское море.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Варущенко С.И., Варущенко А.Н., Клиге Р.К. Изменение режима Каспийского моря и бессточных водоемов в палеовремени. М.: Наука, 1987. 255 с.
2. Величко А.А. Палеоклиматы и палеоландшафты вне тропического пространства Северного полушария. Атлас-монография. М.: ГЕОС, 2009. 119 с.
3. Гросвальд М.Г. Евразийские гидросферные катастрофы и оледенение Арктики. М.: Научный мир, 1999. 118 с.
4. Данилов И.Д. К гипотезе покровного оледенения арктического шельфа и прилегающих равнин севера Евразии // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1987. № 2. С. 80—88.
5. Калесник С.В. Очерки гляциологии. М.: Географиз, 1963. 551 с.
6. Калинин Г.П., Клиге Р.К., Шлейников В.А. Основные проблемы палеогидрологии // Проблемы палеогидрологии. М.: Наука, 1976.
7. Квасов Д.Д. Позднечетвертичная история крупных озер и внутренних морей Восточной Европы. Л.: Наука, 1975. 278 с.
8. Кислов А.В. Климат в прошлом, настоящем и будущем М.: МАИК Наука/Интерпериодика, 2001. 352 с.
9. Кислов А.В., Торопов П.А. Моделирование климатических условий Восточно-Европейской равнины и вариаций стока р. Волга в эпоху позднеплейстоценового похолодания // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5. География. 2006. № 2. С. 13—17.
10. Клиге Р.К. Уровень океана в геологическом прошлом. М.: Наука, 1980. 111 с.
11. Клиге Р.К., Данилов И.Д., Конищев В.Н. История гидросферы. М.: Научный мир, 1998. 370 с.
12. Котляков В.М., Лориус К. Изменения климата за последний ледниково-межледниковый цикл по данным

ледяных кернов // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1989. № 3. С. 5—16.

13. Кузьмин П.П. Процесс таяния снежного покрова. Л.: Гидрометиздат, 1961. 346 с.

14. Марков К.К., Лазуков Г.И., Николаев В.А. Четвертичный период: Ледниковый период — антропогенный период. Т. 1. М.: Изд-во Моск. ун-та. 1965. 371 с.

15. Официальный сайт CMIP. URL: <http://www-pcmdi.llnl.gov/projects/cmip/> (дата обращения 15.01.2010).

16. Официальный сайт PMIP2. URL: <http://pmip2.lsce.ipsl.fr/> (дата обращения 15.01.2010).

17. Свиточ А.А. Уровенный режим Каспийского моря по палеогеографическим данным // Водн. ресурсы. 1997. Т. 24. С. 13—22.

18. Свиточ А.А. Морской плейстоцен побережий России. М.: ГЕОС, 2003. 362 с.

19. Торопов П.А. Температурный режим и условия увлажнения восточно-европейской территории России в контрастных климатических условиях: Автореф. канд. дис. М., 2006. 29 с.

20. Harrison S., Digerfeldt G. European lakes and as paleo-hydrological and paleoclimatic indicators // Quat. Sci. Rev. 1993. Vol. 12. P. 233—248.

21. Huges T., Denton G.H., Grosswald M.G. Was there a last wurm arctic ice sheet? // Nature. 1977. Vol. 266, N 5603. P. 596—602.

22. Kislov A.V., Toropov P.A. Simulation of Black Sea and Caspian Sea responses to Quaternary climate scenarios // Geography, Environment, Sustainability. 2008. N 1. P. 68—79.

23. Tarasov P.E., Harrison S.P. Lake status records from the former Soviet Union and Mongolia: a continental-scale synthesis // Palaeohydrology as reflected in lake-level changes as climatic evidence for Holocene times. Spec. Is. ESF Project. Palaoklimatorschung. Bd 25. Burkhard Frenzel et al., 1996.

24. Svendsen J.I. et al. Late Quaternary ice sheet history of northern Eurasia // Quaternary Scie. Rev. 2004. Vol. 23. P. 1229—1271.

Поступила в редакцию
11.03.2010

V.S. Toropov, P.A. Morozova

EVALUATION OF THE CASPIAN SEA LEVEL FLUCTUATIONS DURING THE LATE PLEISTOCENE CRYOCHRON EPOCH BASED ON THE RESULTS OF THE NUMERICAL CLIMATE MODELING

The results of CNRM climate model adjusted for the Scandinavian glacier melting were the basis for the reconstruction of the Caspian Sea level during the Late Pleistocene cryochrome epoch. The Volga River runoff was calculated for the Late Valdai Ice Age with and without consideration of the Scandinavian glacier melting. The results were used to estimate the Caspian Sea level during that period. The Caspian Sea level after the total glacier degradation within the north-western part of European Russia was calculated as well. The results of calculations were correlated with the data of palaeoreconstructions.

Key words: numerical climate modeling, palaeoclimatology, the Caspian Sea level fluctuations, the Late Pleistocene cryochrome epoch.