

УДК 551.461.2

## ВАРИАЦИИ УРОВНЯ КАСПИЙСКОГО МОРЯ В РАЗЛИЧНЫХ КЛИМАТИЧЕСКИХ УСЛОВИЯХ ПО ДАННЫМ МОДЕЛИРОВАНИЯ В РАМКАХ ПРОЕКТА СМІР6<sup>1</sup>

© 2021 г. А. В. Кислов<sup>a, b, \*</sup>, П. А. Морозова<sup>c</sup>

<sup>a</sup>МГУ им. М.В. Ломоносова, географический факультет, Москва, 119991 Россия

<sup>b</sup>Институт водных проблем РАН, Москва, 119333 Россия

<sup>c</sup>Институт географии РАН, Москва, 119017 Россия

\*e-mail: avkislov@mail.ru

Поступила в редакцию 01.04.2021 г.

После доработки 08.06.2021 г.

Принята к публикации 10.06.2021 г.

Проанализированы элементы водного баланса для территории водосбора Волги и зеркала Каспия, полученные на основе результатов климатического моделирования, выполненного в рамках проекта СМІР6 по воспроизведению современного (1850–2014 гг.) и доиндустриального (~1850 г.) климата, а также климата оптимума голоцена (6 тыс. лет назад) и последнего ледникового максимума (21 тыс. лет назад). Сток Волги для современного и доиндустриального периода воспроизведен моделями достаточно близко к реальным значениям, в то время как его компоненты (осадки и испарение) завышены. Анализ функций распределения осадков и испарения в бассейне Каспия показал большой вклад флуктуаций осадков в естественную изменчивость уровня Каспия. Получена функция распределения вероятности возможных флуктуаций Каспийского моря в рамках теории броуновского движения.

Ключевые слова: Каспийское море, естественная изменчивость, стохастический анализ.

DOI: 10.31857/S0321059621060092

### ВВЕДЕНИЕ

Климатические модели (модели Земной системы) представляют собой сложные математические конструкции, описывающие термодинамику атмосферы и океана, криосферу, свойства суши, биогеохимические циклы, растительный покров.

В мировом сообществе регулярно проводятся сравнения различных климатических моделей. Наиболее известный проект – СМІР (Coupled Model Intercomparison Project), и в данный момент реализуется его 6 фаза – СМІР6 [17], в которой с климатическими моделями проводятся скоординированные эксперименты по единым протоколам.

Данные эксперименты позволяют оценить качество работы моделей по воспроизведению современного климата, а также чувствительность моделей к изменению граничных условий. Обязательны для каждого участника следующие эксперименты:

контрольный, направленный на воспроизведение доиндустриального состояния климата (соответствующего середине XIX в.);

исторический, в котором воспроизводится климат периода 1850–2014 гг.;

эксперимент с мгновенным учетверением содержания углекислого газа относительно доиндустриального уровня, продолжительность 150 модельных лет;

эксперимент с увеличением концентрации углекислого газа на 1%/год относительно доиндустриального уровня, продолжительность 150 модельных лет;

эксперименты с предписанным состоянием океана, распределением морского льда, газовым составом атмосферы, которые задаются по данным наблюдений для периода 1979–2014 гг.

Также существует много других экспериментов, исследующих чувствительность моделей к различным форсингам, воспроизводящих возможные сценарии будущих изменений климата, климаты прошлого, оценивающих качество работы отдельных компонентов климатической модели.

<sup>1</sup> Работа А.В. Кислова выполнена при поддержке РНФ (проект 19-17-00215), П.А. Морозовой – в рамках госзадания 0148-2019-0009.

В настоящей работе данные некоторых экспериментов CMIP6 привлекаются к исследованию водного баланса Каспийского моря и изменению его уровня. В любой климатической модели модуль, описывающий свойства суши, реализован на регулярной сетке, состоящей из ячеек, покрывающих всю сушу Земли, пространственные размеры которых варьируют от одного (в региональных моделях) до десятков километров. Каждая ячейка включает в себя водно-физические параметры поверхности, описывающие в том числе как необходимый элемент те свойства суши, которые связаны с наличием в них водных объектов (озер). Некоторые, имеющие сравнительно небольшие размеры, находятся внутри ячейки, а для описания более крупных озер требуется согласованная информация из нескольких ячеек. Учет озер необходим прежде всего для того, чтобы правильно охарактеризовать влияние на атмосферу потока водяного пара и потока тепла, шероховатости и альбедо поверхности. В индивидуальных случаях одновременно с решением задачи учета вклада воздействия озер на состояние атмосферы решается и задача воспроизведения свойств самого озера.

Сложность данной задачи определяется тем, что озер много и их размеры очень разные, что создает проблему их детектирования сеточными базами данных с ячейками разного размера [12, 15]. Подавляющее большинство озер вообще не воссоздается в рамках климатических моделей как конкретные объекты с их уникальными природно-гидрологическими характеристиками. Как правило, в свойствах поверхности, задаваемых в специфической базе данных, указываются ячейки (или их доли), занятые водой (с неизменным запасом, не реагирующим на изменения водного баланса озера). Это уже позволяет описать испарение водяного пара внутри массивов суши и воссоздать специфику теплообмена с атмосферой. В некоторых случаях водный объект дополняется простым алгоритмом, позволяющим учесть двухслойную структуру глубоких озер для более надежного воссоздания специфики термического режима их поверхности.

Однако проблемы моделирования связаны не только с идентификацией водных объектов, но и с погрешностями воспроизведения их характеристик атмосферными моделями. Дело в том, что есть сильная зависимость качества моделирования от размеров объекта. Это связано с естественным эффектом уменьшения погрешности при суммировании модельных данных по большим территориям. Поэтому воспроизвести в численном эксперименте протяженный объект, покрытый многими ячейками модели, можно гораздо более надежно, чем мелкий объект [25]. С этой точки зрения принципиально надежнее анализировать самые крупные водные объекты суши. Та-

ковым является Каспийское море. Отметим, что в сравнительно недалеком геологическом прошлом аналогичным объектом было и Черное море, когда в период максимума оледенения (21 тыс. лет назад (л. н.)) и в послеледниковый период его уровень был на десятки метров ниже уровня Босфора, что в условиях снижения уровня Мирового океана привело к изоляции бассейна и превращению его в бессточный водоем с соответствующим режимом вариаций уровня [21].

При рассмотрении столь крупных водоемов может оказаться важным учет их внутренней динамики. Далеко не во всех климатических моделях в конфигурации ячеек сетки Каспийское море задается как “море” с использованием соответствующего расчетного океанического модуля. Однако даже если такое описание включено в модель (как сделано в моделях Института Лапласа (Франция), Института вычислительной математики (Россия) и др.), размеры модельного моря не контролируются водным балансом и уровень остается неизменным.

В таких условиях решить по данным климатического моделирования задачу изменений уровня Каспийского моря – “моря, которого нет” – можно только косвенным методом посредством вычисления всех составляющих водного баланса на водосборной территории и акватории моря, подразумевая под последней группу ячеек, которая в модели представлена его водной поверхностью.

### *Эксперименты и модели*

Для анализа использованы модельные данные климатических экспериментов, выполненных в рамках CMIP6, доступные на [19] для четырех экспериментов: контрольного (piControl), исторического (Historical), а также экспериментов, направленных на воспроизведение климата середины голоцена (midHolocene) и условий так называемого максимума последнего оледенения (Last Glacial Maximum). Далее они для краткости обозначены соответственно PI, H, mH, LGM.

Протокол экспериментов представлен в [16]. PI – один из базовых экспериментов CMIP6, в котором заданы неизменными на протяжении всего расчета граничные условия и параметры, соответствующие доиндустриальной эпохе (используются данные для 1850 г.). В рамках H выполняется моделирование с 1850 по 2014 г. с меняющимся набором параметров (солнечная постоянная, содержание парниковых газов и аэрозолей, в том числе и вулканического аэрозоля), основанном на данных измерений за этот период.

Эксперименты mH и LGM, посвященные воспроизведению климатов прошлого (CMIP6-PMIP4), подробно описаны в [20, 29]. Они на-

**Таблица 1.** Краткие характеристики климатических моделей

Название модели	Краткое обозначение в статье	Число ячеек по долготе × число ячеек по широте	Продолжительность эксперимента (лет)*	Ссылки
AWI-ESM-1-1-LR	awi	192 × 96	piControl – 100 historical – 165 midHolocene – 100 lgm – 100	[30]
INM-CM4-8	inm	180 × 120	piControl – 531 historical – 165 midHolocene – 200 lgm – 200	[31]
MIROC-ES2L	miroc	128 × 64	piControl – 500 historical – 165 midHolocene – 100 lgm – 100	[18]
MPI-ESM1-2-LR	mpi	192 × 96	piControl – 1000 historical – 165 midHolocene – 100 lgm – 100	[28]

\* По [19].

правлены на моделирование канонических для палеоклиматологии срезов 6 и 21 тыс. календарных л. н., характеризующих условия межледниковой и ледниковой эпох. Для этого в обоих экспериментах в соответствии с данными реконструкций задается газовый состав атмосферы и орбитальные параметры, что приводит к изменению распределения солнечной энергии, поступающей на поверхность. Для эксперимента mH этим исчерпываются внешние заданные воздействия. Обзор результатов этого эксперимента представлен в [13]. Ключевые особенности эксперимента LGM – моделирование климата в ответ на снижение содержания CO<sub>2</sub>, общее увеличение объемов оледенения, появление покровных ледников на территории Евразии и Северной Америки, понижение уровня Мирового океана (до –115... –130 м н. у. м), изменение конфигурации суша/море.

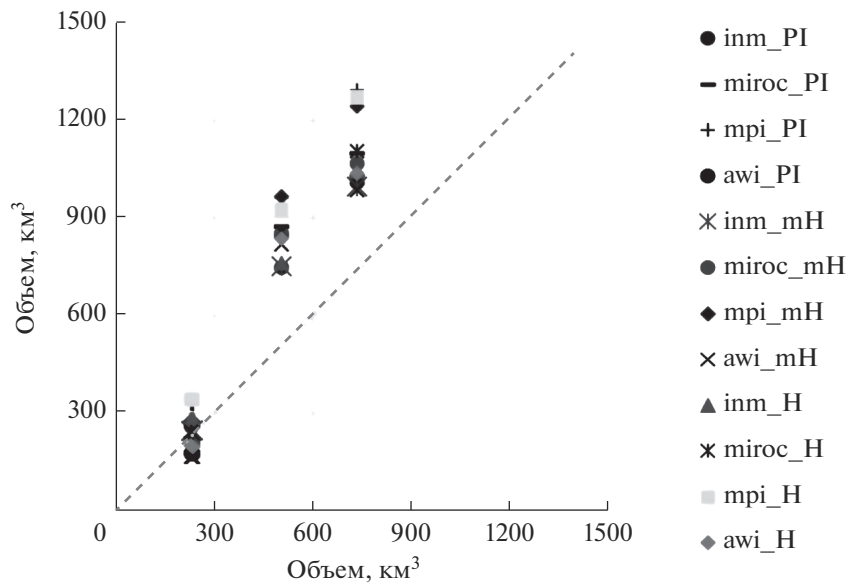
Отметим, что эксперименты PI, mH и LGM представляли собой расчеты, направленные на изучение установившегося, равновесного состояния, в то время как эксперимент H – это нестационарный эксперимент, призванный отразить текущую реакцию климатической системы на фоновые изменения, прежде всего на рост содержания парниковых газов в атмосфере.

Для реализации задач настоящего исследования взяты данные четырех моделей (табл. 1), для которых в базе данных представлены все необходимые результаты моделирования. Дело в том, что CMIP6 еще не завершен, и содержание базы постоянно обновляется.

Для расчета стока Волги, испарения и осадков на территории водосбора использована современная конфигурация речного бассейна Волги, интерполированная на модельные сетки. Для расчетов характеристик видимого испарения (разность “испарение минус осадки”) над зеркалом Каспия использованы те ячейки, где в маске модели суша/море задано “море” для данной территории. В модели miroc Каспий не был задан в маске модели как “море”, поэтому относящиеся к нему ячейки выбирались авторами из общего массива данных по признаку больших сумм испарения, превышающих в несколько раз те, которые диагностированы в соседних ячейках.

*Анализ осредненных значений и функций  
распределения вероятностей  
составляющих водного баланса*

Приступая к анализу данных моделирования, начнем с сопоставления средних значений компонентов водного баланса (осредненных над бассейном и за период компьютерного эксперимента). Прежде всего сравнивались те данные экспериментов, которые по своей сути могут быть сопоставлены с климатическими (современными) данными. Исходя из палеогеографических представлений и условий проведения экспериментов PI, mH и H (как указано выше), данные, относящиеся к современному климату и середине голоцена, должны быть в общих чертах близки, поскольку относятся к этапу межледниковья. Различия, отраженные, например, в палеогеографической



**Рис. 1.** Сопоставление (по данным наблюдений и моделирования) данных об осадках, испарении и стоке ( $\text{км}^3$ ) над бассейном р. Волги по данным климатических моделей. Данные наблюдений: сток, испарение и осадки [2, 4] отложены последовательно на оси абсцисс.

схеме Блитта—Сернандера, гораздо менее важны, чем различия ледниковых/межледниковых эпох.

Как видно из рис. 1, все четыре модели демонстрируют согласованное поведение: модельные осадки и испарение над бассейном Волги сильно завышены (на 25–60 и 60–100% соответственно) по сравнению с современными данными, однако значения стока на фоне этих погрешностей оказались довольно близки к величине гидрометрического стока (разброс  $\pm 30\%$ ). Этот факт вызывает противоречивые впечатления. С одной стороны, абсолютная величина речного стока воспроизведена более-менее правильно.

С другой стороны, это достигнуто за счет неправильного воссоздания климатическими моделями осадков и испарения, что связано с неверным моделированием особенностей регионального климатического режима. Это обстоятельство снижает уровень доверия к результатам моделирования, поскольку диагностированное неправильное воспроизведение механизма стокообразования не гарантирует правильность результатов в климатических условиях, отличных от современных. Если говорить о продуктах глобального моделирования, то теоретически может помочь исправить положение реанализ или, тем более, оперативные данные прогноза погоды (см. ниже), при использовании которых модель все время “загоняется” на правильную траекторию эволюции.

Сравнивая осадки и испарение над бассейном Волги, а также видимое испарение, отметим, что функции распределения вероятностей прекрасно

описываются нормальным распределением. Четко видно, что диапазоны варьирования различны, причем изменчивость осадков гораздо больше (рис. 2).

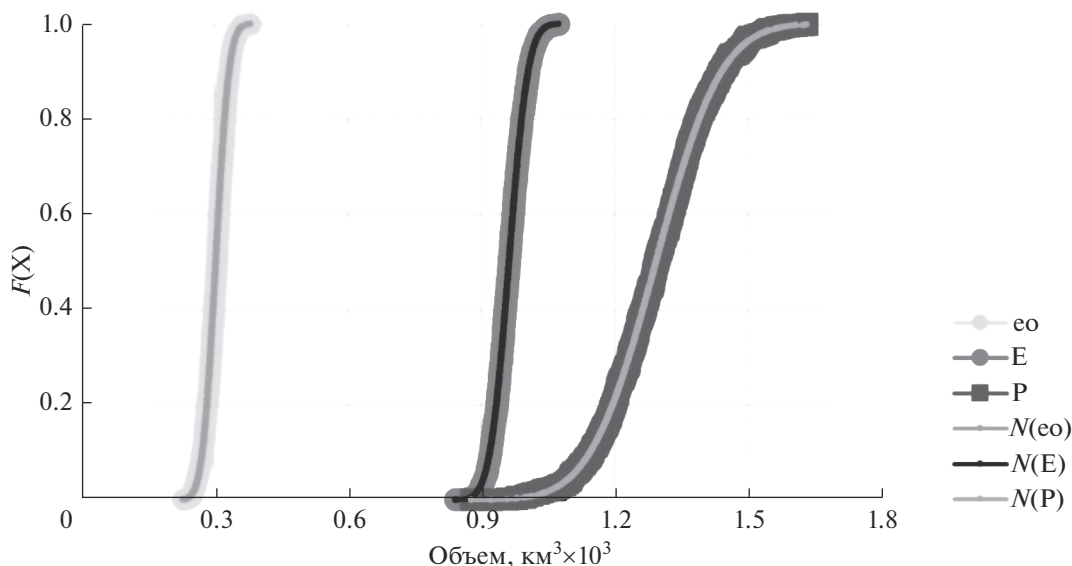
Для контроля величины стока, непосредственно вычисляемого моделями, проведено его сопоставление с так называемым “климатическим стоком”, также вычисляемым по модельным данным. Последняя величина рассчитывается как разность осадков и испарения над бассейном, которая усредняется за весь период наблюдений. Учитывая примененный алгоритм модельных расчетов, следует ожидать совпадение стока и климатического стока, однако, как следует из табл. 2, возможны некоторые накопления/потери влаги в почвенном слое. В целом отклонения  $\leq 2\%$ , кроме одного случая, соответствующего эксперименту *inm\_LGM*. Однако здесь превышение климатического стока связано с тем, что учтен добавок воды, проникающей в бассейн Волги при таянии Скандинавского ледникового щита.

*Уравнение, описывающее динамику уровня Каспийского моря*

Водный баланс определяется уравнением:

$$\frac{dV}{dt} = Q_{in} - Q_{out}. \quad (1)$$

Приходная составляющая баланса определяется речным стоком (подповерхностная компонента составляет  $< 10\%$  (практически  $1\%$  [9])). В среднем  $\sim 80\%$  (для отдельных этапов возможны



**Рис. 2.** Интегральные функции распределения повторяемости осадков и испарения, усредненных над бассейном р. Волги, а также видимого испарения с поверхности моря ( $10^{-3}$  км<sup>3</sup>) для эксперимента mpi\_PI и соответствующие функции нормального распределения.

90%) речного стока формируется стоком р. Волги  $Q$ , т.е.  $Q_{in} = Q/k$ ,  $k = 0.8$ ,  $Q_{out} \equiv e$  – разность “испарение минус осадки” с водной поверхности. Сюда включен также сток воды в зал. Кара-Богаз-Гол и ее дальнейшее испарение. Наблюдения показывают, что в среднем приход и расход близки, поэтому изменения объема воды (площади и уровня моря) – обычно результат сравнительно небольшого дисбаланса. При изменении фоновых значений компонентов водного баланса море имеет тенденцию к установлению нового равновесного уровня и площади [1]. В такого рода стационарных условиях из (1) имеем

$$\frac{Q_0}{k} = e_0. \quad (2)$$

Проверим, выполняется ли выражение (2) на модельных данных. Ясно, что в данном случае оно фиктивно, так как в моделях такого рода водный цикл не обязательно согласованный.

Выберем сперва для проверки данные, извлеченные из численных экспериментов H, PI, mH. В табл. 3 сопоставлены соотношения  $e_0/Q_0$  по данным анализируемых моделей. Исходя из формулы (2) соотношение должно быть 1.25. По данным моделей оно получается  $\sim 1$  при небольшом разбросе. Это означает, фактически, что имеет место важная связка компонентов водного баланса, а именно – можно считать, что в названных моделях “несуществующий” баланс воды Каспийского моря обеспечивается исключительно вкладом Волги. Для модели awi соотношение получается в среднем  $\sim 1.9$ . Это означает при тех же

предположениях, что вклад Волги обеспечивает только  $\sim 50\%$  той воды, которая теряется водной поверхностью на испарение, т.е. здесь налицо занижение вклада волжского стока, в то время как в

**Таблица 2.** Сопоставление рассчитанного в моделях стока  $Q$  с величиной климатического стока  $Q_c$

Наблюдения и эксперименты	$Q - Q_c$ , км <sup>3</sup>	$(Q - Q_c)/Q_c$
obs	5	0.021
inm_PI	1.1	0.004
miroc_PI	-3.4	-0.015
mpi_PI	-2.2	-0.007
awi_PI	-2.2	-0.013
inm_H	0.3	0.001
miroc_H	-5.5	-0.023
mpi_H	-2.7	-0.008
awi_H	-3.4	-0.017
inm_mH	2.3	0.009
miroc_mH	-5.5	-0.026
mpi_mH	-3.0	-0.011
awi_mH	-1.3	-0.008
inm_LGM	11.0	0.079
miroc_LGM	-3.5	-0.017
mpi_LGM	-3.0	-0.019
awi_LGM	-2.4	-0.015

**Таблица 3.** Соотношение осредненных за время экспериментов значений видимого испарения и стока р. Волги

Модель_эксперимент	$e_0/Q_0$	Модель_эксперимент	$e_0/Q_0$
mpi_H	0.9	inm_H	1.0
mpi_mH	1.4	inm_mH	1.1
mpi_PI	0.9	inm_PI	1.0
miroc_H	0.9	awi_H	1.7
miroc_mH	1.6	awi_mH	2.0
miroc_PI	1.0	awi_PI	1.9

первых названных трех моделях наблюдается завышение его роли.

Что касается периода последнего оледенения, то здесь ситуация сложнее. Дело в том, что, по палеогеографическим данным, в этот период наблюдалась весьма глубокая регрессия [27]. Изучение ее причин, основанное на анализе данных моделирования, показало главенствующую роль сокращения волжского стока [26]. Из рассматриваемых в данной работе две модели – mpi и inm – показали аналогичные количественные результаты. Другие две модели – miroc и awi – не продемонстрировали снижения волжского стока, несмотря на большие уменьшения осадков на территории бассейна р. Волги из-за синхронного снижения испарения.

Если исключить из акватории Каспийского моря его северную часть, попытавшись таким образом учесть факт сокращения площади Каспийского моря в период последнего оледенения, то за счет этого произойдет уменьшение рассчитанного по модельным данным соотношения  $e_0/Q_0$ : оно составит ~1, но разброс по данным разных моделей получается существенно больше.

Отметим, что в реальных условиях Каспийского моря величина испарения воды с поверхности моря зависит от вариаций уровня, поскольку, например, при его существенном росте по сравнению с современным состоянием площадь мелководных участков значительно возрастает, что приводит к росту испарения. Однако анализ гипсометрической кривой показывает, что этот эффект становится существенным начиная с превышения уровня (от современных значений) на  $\geq 10$  м [10]. Если же диапазон колебаний уровня не так велик, то эта обратная связь не важна.

Теперь складываем выражения (1) и (2) (имея в виду, что  $dV = f dh$ ,  $h$  – уровень моря,  $f$  – его площадь) и получаем

$$f \frac{dh}{dt} = \frac{Q_0}{k} \left( \frac{Q - Q_0}{Q_0} - \frac{e - e_0}{e_0} \right). \quad (3)$$

Площадь меняется при изменениях уровня:  $f = a + bh$  (при отсчете от нулевого значения при  $-28$  м), причем коэффициенты данного уравне-

ния несколько различаются в диапазонах:  $h \leq -5$ ,  $-5 < h < 0$ ,  $h \geq 0$  м.

Однако прямые расчеты показывают, что, например, при отклонениях на  $\pm 5$  м отклонения площади от средней величины  $\leq 10\%$ . Поэтому будем считать, что  $dV = f_0 dh$ , и выполнив интегрирование, получим

$$h - h_0 = \frac{Q_0}{kf_0} \int_0^t \left( \frac{Q - Q_0}{Q_0} - \frac{e - e_0}{e_0} \right) dt. \quad (4)$$

Для современных значений  $Q_0/kf_0 \cong 0.8$  м/год.

Полученное выражение демонстрирует, что аномалии уровня моря появляются за счет последовательного накопления относительных аномалий речного стока и видимого испарения. По данным рассматриваемых моделей, главенствующую роль играет воздействие первого фактора, а вклад второго слагаемого лишь в отдельные периоды численных экспериментов достигает 20%. Эта точка зрения неоднократно подчеркивалась [7, 8, 24]. В то же время стали появляться работы, в которых видимое испарение оценивается по реанализам (GFS, ERA-Interim, JRA, NCEP/NCAR и NCEP/DOE), а также по данным оперативного погодного прогнозирования [3, 14]. Эти результаты пока противоречивы: при использовании одних баз данных выявляется равноправная и даже доминирующая роль вариаций видимого испарения, при использовании других – вообще никакие выводы невозможны.

Теперь можно, воспользовавшись данными моделей, вычислять накопленные суммы стока Волги и видимого испарения, интерпретировать эти результаты как вариации уровня, предполагая (с учетом сделанных допущений), что коэффициент пропорциональности в формуле (4) близок к единице.

*Динамика уровня Каспийского моря, восстановленная по данным вариаций стока и видимого испарения*

Рассмотрим сначала данные эксперимента Н (рис. 3). Все модели продемонстрировали чувствительность модельного режима к прогресси-

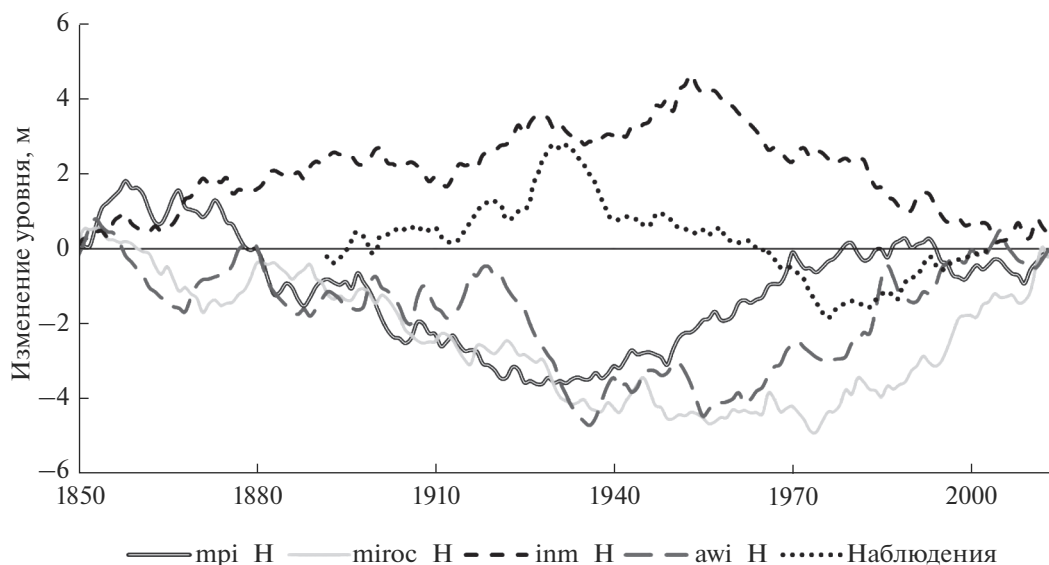


Рис. 3. Интегрально-разностные кривые стока р. Волги по данным эксперимента Historical и данным наблюдений.

рующему повышению температуры окружающей среды в XX–XXI вв. Однако воздействия этого фактора оказалось недостаточно для контроля циркуляции атмосферы и гидрологического цикла европейского региона и прилегающей азиатской территории, в результате чего оказалось, что модельные кривые несхожи между собой и они не соответствуют реальному поведению стока р. Волги. В этом проявилась типичная особенность климатического моделирования – потеря фазового соответствия. В то же время можно отметить, что размах кривых напоминает изменения, происходившие с Каспийским морем в последние полтора века. На всех кривых видны эпохи длительных изменений с темпом понижения/повышения уровня 0.4–1.0 м/10 лет. Отмечаются и более резкие изменения. Так, модель awi демонстрирует ближе к середине XX в. понижение уровня моря, темпы которого в 2.5 раз превышают названные оценки. Причем вариации, в том числе с большими перепадами значений, характерны главным образом для колебаний стока и связаны с изменениями осадков, выпадающих на территории бассейна Волги. Гораздо реже они отмечаются в поведении видимого испарения. На важность именно таких аномалий в контексте анализа отдельных засушливых лет (как, например, в условиях катастрофической аномалии летом 2010 г.) указано в [11]. В то же время сопоставление функций распределения вероятностей (рис. 2) ясно указывает, что диапазон вариаций видимого испарения значительно меньше, чем диапазон вариаций осадков.

Отметим, что по сравнению с данными CMIP5 [23, 24] рассматриваемые результаты CMIP6 характеризуются несколько большей (на 15–20%)

вариативностью, что больше напоминает реальный размах флуктуаций.

Однако интервал в 165 лет эксперимента H (из которого, к тому же, следует исключить для проведения анализа первые и последние ~20 лет – “характерное время установления” динамики Каспия) – слишком короткий для того, чтобы изучать поведение такого инерционного объекта, как Каспийское море.

Более содержательны в этом смысле будут результаты продолжительного моделирования PI, тем более что эксперимент PI осуществлен для получения установившегося стационарного состояния. Для анализа использованы данные трех моделей, потому что для модели awi доступны данные только за 100 модельных лет. Их анализ подтверждает в целом те выводы о протяженности и темпах изменений уровня Каспия, которые были сделаны выше при анализе данных эксперимента H.

Интегрально-разностные кривые характеризуются различным поведением во времени. Для всех моделей характерны флуктуации значений протяженностью 30–50 лет с характерным размахом ~2 м. Более медленные изменения трендового характера занимают многие десятки лет и характеризуются темпами изменений уровня ~0.6 м/10 лет. Причем вновь главный вклад в изменения уровня создается речным стоком, хотя и в колебаниях видимого испарения имеют место (но гораздо реже) глубокие аномалии.

Рассмотрим более подробно самый длинный, 1000-летний ряд mri\_PI (рис. 4). Хорошо видно, что он неоднороден. Так, сначала на фоне низкого стояния моря имели место длительные эпохи



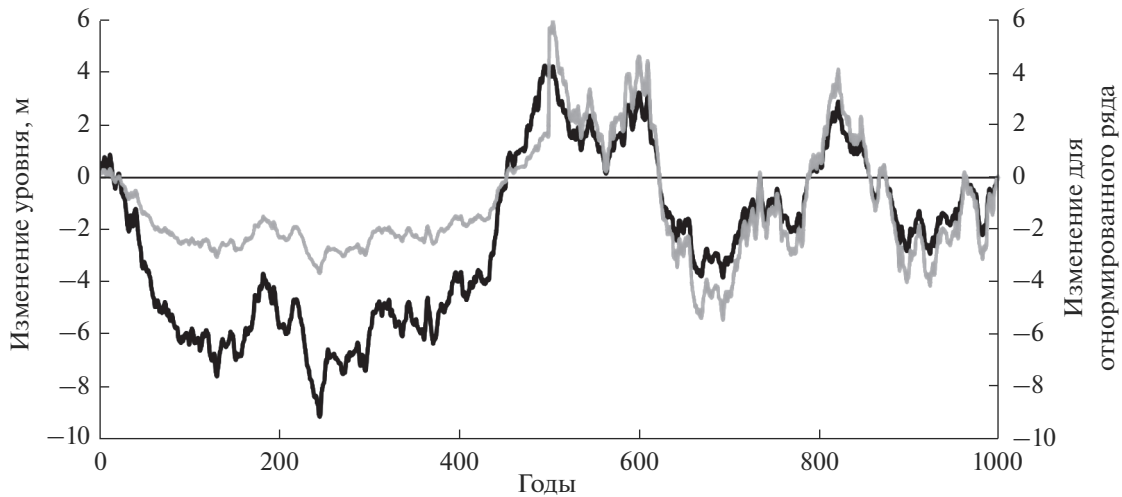


Рис. 4. Интегрально-разностные кривые волжского стока для эксперимента tri\_PI (м) (черный цвет) и нормированные (безразмерные значения) на 2.5 и 0.7 для первого и второго 500-летнего интервала (серый цвет) соответственно.

протяженностью ~250 лет, во время которых происходило сперва снижение уровня, а затем его рост, но далее это сменилось ритмическими изменениями с периодом ~200 лет. Эмпирическая гистограмма (рис. 5) в таких условиях также как будто сложена из двух функций распределения.

Такого рода нерегулярное поведение модельного климатического режима (находящееся, казалось бы, в противоречии с технологией проведения эксперимента PI, специально ориентированного на воспроизведение стационарного режима) напоминает случайные флуктуации, режим которых испытал перестройку примерно в середине модельного эксперимента. О природе этого переходного режима ничего сказать нельзя, кроме общего замечания, что это может быть следствием “вековой” волатильности регионального климата, существующей в рамках глобально-равновесного режима.

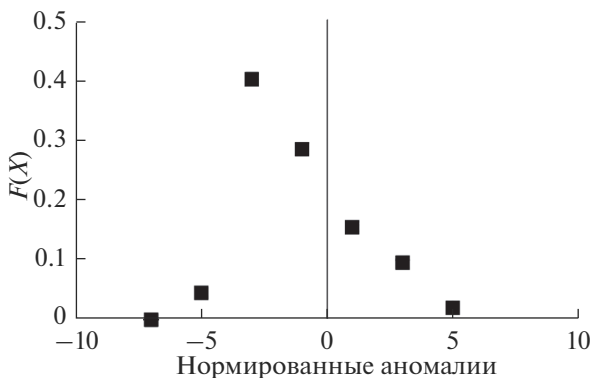


Рис. 5. Эмпирическая гистограмма нормированных аномалий волжского стока (рис. 4), безразмерные значения.

Вместе с этим, возможно, имеет место неправильная интерпретация расчетов по формуле (4). Чтобы этого избежать, можно попытаться не использовать  $f_0$ , а учитывать вариации площади моря вместе с изменением уровня. Такого рода “поправка” может быть введена в рассмотрение следующим образом.

Если интерпретировать вариации уровня Каспия как проявления случайного блуждания по типу броуновского движения [6], то их дисперсия должна описываться выражением

$$\sigma_{hst}^2 = \frac{\tau_q \sigma_q^2}{\lambda} \quad (5)$$

Это стационарное состояние, при котором амплитуда аномалий статистически остается неизменной.

Примем, что характерное время изменений такое же, как получается по данным современных измерений, т.е. взято  $\tau_q = 2$  года, чтобы избежать межгодовой скоррелированности. Функция в знаменателе связана также с особенностями гипсометрической кривой. Там где уровень моря уходит за отметку  $-5$  м (отсчитываемую от  $-28$  м),  $\lambda = \lambda_1 = 0.01$  1/год; в интервале от  $-5$  м до нуля  $\lambda = \lambda_2 = 0.05$  1/год, а при более высоких положениях уровня  $\lambda = \lambda_3 = 0.02$  1/год. Последний множитель в числителе в формуле (5) складывается из дисперсии флуктуаций стока и видимого испарения. Для рассматриваемого модельного ряда это  $0.0025$  и  $0.0045$  (м/год)<sup>2</sup> соответственно, так что  $\sigma_q^2 = 0.007$ (м/год)<sup>2</sup>. Отметим, что дисперсия флуктуаций стока получилась на порядок меньше, чем то, что имеет место по данным наблюдений в современную эпоху [5]. В первые ~500 лет



эксперимента  $\text{mri\_PI}$  логично принять  $\lambda = 0.01$  1/год, а во вторые  $\sim 500$  лет возьмем среднее значение между  $\lambda_2$  и  $\lambda_3$ , т.е.  $0.035$  1/год. При этих предположениях для первого интервала  $\sigma_{hst} = 2.5$  м, а для второго  $\sigma_{hst} = 0.7$  м.

Используем эти значения для того, чтобы нормировать аномалии уровня моря. После этого характеристики первого и второго 500-летних интервалов становятся более схожими (рис. 4), т.е. осуществленный учет морфологических особенностей бассейна позволил несколько уменьшить неоднородность ряда.

Продолжим эту тему и перейдем к построению плотности распределения вероятностей флуктуаций уровня Каспийского моря. Ее теоретический вид получен в представлении о том, что динамика уровня описывается уравнением, в котором усвоение приходящей воды и испарение с акватории происходят в бассейне определенной формы, задаваемой гипсометрической кривой [22]

$$p = p_0 \exp\left(-\frac{(h-h_0)^2}{2D/\lambda}\right), \quad \left\{ \begin{array}{l} \lambda = \lambda_1, \quad h \leq \xi \\ \lambda = \lambda_2, \quad \xi < h < \eta \\ \lambda = \lambda_3, \quad h \geq \eta \end{array} \right\}. \quad (6)$$

Здесь  $D/\lambda$  характеризует дисперсию:  $D = \tau_q \sigma_q^2$  (см. формулу (5)),  $\xi = -5$  м и  $\eta = 0$  м – точки “переломов” гипсометрической кривой; значения  $\lambda$ , соответствующие интервалам  $h$ , указаны выше. Константа  $p_0$  определяется из выражения

$$\frac{1}{p_0} = \int_{-\infty}^{\xi} \exp\left(-\frac{(h-h_0)^2}{2D/\lambda_1}\right) dh + \int_{\xi}^{\eta} \exp\left(-\frac{(h-h_0)^2}{2D/\lambda_2}\right) dh + \int_{\eta}^{\infty} \exp\left(-\frac{(h-h_0)^2}{2D/\lambda_3}\right) dh. \quad (7)$$

Вновь рассмотрим эксперимент  $\text{mri\_PI}$ . Для ряда, состоящего из нормированных значений,  $D = 1$ , а по всему 1000-летнему ряду получается среднее значение  $h_0 = -1.1$  м. Поскольку получить аналитическое выражение интегралов в (7) невозможно, их значения вычислены с помощью известных “Таблиц значений функции Лапласа”. В результате расчетов  $p_0 = 0.4$  и искомая функция представляет собой близкую к симметричной по форме одномодальную кривую.

Эмпирическая гистограмма (рис. 5) отличается от нее характерным перекосом в область отрицательных аномалий. Это связано с отмеченной неоднородностью исходного модельного интегрально-разностного ряда (рис. 4), которая хоть и была уменьшена, но полностью не ликвидирована.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Данные климатического моделирования применены для анализа вариаций уровня Каспийского моря для различных эпох. Получить такие оценки можно только косвенным путем, поскольку в моделях море не описывается как объект водного баланса речного стока и видимого испарения, а представлено на территории ячейками, покрытыми водой. В результате пришлось сделать допущение о том, что вариации уровня напрямую описываются интегрально-разностными кривыми стока р. Волги и видимого испарения.

В результате получено, что климатические модели воспроизводят изменения стока декадного и векового масштаба с близкой к реально наблюдающейся амплитудой, однако сопоставление модельной и наблюдаемой фаз этих вариаций (для последних 165 лет) показало их полное несогласие (это касается и межмодельного разброса). При этом, если сами значения стока Волги воспроизводятся моделями хоть в какой-то степени достоверно, то его компоненты (осадки и испарение, усредненные по территории бассейна р. Волги) значительно завышены. Это говорит о том, что особенности циркуляции атмосферы, режима выпадения осадков, испарения и снегонакопления, воспроизводимые моделями, весьма далеки от реальности. Имея это в виду, отметим, что перспективы прогноза уровня Каспийского моря на XXI в. на основе данных климатического моделирования СМIP весьма пессимистичны.

Важной особенностью длительных 1000- или 500-летних экспериментов PI оказалась неоднородность уровневого режима, восстановленного по данным вариаций волжского стока и видимого испарения. Она проявляется в наличии длительных ( $\sim 500$  лет) эпох с различным поведением моделируемых показателей. Это несколько неожиданно, потому что эксперимент PI специально организован с заданными неизменными на всем его протяжении внешними воздействиями, чтобы в результате получилось воссоздание установившегося глобального климатического режима. По-видимому, такая процедура не гарантирует стационарности регионального климатического режима. В том числе неясно, какая должна быть продолжительность модельного эксперимента, чтобы была обеспечена эта стационарность, и достижима ли она в принципе.

Этот факт говорит о том, что нет оснований рассчитывать на то, что сравнительно короткие модельные эксперименты mH и LGM обеспечивают достоверную информацию о декадных и вековых вариациях регионального климата. В то же время данные палеомоделирования убедительно показывают, что не было условий для возникновения “сверхбольших” аномалий (с амплитудами уровня Каспия, превышающими несколько мет-

ров). Следовательно, их генезис находится за пределами обычных климатическо-гидрологических флуктуаций и требует учета специфических факторов.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Богословский Б.Б.* Озероведение. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1960. 336 с.
2. Водный баланс и колебания уровня Каспийского моря. Моделирование и прогноз. М.: Триада лтд, 2016. 378 с.
3. *Выручалкина Т.Ю., Дианский Н.А., Фомин В.В.* Влияние на эволюцию уровня Каспийского моря многолетних изменений режима ветра над его регионом в 1948–2017 гг. // Вод. ресурсы. 2020. Т. 47. № 2. С. 230–240.
4. Гидрометеорологические аспекты проблемы Каспийского моря и его бассейна / Под ред. *И.А. Шукломанова, А.С. Васильева*. СПб.: Гидрометеоздат, 2003. 400 с.
5. *Голицын Г.С., Раткович Д.Я., Фортус М.И., Фролов А.В.* О современном подъеме уровня Каспийского моря // Вод. ресурсы. 1998. Т. 25. С. 133–139.
6. *Демченко П.Ф., Кислов А.В.* Стохастическая динамика природных объектов. М.: ГЕОС, 2010. 189 с.
7. *Косарев А.Н., Кураев А.В., Никонова Р.Е.* Особенности современных гидрологических условий Северного Каспия // Вестн. МГУ. 1996. Сер. 5, География. № 5. С. 47–53.
8. *Михайлов В.Н., Поваляшников Е.С.* Еще раз о причинах изменений уровня Каспийского моря в XX веке // Вестн. МГУ. 1998. Сер. 5, География. № 3. С. 35–38.
9. *Панин Г.Н., Мамедов Р. М., Митрофанов И.В.* Современное состояние Каспийского моря // М.: Наука, ИВП РАН, 2005. 363 с.
10. *Фролов А.В.* ДСМ-моделирование многолетних колебаний уровня Каспия в палеовремени. <https://www.iwrp.ru/about/news/v-ivp-ran-proshel-onlayn-seminar-po-kaspiyu/>
11. *Arpe K., Leroy S., Lahijani H., Khan V.* Impact of the European Russia drought in 2010 on the Caspian Sea level // Hydrol. Earth Systems Sci. 2012. V. 16. P. 19–27.
12. *Baracchini T., Chu P. Y., Šukys J., Lieberherr G., Wunderle S., Wüest A., Bouffard D.* Data assimilation of in situ and satellite remote sensing data to 3D hydrodynamic lake models: a case study using Delft3D-FLOW v4.03 and OpenDA v2.4 // Geosci. Model Dev. 2020. V. 13. P. 1267–1284.
13. *Brierley C.M., Zhao A., Harrison S.P., Braconnot P., Williams C.J.R., Thornalley D.J.R., Shi X., Peterschmitt J.-Y., Ohgaito R., Kaufman D.S., Kageyama M., Hargreaves J.C., Erb M.P., Emile-Geay J., D'Agostino R., Chandan D., Carré M., Bartlein P.J., Zheng W., Zhang Z., Zhang Q., Yang H., Volodin E.M., Tomas R.A., Routson C., Peltier W.R., Otto-Bliesner B., Morozova P.A., McKay N.P., Lohmann G., Legrande A.N., Guo C., Cao J., Brady E., Annan J.D., Abe-Ouchi A.* Large-scale features and evaluation of the PMIP4-CMIP6 midHolocene simulations // Clim. Past. 2020. V. 16. P. 1847–1872.
14. *Chen J.L., Pekker T., Wilson C.R., Tapley B.D., Kostianoy A.G., Cretaux J.-F., Safarov E.S.* Long-term Caspian Sea level change // Geophys. Res. Lett. 2017. V. 44. P. 6993–7001.
15. *Choulga M., Kourzeneva E., Balsamo G., Boussetta S., Wedi N.* Upgraded global mapping information for earth system modelling: an application to surface water depth at the ECMWF // Hydrol. Earth Syst. Sci. 2019. V. 23. P. 4051–4076.
16. Earth System Documentation. <https://view.es-doc.org/index.html?renderMethod=id&project=cmip6&id=8c42ab00-1ef2-4d5b-ade1-8bf8803cb6d4> (дата обращения: 05.03.2021)
17. *Eyring V., Bony S., Meehl G.A., Senior C.A., Stevens B., Stouffer R.J., Taylor K.E.* Overview of the Coupled Model Intercomparison Project Phase 6 (CMIP6) experimental design and organization // Geosci. Model Dev. 2016. 9. P. 1937–1958.
18. *Hajima T., Watanabe M., Yamamoto A., Tatebe H., Noguchi M.A., Abe M., Ohgaito R., Ito A., Yamazaki D., Kajima H., Ito A., Takata K., Ogochi K., Watanabe S., Kawamiya M.* Development of the MIROC-ES2L Earth system model and the evaluation of biogeochemical processes and feedbacks // Geosci. Model Dev. 2020. V. 13. P. 2197–2244.
19. <https://esgf-node.llnl.gov/search/cmip6/> (дата обращения: 05.03.2021)
20. *Kageyama M., Albani S., Braconnot P., Harrison S.P., Hopcroft P.O., Ivanovic R.F., Lamber F., Marti O., Peltier W.R., Peterschmitt J.-Y., Roche D.M., Tarasov L., Zhang X., Brady E.C., Haywood A.M., LeGrand A.N., Lunt D.J., Mahowald N.M., Mikolajewicz U., Nisancioglu K.H., Otto-Bliesner B.L., Renssen H., Tomas R.A., Zhang Q., Abe-Ouchi A., Bartlein P.J., Cao J., Li Q., Lohmann G., Ohgaito R., Shi X., Volodin E., Yoshida K., Zhang X., Zheng W.* The PMIP4 contribution to CMIP6. Pt 4. Scientific objectives and experimental design of the PMIP4-CMIP6 Last Glacial Maximum experiments and PMIP4 sensitivity experiments // Geosci. Model Dev. 2017. V. 10. P. 4035–4055.
21. *Kislov A.* On the interpretation of century-millennium-scale variations of the Black Sea level during the first quarter of the Holocene // Quaternary Int. 2018. V. 465. Pt A. P. 99–104.
22. *Kislov A.* On the Probability Distribution of Sea Level Changes in the Caspian Sea // Pure Appl. Geophys. 2020. V. 177. P. 5943–5949.
23. *Kislov A.V.* The interpretation of secular Caspian Sea level records during the Holocene // Quaternary Int. 2016. V. 409. P. 39–43.
24. *Kislov A.V., Panin A., Toropov P.* Current status and palaeostages of the Caspian Sea as a potential evaluation tool for climate model simulations // Quaternary Int. 2014. V. 345. P. 48–55.
25. *Kislov A., Tarasov P.E., Sourkova G.V.* Pollen and other proxy-based reconstructions and PMIP simulations of the last glacial maximum mean annual temperature: an attempt to harmonize the data-model comparison procedure // Acta Palaeontologica Sinica. 2002. V. 41. P. 539–545.
26. *Kislov A., Toropov P.* Modeling extreme Black Sea and Caspian Sea levels of the past 21,000 years with general

- circulation models // *Geology and Geoarchaeology of the Black Sea Region: Beyond the Flood Hypothesis: Geological Society of America Special Paper* / Eds *I.V. Buynovich, V. Yanko-Hombach, A.S. Gilbert, R.E. Martin* 2011. V. 473. P. 27–32.
27. *Krijgsman W., Tesakov A., Yanina T. et al.* Quaternary time scales for the Pontocaspian domain: Interbasinal connectivity and faunal evolution // *Earth-Sci. Rev.* 2019. V. 188. P. 1–40.
28. *Mauritsen T., Bader J., Becker T., Behrens J., Bittner M., Brokopf R., Brovkin V., Claussen M., Crueger T., Esch M., Fast I., Fiedler S., Fläschner D., Gayler V., Giorgetta M., Goll D.S., Haak H., Hagemann S., Hedemann C., Hohenegger C., Ilyina T., Jahns T., Jimenez-de-la-Cuesta D., Jungclaus J., Kleinen T., Kloster S., Kracher D., Kinne S., Kleberg D., Lasslop G., Kornbluh L., Marotzke J., Matei D., Meraner K., Mikolajewicz U., Modali K., Möbis B., Müller W.A., Nabel J.E.M.S., Nam C.C.W., Notz D., Nyawira S., Paulsen H., Peters K., Pincus R., Pohlmann H., Pongratz J., Popp M., Raddatz T.J., Rast S., Redler R., Reick C.H., Rohrschneider T., Schemann V., Schmidt H., Schnur R., Schulzweida U., Six K.D., Stein L., Stemmler I., Stevens B., Storch J., Tian F., Voigt A., Vrese P., Wieners K., Wilkenskjaeld S., Winkler A., Roeckner E.* Developments in the MPI-M Earth System Model version 1.2 (MPI-ESM1.2) and its response to increasing CO<sub>2</sub> // *J. Adv. Model. Earth Syst.* 2019. V. 11. P. 998–1038.
29. *Otto-Bliesner B.L., Braconnot P., Harrison S.P., Lunt D.J., Abe-Ouchi A., Albani S., Bartlein P.J., Capron E., Carlson A.E., Dutton A., Fischer H., Goelzer H., Govin A., Haywood A., Joos F., LeGrande A.N., Lipscomb W.H., Lohmann G., Mahowald N., Nehrbass-Ahles C., Paucata F.S.R., Peterschmitt J.-Y., Phipps S.J., Renssen H., Zhang Q.* The PMIP4 contribution to CMIP6. Pt 2: Two interglacials, scientific objective and experimental design for Holocene and Last Interglacial simulations // *Geosci. Model Dev.* 2017. V. 10. P. 3979–4003.
30. *Sidorenko D., Rackow T., Jung T., Semmler T., Barbi D., Danilov S., Dethloff K., Dorn W., Fieg K., Gößling H.F., Handorf D., Harig S., Hiller W., Juricke S., Losch M., Schröter J., Sein D. V., Wang Q.* Towards multi-resolution global climate modeling with ECHAM6–FESOM. Pt I: Model formulation and mean climate // *Clim. Dynam.* 2015. V. 44. P. 757–780.
31. *Volodin E.M., Mortikov E.V., Kostyryn S.V., Galin V.Y., 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.